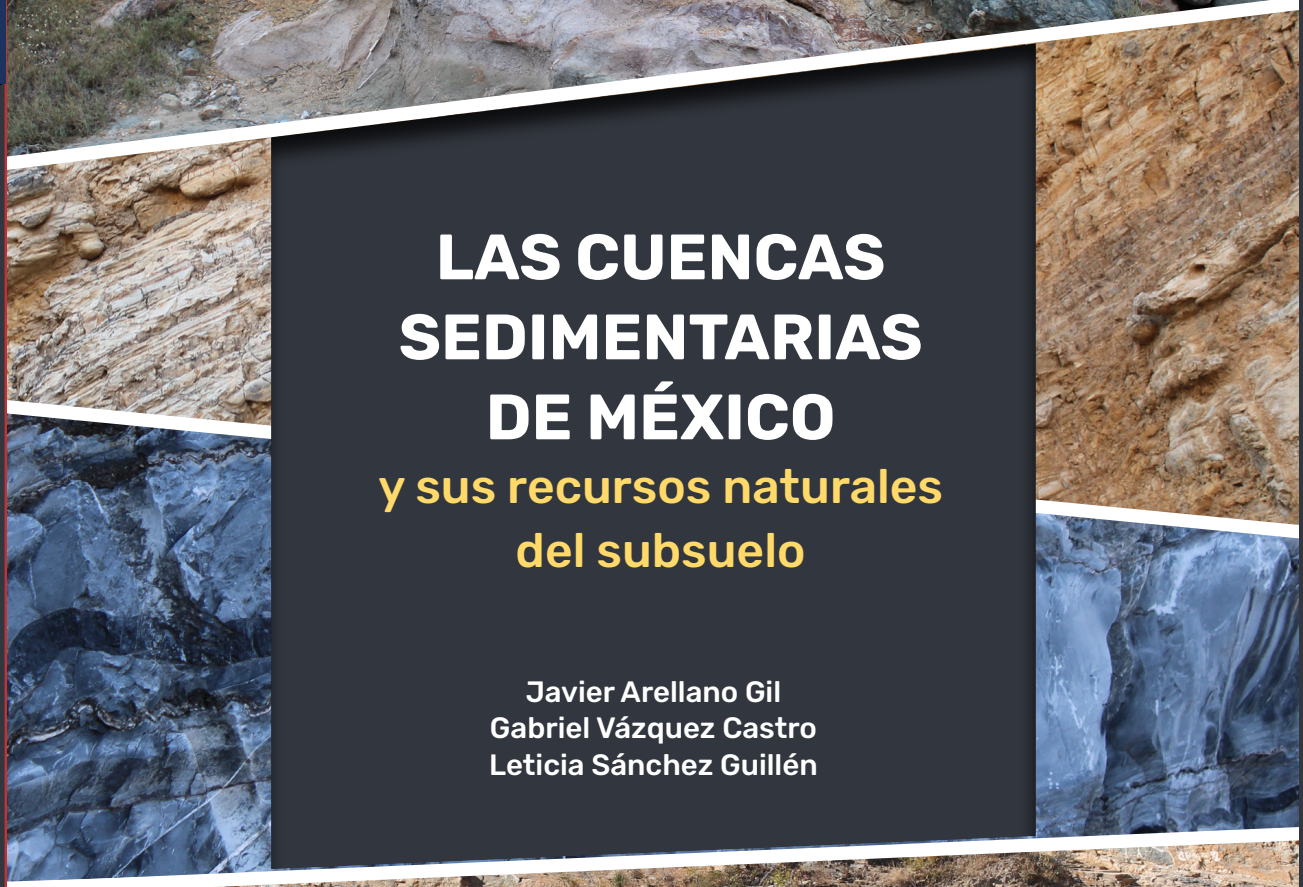
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO FACULTAD DE INGENIERÍA-ENES MORELIA



LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE MÉXICO

y sus recursos naturales del subsuelo

Javier Arellano Gil
Gabriel Vázquez Castro
Leticia Sánchez Guillén





PROYECTO PAPIME PE102024

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PROYECTO PAPIME PE102024

LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE MÉXICO

y sus recursos naturales del subsuelo

Javier Arellano Gil
Gabriel Vázquez Castro
Leticia Sánchez Guillén

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO FACULTAD DE INGENIERÍA-ENES MORELIA

Las Cuencas Sedimentarias de México y sus recursos naturales del subsuelo

México, UNAM; Facultad de Ingeniería, 2025, pp.1487

ARELLANO GIL Javier, VÁZQUEZ CASTRO Gabriel, SÁNCHEZ GUILLÉN Leticia, Arciniega Esparza Saúl, Arcos Hernández José Luis, Arzaluz Muciño Jesús Fernando, Caira Rosanna Lucia, Calla Choque Dandy, Cano González Katty Grisel, Carranza Castañeda Oscar, Castro López Valerio, Cervantes Felipe Alexis, Chacón Baca Elizabeth, Chávez Cabello Gabriel, Cruz Gaspar Juan Manuel, España Pinto Aurelio, Esparza Flores Brandon, Ferrer Hernández Katya, Flores Barragán Miguel Ángel, Flores de Dios González Luis Antonio, Flores Vargas Valentina, Franco Bautista Lourdes Alejandra, Gámez Rascón Thanairi, García Díaz José Luis, García Ramírez Jennifer del Carmen, Gómez Espinosa María Catalina, Gómez Torres Roberto Carlos, González Cervantes Norma, Guerrero Arenas Rosalía, Gutiérrez Alejandro Alejandra Guadalupe, Gutiérrez Navarro Rodrigo, Hernández Ocaña María Isabel, Hernández Salgado Fátima Itzel, Hernández Villasana Kevin Hazael, Jiménez Hidalgo Eduardo, Juárez Arriaga Edgar, Lawton Timothy Frost, Loza Espejel Roberto, Mancera Alejándrez Oscar, Martini Michelangelo, Medina Pérez Edgar, Morales Maya Jorge, Mori Laura, Ortega Rosas Carmen Isela, Ortiz Lozano Miriam Itzel, Ortiz Martínez Erika Lourdes, Ortiz Treviño Jordan, Ortuño Miranda Ximena, Pacheco Castro Adolfo, Palomares Romo Álvaro Jordán, Pedraza Villa Roberto Abraham, Peña Guerrero Mariana, Pérez Aquiahuatl Hatziry Yeyetzi, Pérez Hernández Sandra Isabel, Priyadarsi Debajyoti Roy, Quiroz Jiménez Jesús David, Ramírez Fernández Juan Alonso, Ramírez Peña César Francisco, Ramos Rosique Aldo, Reyes Agustín Gabriela, Reygadas Reygadas Rodrigo, Rodríguez Laura Jazmín, Rodríguez Zamora Alexandra, Romero de la Cruz Oscar Mario, Rosales Rodríguez Joel, Salinas Calleros Gabriel, Sánchez Valerio Arnulfo, Sánchez Valle Jazmín Lizeth, Santillán Piña Noé, Solís Castillo Berenice, Trejo Patiño Luis Alberto, Torres de la Cruz Felipe, Velderrain Rojas Luis Alonso, Valle Caro Alejandra, Vargas Chávez Ambar Daniela, Velasco de León María Patricia, Vidal Solano Jesús Roberto, Villa Mancilla Paola Judith y Zepeda Martínez Mildred.

Revisión de estilo: Javier Arellano Gil, Gabriel Vázquez Castro y Leticia Sánchez Guillén
Diseño editorial: Nismet Díaz Ferro
Fotografías de portada: Fotografías de campo en zonas trabajadas en el proyecto PAPIME PE102024

Primera edición electrónica de un ejemplar (400 MB) en formato PDF
Publicado en línea: octubre de 2025

ISBN: 978-607-642-104-8

Prohibida la reproducción o transmisión total o parcial de esta obra por cualquier medio o sistema electrónico o mecánico (incluyendo fotocopiado, la grabación o cualquier tipo de medio o sistema de recuperación o almacenamiento de información) sin consentimiento por escrito de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Derechos reservados
©2025, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria CP 04360, Ciudad de México.
Editorial: Universidad Nacional Autónoma de México (607-30)

Índice de autores

Capítulo 1. Introducción
Javier Arellano Gil, Gabriel Vázquez Castro y Leticia Sánchez Guillén

Capítulo 2. Las cuencas sedimentarias
Roberto Loza Espejel, Joel Rosales Rodríguez y Javier Arellano Gil

Capítulo 3. Las cuencas sedimentarias y sus asociaciones de facies
Noé Santillán Piña, José Luis Arcos Hernández y Hatziry Yeyetzi Pérez Aquiahuatl

Capítulo 4. Los Terrenos Tectonoestratigráficos de México y su importancia como basamento de las cuencas sedimentarias
Javier Arellano Gil, Leticia Sánchez Guillén, Juan Manuel Cruz Gazpar y Noé Santillán Piña

Capítulo 5. Yacimientos minerales en cuencas sedimentarias
Aldo Ramos Rosique y Ambar Daniela Vargas Chávez

Capítulo 6. Cuencas sedimentarias, su importancia minera y sus relaciones económicas
Dandy Calla Choque y Brandon Esparza Flores

Capítulo 7. Provincias Hidrogeológicas de México y sus recursos hídricos
Saúl Arciniega Esparza, Gabriel Salinas Calleros y Kevin Hazael Hernández Villasana

Capítulo 8. La Cuenca Las Delicias: Síntesis de una cuenca asociada a un arco volcánico del Paleozoico tardío en el margen norte de Gondwana
Elizabeth Chacón Baca, Gabriel Chávez Cabello, César Francisco Ramírez Peña, Oscar Romero de la Cruz, Katy Grissel Cano González y Alejandra Guadalupe Gutiérrez Alejandro

Capítulo 9. La Cuenca pérmica de Tamatán, Tamaulipas
María Isabel Hernández Ocaña, Juan Alonso Ramírez Fernández, Alejandra Guadalupe Gutiérrez Alejandro, César Francisco Ramírez Peña y Elizabeth Chacón Baca

Capítulo 10. Plataforma Paleozoica de Olinalá
María Catalina Gómez Espinosa, Edgar Juárez Arriaga, Joanna Sayuri Herrera Martínez, José Luis García Díaz y Luis Antonio Flores de Dios González

Capítulo 11. La Cuenca de Arperos: el registro de la compleja historia de interacción entre las placas de Norteamérica y Farallón durante el Mesozoico
Michelangelo Martini, Laura Mori, Rodrigo Gutiérrez Navarro y Mariana Peña Guerrero

Capítulo 12. Cuenca Mesozoica de Chihuahua
José Luis Arcos Hernández, Fátima Itzel Hernández Salgado, Felipe Alexis Cervantes y Noé Santillán Piña

Capítulo 13. Cuenca de Sabinas
Hatziry Yeyetzi Pérez Aquiahuatl y Noé Santillán Piña

Capítulo 14. La Cuenca de La Popa: Una cuenca halocinética en el NE de México
Gabriel Chávez Cabello, Jordan Ortiz Treviño, Elizabeth Chacón Baca, Oscar Mario Romero de la Cruz, César Francisco Ramírez Peña y Timothy Frost Lawton

Capítulo 15. Plataforma Cupido
Elizabeth Chacón Baca, Felipe Torres de la Cruz, Alejandra Gutiérrez Alejandro, César Francisco Ramírez Peña, Rosanna Lucia Caira y Gabriel Chávez Cabello

Capítulo 16. Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí
Jorge Morales Maya, Leticia Sánchez Guillén y Javier Arellano Gil

Capítulo 17. Cuenca Tampico-Misantla
Álvaro Jordán Palomares Romo, Javier Arellano Gil, Joel Rosales Rodríguez y Leticia Sánchez Guillén

Capítulo 18. La cuenca jurásica de Tlaxiaco: un laboratorio natural para estudiar el rift de Pangea en el territorio mexicano
Mildred Zepeda Martínez, Rosalía Guerrero Arenas y Lourdes Alejandra Franco Bautista

Capítulo 19. Origen del Golfo de México
Joel Rosales Rodríguez

Capítulo 20. Golfo de México Profundo
Paola Judith Villa Mancilla y Sandra Isabel Pérez Hernández

Capítulo 21. Cuenca Salina del Istmo
Arnulfo Sánchez Valerio, Oscar Mancera Alejándrez y Rosalía Guerrero Arenas

Capítulo 22. Sonda de Campeche, un segmento de las cuencas del sureste de México
Jesús Fernando Arzalúz Muciño, Leticia Sánchez Guillén y Javier Arellano Gil

Capítulo 23. Plataforma de Yucatán
Gabriel Salinas Calleros, Saúl Arciniega Esparza y Miriam Itzel Ortiz Lozano

Capítulo 24. Cuencas del sector Norte del Golfo de California
Aurelio España Pinto, Leticia Sánchez Guillén y Rodrigo Reygadas Reygadas

Capítulo 25. Evolución geológica y estratigráfica de la Cuenca de Ahuichila, noreste de México
Edgar Medina Pérez, César Francisco Ramírez Peña, Elizabeth Chacón Baca, José Jorge Aranda Gómez, Katty Grisel Cano González y Roberto Abraham Pedraza Villa

Capítulo 26. La Cuenca de Parras, noreste de México: origen, evolución e importancia económica
César Francisco Ramírez Peña, Roberto Carlos Gómez Torres, Elizabeth Chacón Baca y Gabriel Chávez Cabello

Capítulo 27. Cuenca de Burgos
Valentina Flores Vargas, Javier Arellano Gil y Leticia Sánchez Guillén

Capítulo 28. Las Cuencas extensionales del Oligoceno-Mioceno en el Sur de la Sierra Madre Occidental
Edgar Juárez Arriaga, José Jorge Aranda Gómez, Adolfo Pacheco Castro, Norma González Cervantes y Oscar Carranza Castañeda

Capítulo 29. Paleocuenca continental de Teocaltiche, Jalisco, México: un medio graben del Neógeno
Norma González Cervantes, José Jorge Aranda Gómez, Oscar Carranza Castañeda, Carlos Ortega Obregón y Edgar Juárez Arriaga

Capítulo 30. Cuenca de Chicontepec
Noé Santillán Piña y Hatziry Yeyetzi Pérez Aquiahuatl

Capítulo 31. La Cuenca de Huayacocotla
María Patricia Velasco de León, Miguel Ángel Flores Barragán y Erika Lourdes Ortiz Martínez

Capítulo 32. Cuenca de Cutzamala
Gabriel Salinas Calleros, Saúl Arciniega Esparza y Katya Ferrer Hernández

Capítulo 33. Cuenca del Valle de México
Gabriel Salinas Calleros, Saúl Arciniega Esparza y Luis Alberto Trejo Patiño

Capítulo 34. Cuenca de Veracruz
Noé Santillán Piña, Hatziry Yeyetzi Pérez Aquiahuatl y Alexandra Rodríguez Zamora

Capítulo 35. Cuenca Paleógena del noroeste de Oaxaca
Eduardo Jiménez Hidalgo, Javier Arellano Gil, Gabriela Reyes Agustín

Capítulo 36. Las Cuencas Neógenas de los Valles Centrales y el Sureste de Oaxaca
Eduardo Jiménez Hidalgo, Gabriela Reyes Agustín y Javier Arellano Gil

Capítulo 37. Subcuenca de Comalcalco
Jazmín Lizeth Sánchez Valle, Joel Rosales Rodríguez, Javier Arellano Gil y Leticia Sánchez Guillén

Capítulo 38. Las Cuencas del Cuaternario: Sistematización para un análisis regional
Laura Jazmín Rodríguez y Gabriel Vázquez Castro

Capítulo 39. Cuencas del Cuaternario en Sonora
Carmen Isela Ortega Rosas, Alejandra Valle Caro, Thanairi Gámez Rascón, Jesús Roberto Vidal Solano y Luis Alonso Valderrain Rojas

Capítulo 40. Cuenca Laguna de Santiaguillo, Durango
Jesús David Quiroz Jiménez y Roy Priyadarsi Debajyoti

Capítulo 41. Cuenca Cuaternaria Etzatlán-Magdalena, Jalisco
Gabriel Vázquez Castro, Berenice Solís Castillo y Valerio Castro López

Capítulo 42. Evolución estratigráfico-biológico de la Subcuenca Río Solís-Salamanca
Valerio Castro López y Gabriel Vázquez Castro

Agradecimientos

La elaboración de libros digitales dirigidos a estudiantes de licenciatura dentro del Programa de Apoyo para la Innovación y Mejoramiento de la Enseñanza (PAPIME), es una actividad muy importante para fomentar el mejoramiento en la enseñanza de la Ingeniería y de las Geociencias; es una de las tareas sustantivas del personal académico de las instituciones de educación superior de México. Para la elaboración de e-books se requiere de la participación comprometida y entusiasta de múltiples actores, principalmente profesores, investigadores, técnicos académicos, ayudantes de profesor, alumnos becarios, alumnos de servicio social, personal administrativo, personal del sector privado, personal de apoyo y muchos más.

Los autores y editores de esta obra agradecemos a las siguientes instituciones y personas su valiosa colaboración en la consolidación de este proyecto:

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a sus autoridades por el soporte institucional recibido, ya que su apoyo es fundamental en la elaboración de publicaciones de acceso libre que contribuyen a la formación profesional de excelencia de los estudiantes de Ingeniería en Ciencias de la Tierra y de Geociencias.

A la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México y a sus autoridades, en especial al Dr. José Antonio Hernández Espriú, Director de la Facultad de Ingeniería y a la Dra. Ana Paulina Gómora Figueroa, Jefa de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, por el apoyo recibido durante todo el proceso de elaboración de la obra.

A la Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia, UNAM y particularmente a sus autoridades, por el apoyo brindado para la realización de proyectos de docencia e investigación.

A la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA), UNAM, en especial a las autoridades que coordinan el Programa de Apoyo para la Innovación y Mejoramiento de la Enseñanza (PAPIME), particularmente a la Mtra. Brenda C. Morales Chambert, Directora de Apoyo a la Docencia, a la Lic. Ana Laura Pasos Hernández, Jefa del Departamento PAPIME y a Máximo Vázquez Páez, Jefe de Apoyo Administrativo, quienes nos asesoraron y apoyaron con los recursos necesarios para la realización del proyecto PAPIME (PE102024), cuyo objetivo principal fue la elaboración de este libro digital.

A la Unidad de Apoyo Editorial de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, en particular al Dr. Leopoldo Adrián González González y a la Mtra. Abigail Serralde Ruiz, quienes se desempeñaron como secretarios generales de la Facultad de Ingeniería durante el desarrollo de la obra. Asimismo, a la Lic. Patricia Eugenia García Naranjo, que fungió como jefa de la Unidad de Apoyo Editorial, de quienes recibimos asesoría y apoyo para la publicación del libro digital, con una oportuna evaluación del contenido de la obra y por la realización de trámites de registro de derechos de autor (ISBN).

A todos los autores que realizaron de manera personal o colegiada la elaboración de los 42 capítulos que conforman la obra, por su gran compromiso, entrega oportuna de sus aportaciones y modificaciones a sus manuscritos originales.

A las Universidades que permitieron la participación de su personal académico en la elaboración de algún o algunos capítulos que componen la obra digital, particularmente a la Universidad Nacional Autónoma de México, Universidad del Mar, Oaxaca, Universidad Autónoma de Nuevo León, Universidad Estatal de Sonora y El Colegio del Estado de Hidalgo.

A las instituciones y empresas que permitieron la participación de su personal en la elaboración de algún o algunos capítulos que componen el e-book, Petróleos Mexicanos, Instituto Mexicano del Petróleo y particularmente a la

Dra. Berenice Solís Castillo de la Asociación de Investigadores del Cuaternario y Antropoceno (INCUA), por su apoyo en la edición y corrección de estilo de los capítulos 29 a 42.

A los siguientes alumnos y exalumnos de la Facultad de Ingeniería de las Carreras de Ciencias de la Tierra, que se titularon o que están en proceso de titulación en la modalidad de elaboración de material didáctico en el marco del proyecto PAPIME (PE102024), Alexandra Rodríguez Zamora, Álvaro Jordán Palomares Romo, Brandon Esparza Flores, Fátima Itzel Hernández Salgado, Jazmín Lizeth Sánchez Valle, Jesús Fernando Arzaluz Muciño, Jorge Morales Maya, Lourdes Alejandra Franco Bautista, Luis Alberto Trejo Patiño, Miriam Itzel Ortiz Lozano, Valentina Flores Vargas y Vanessa Olayo Peñaloza, el contenido de sus trabajos formó parte de alguno de los capítulos de la obra. Su trabajo fue clave en la elaboración de textos y figuras que forman parte de este libro.

A los directores de los trabajos de titulación en la modalidad de elaboración de material didáctico, que con su asesoría contribuyeron a la formación profesional de doce alumnos participantes en el proyecto y que, con su trabajo, fomentaron la obtención de sus grados, contribuyendo a la mejora de la eficiencia terminal de las Carreras de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

A los alumnos de servicio social: Alexis Felipe Cervantes, Álvaro Jordán Palomares Romo, Berenice Aridaí Hernández Juárez, Daniel Navarro Rosales, Fátima Itzel Hernández Salgado, Mauricio Villafranco Calderón, Valeria Rojo Romero y Mayra Alejandra González Magaña, quienes apoyaron a los autores y editores en algunos capítulos del libro, realizando la captura de textos, elaboración de tablas, gráficas y figuras. Su contribución fue de gran relevancia en la elaboración del libro electrónico.

A los alumnos que participaron como becarios del proyecto: Álvaro Jordán Palomares Romo, Fátima Itzel Hernández Salgado, Jesús Fernando Arzaluz Muciño, Jorge Morales Maya, Valentina Flores Vargas, Vanessa Olayo Peñaloza y Ramiro Isaac Galván Ruiz, cuya labor fue indispensable para que el proyecto terminara con excelentes resultados.

A los alumnos que de manera voluntaria optaron por participar para enriquecer la obra con la creación de figuras: Alma Guadalupe Meléndez Ruiz y Oscar Adrián Vargas Palencia.

Al la Lic. Nismet Díaz Ferro y al Lic. Luis Enrique Vite Rangel por el diseño digital de los componentes del libro y por todo el apoyo y compromiso recibido durante la estructuración de la obra para la edición y su publicación.

Finalmente, agradecemos a aquellas personas que, de forma directa o indirecta, contribuyeron en la elaboración de esta obra, que será de beneficio no sólo a los alumnos y profesores de la Facultad de Ingeniería y de las ENES, UNAM, donde se imparten las licenciaturas de Geociencias y Ciencias de la Tierra; además de todos aquellos interesados en conocer la importancia que tienen las Cuencas Sedimentarias de México y sus recursos naturales del subsuelo.

Leticia Sánchez Guillén, Javier Arellano Gil y Gabriel Vázquez Castro

1 Introducción

Javier Arellano Gil, Gabriel Vázquez Castro y Leticia Sánchez Guillén

Las cuencas sedimentarias son depresiones en la corteza terrestre, donde existen o existieron en el pasado ambientes sedimentarios que permitieron la depositación y preservación de materiales bajo condiciones específicas. Estos ambientes permitieron la acumulación o formación de recursos naturales esenciales para las sociedades modernas (hidrocarburos, agua, minerales, etc.), todos ellos nos brindan la posibilidad de conocer la historia geológica de una región en un determinado intervalo de tiempo y acceder a diversos recursos naturales del subsuelo que en gran parte soportan la economía nacional y contribuyen a elevar la calidad de vida de las personas. Las cuencas se clasifican de acuerdo con su topografía, morfología, tamaño, tipo de relleno sedimentario y su contexto tectónico. De manera general, se tienen tres tipos: a) las cuencas activas que continúan acumulando sedimentos, b) las cuencas inactivas, poco deformadas, que muestran más o menos su forma original y relleno sedimentario, y c) las cuencas antiguas fuertemente deformadas e incompletas. Tectónicamente, las cuencas sedimentarias se forman en los regímenes: divergentes, extensionales o de rift, intraplaca, convergentes o compresionales y transformantes; en algunos casos se forman en regímenes tectónicos mixtos o híbridos.

En México los estudios relacionados con las cuencas sedimentarias y sus recursos naturales del subsuelo iniciaron con los trabajos de Bain, H. (1897) con “A Sketch of the Geology of Mexico”, Burckhardt (1930) quién estudió la estratigrafía del Mesozoico de México y algunos años más tarde con las actualizaciones sobre la información estratigráfica del Jurásico y Cretácico realizadas por Imlay (1940, 1943a, 1943b).

En la segunda mitad del siglo XX, López-Ramos, E. (1974), hace un análisis de la estratigrafía de diferentes regiones de México. En 1985 Morán-Zenteno, integra y propone nuevas concepciones de la dinámica terrestre, así como de sus implicaciones económicas.

En los años 90's del siglo pasado, trabajos como los de Roberts, D. (1996) aportan información sobre la Geología de México, sin embargo, ésta es de acceso limitado por ser publicadas en revistas indexadas. Desde esa época se han llevado a cabo investigaciones sobre los indicios de recursos naturales existentes en la República Mexicana, así como de las características de las cuencas sedimentarias. Estos estudios han sido particularmente de interés petrolero, realizados por Petróleos Mexicanos (PEMEX) y publicados como reportes internos o anuarios estadísticos también del mismo tipo, lo que ha evitado su difusión de manera general en muchos casos. Por lo anterior, la información sólo es posible obtenerla de forma parcial a través de convenios de suministro de información a ciertos organismos gubernamentales.

Con el desarrollo de la industria petrolera, y la colaboración con empresas extranjeras, se han realizado algunos esfuerzos por publicar las características de varias cuencas sedimentarias de México, pero siempre con algún interés energético, tal es el caso de los trabajos realizados en la Well Evaluation Conference Mexico (2010), en los que se detalla la estratigrafía y marco geológico de distintas cuencas petroleras mexicanas. Investigaciones recientes, colaboran al conocimiento de la geología y estratigrafía de algún sector en particular de la República Mexicana como el caso de Arce *et al.* (2019), de Silva-Romo *et al.* (2020) entre otros, que han realizado numerosos estudios independientes, y hasta el momento no hay ninguno que trate de agrupar la información relativa a todas las regiones de México.

En el caso de las cuencas del Cuaternario las investigaciones son muy recientes, escasas, y se encuentran en artículos indexados en su mayoría en inglés, lo que dificulta el acceso a estudiantes universitarios mexicanos. En este contexto, resalta la importancia de contar publicaciones accesibles, gratuitas para los estudiantes de licenciatura para el aprendizaje y enseñanza de las cuencas

sedimentarias, lo que contribuye a los esfuerzos realizados para recopilar información conceptual, y describir las distintas cuencas sedimentarias de México.

En el aspecto educativo a nivel superior, la enseñanza-comprensión de las cuencas sedimentarias va más allá de la transmisión de conocimientos. Es necesario utilizar metodologías de aprendizaje con las cuales los estudiantes apliquen los conceptos teóricos en situaciones reales; el aprendizaje sustentado en problemáticas, estudios de caso, la autoevaluación, el trabajo de campo y/o utilizando Tecnologías de la Información y Comunicación, además de software de modelado geológico, simuladores de exploración y explotación, que constituyen estrategias eficaces que fomentan e incrementan el aprendizaje significativo en los estudiantes (Biggs y Tang, 2011) y contribuyen de manera global en las metas de los Objetivos de Desarrollo Sostenible de la Organización de las Naciones Unidas promoviendo la comprensión integral de los procesos geológicos y su impacto en el desarrollo sostenible del mundo.

Al incorporar tecnologías digitales en la enseñanza de la Geología, se contribuye a la generación de educación superior moderna, pues los egresados son capaces de resolver problemas ambientales-energéticos con enfoque multidisciplinario, lo cual contribuye en la formación de profesionales comprometidos con el desarrollo sostenible (UNESCO, 2017).

De esta manera, el presente texto se divide en distintas secciones, la primera de ellas correspondiente a una sección teórica con conceptos generales como la clasificación de las cuencas sedimentarias, fundamentos sobre ambientes sedimentarios, cuencas y asociaciones de facies, evolución del Golfo de México, los terrenos tectonoestratigráficos y el valor económico de las cuencas sedimentarias.

Las siguientes secciones del presente, se enfocan en la descripción de las características de cada una de las cuencas sedimentarias de acuerdo con las etapas de formación de estas, se separan las cuencas de edad paleozoica, mesozoica y cenozoica en secciones independientes para una clara identificación de su evolución en el tiempo. Por otro lado, internamente en estas secciones se analizan las cuencas por su localización geográfica, haciendo un recorrido de Norte a Sur en la República Mexicana. De particular interés son las cuencas del Cuaternario,

incluidas en la última sección las del Cenozoico, donde se incluye información novedosa, nunca descrita en textos a nivel licenciatura.

En las más de 50 cuencas sedimentarias de México que existieron en el pasado y en las actuales, sus ambientes permitieron la depositación y preservación de materiales sedimentarios, recursos naturales y paleontológicos diversos, teniendo cuencas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas; algunas fuertemente erosionadas o deformadas y otras, con alto nivel de preservación, con rellenos sedimentarios de decenas a miles metros de espesor.

Finalmente se destaca la participación de numerosos académicos e investigadores, que han participado en la elaboración del presente libro, y que muchos de ellos han trabajado directamente con investigaciones de las cuencas desde diversos enfoques científicos o industriales a lo largo del tiempo. Por lo tanto, este libro representa un gran esfuerzo y una aportación importante para el conocimiento que en él se contempla, por lo que se pretenden contribuir al fortalecimiento del proceso enseñanza-aprendizaje, acorde con los Planes y Programas de Estudio de las Carreras de Ciencias de la Tierra y áreas afines, mediante una reflexión profunda por parte de las y los alumnos para que comprendan el origen y evolución de las cuencas sedimentarias, sus diferentes procesos y sus recursos naturales del subsuelo, para lograr aprendizajes significativos, tanto en cursos presenciales, en línea o a distancia, por lo que es material didáctico que ayudará a incrementar la eficiencia terminal y reducir la deserción escolar.

El o los autores de cada capítulo de este libro son los únicos responsables de su contenido (tanto del texto, como de las figuras). En algunos casos, parte de la información que se utilizó para su elaboración se obtuvo de publicaciones, por lo que estas se citan oportunamente y se dan los créditos a los autores de las fuentes consultadas. Reconocemos que los trabajos publicados que utilizamos como referencias bibliográficas de los 42 capítulos de esta obra son muy importantes, ya que la información que contienen contribuye al conocimiento científico y de aplicación sobre las cuencas sedimentarias de México y de sus recursos naturales del subsuelo.

1.1 Bibliografía

Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F. J., Benowitz, J., & Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. Journal of Maps, 15(2), 320–332. https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251

Bain, H. (1897). A Sketch of the Geology of Mexico.

Biggs, J., & Tang, C. (2011). Teaching for Quality Learning at University. McGraw-Hill.

Burckhardt, C., 1930, **Synthetic Study on the Mexican Mesozoic, First Part**: Swiss Paleontological Society Memoirs, v. 49, p. 1-123.

Imlay, R. W. (1940). Neocomian Faunas of Northern Mexico. Geological Society of America Bulletin, 51(1), 117-190. https://doi.org/10.1130/gsab-51-117.

Imlay, R. W. (1943a). Evidence for Upper Jurassic Landmass in Eastern Mexico: GEOLOGICAL NOTES. AAPG Bulletin, 27. https://doi.org/10.1306/3d9335a8-16b1-11d7-8645000102c1865d.

Imlay, R. W. (1943b). Jurassic Formations of Gulf Region. AAPG Bulletin, 27. https://doi.org/10.1306/3d933616-16b1-11d7-8645000102c1865d

Foster Bain, H. (1987). A Sketch of the Geology of Mexico. In Source: The Journal of Geology (Vol. 5, Issue 4). https://about.jstor.org/terms

López-Ramos, E. (1974). Geología General de México.

Morán-Zenteno, D. J. (1985). Geología de la República Mexicana.

Roberts, D. (1996). The geology of the Mexican Republic. Marine and Petroleum Geology, 13, 291. https://doi.org/10.1016/0264-8172(96)90016-1.

Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., & de la Rosa-Mora, O. A. (2020). Geological Sheet Tehuacan 14Q-i-(10), Puebla and Oaxaca states, southern Mexico. Journal of Maps, 16(2), 17–27. https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1689373

UNESCO. (2017). Educación para el desarrollo sostenible: objetivos de aprendizaje.

Zenteno, D. J. M., & De Estadística Geografía E Informática, I. N. (1985). Geología de la República Mexicana: México, 1984. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e informática.

Well Evaluation Conference Mexico. (2010). Cuencas petroleras de México. https://www.scribd.com/document/233931422/wec-mexico-2010-c01

2 Las cuencas sedimentarias

Roberto Loza Espejel, Joel Rosales Rodríguez y Javier Arellano Gil

Sumario

2.1. Resumen
2.2. Abstract
2.3. Introducción
2.4. Conceptos fundamentales de las cuencas sedimentarias
2.5. Cuenca sedimentaria
2.5.1. Sistema de clasificación de las cuencas sedimentarias
2.6. Clasificación de cuencas sedimentarias
2.6.1. Cuencas sedimentarias asociadas a margen divergente
2.6.2. Cuencas oceánicas nacientes
2.6.3. Cuencas de intraplaca
2.6.4. Cuencas intracratónicas
2.6.5. Plataformas continentales
2.6.6. Cuencas oceánicas activas
2.6.6.1. Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas
2.6.7. Cuencas oceánicas pasivas o estables
2.7. Cuencas sedimentarias asociadas a un margen convergente
2.7.1. Cuencas por trincheras y taludes
2.7.2. Cuencas de antearco
2.7.3. Cuencas de intraarco
2.7.4. Cuencas de trasarco
2.7.5. Cuencas de antepaís/foreland
2.7.6. Cuencas oceánicas remanentes
2.7.7. Cuencas wedgetop
2.7.8. Cuencas hinterland
2.8. Cuencas sedimentarias asociadas a margen transformante
2.8.1. Cuencas transtensionales (pull-apart)
2.8.2. Cuencas transpresionales
2.8.3. Cuencas transrotacionales
2.9. Cuencas sedimentarias de ambientes tectónicos híbridos
2.9.1. Cuenca de antepaís roto colisional
2.9.2. Cuencas por impacto de meteoritos
2.9.3. Cuencas consecuentes
2.10. Las cuencas sedimentarias de México
2.10.1. México y sus provincias petroleras
2.10.2. Cuencas sedimentarias de México y su uso como espacio poroso
2.11. Conclusiones
2.12. Autoevaluación
2.13. Bibliografía

2.1 Resumen

Este capítulo establece los conceptos fundamentales para entender las cuencas sedimentarias, proporcionando una visión integral de su formación y desarrollo en función de distintos procesos tectónicos y sedimentarios a gran escala. Se presenta una clasificación basada en el tipo de margen tectónico asociado (divergente, convergente o transformante), su posición intraplaca y escenarios híbridos o misceláneos. Se analizan distintos tipos de cuencas, tales como las cuencas de rift, cuencas de antepaís, cuencas oceánicas y de margen pasivo, cuencas transtensivas *pull-apart*, cuencas halocinéticas, entre otras; enfatizando los procesos que controlan su formación y desarrollo. Así mismo, se describen los mecanismos de subsidencia, sedimentación y elementos estructurales que permiten su identificación, proporcionando herramientas clave para su estudio. Finalmente, el capítulo incluye una sección dedicada a las cuencas sedimentarias de México, las cuales representan una amplia diversidad asociada a distintos entornos tectónicos. Estas cuencas destacan por su importancia tanto científica como económica, especialmente en la exploración de recursos naturales como hidrocarburos, minerales, agua y su potencial como espacios porosos para el almacenamiento de energía y CO_2.

2.2 Abstract

This chapter provides a fundamental overview of sedimentary basins, focusing on their origin, evolution, and classification within the context of large-scale tectonic and sedimentary processes. It introduces a comprehensive classification system based on the type of associated tectonic margin (divergent, convergent, and transform), as well as intraplate and hybrid or miscellaneous settings. Key basin types, including *rift* basins, foreland basins, oceanic and passive margin basins, *pull-apart* basins, and halokinetic basins, are examined, emphasising the factors that control their formation and development. The chapter further explores the mechanisms of subsidence, sedimentation, and key structural elements that are essential for identifying and characterising sedimentary basins, offering valuable tools for their study and analysis. Additionally, a dedicated section focuses on the sedimentary basins of Mexico, showcasing their diverse

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42

tectonic settings and their significant scientific and economic importance. These basins are particularly notable for their value in exploration of natural resources, including hydrocarbons and minerals, and their potential applications in energy and CO_2 storage.

2.3 Introducción

El término Cuenca, tiene varias acepciones, como, por ejemplo, cuenca hidrológica, cuenca topográfica, cuenca estructural (graben) y cuenca sedimentaria. Este libro está centrado en cuencas sedimentarias, definiéndose como regiones de topografía negativa en la parte externa de la corteza terrestre, donde se acumulan sedimentos, que al litificarse forman unidades estratigráficas que se van sobreponiendo, formando sucesiones estratigráficas que constituyen columnas estratigráficas particulares para cada segmento de la cuenca. Las depresiones en las cuencas están sujetas a subsidencia continua durante un tiempo geológico determinado, en el que se desarrolla un espacio de acomodo que permite la acumulación de sedimentos de variadas facies.

Existen distintos modelos conceptuales para definir una cuenca sedimentaria, que dan lugar a diferentes clasificaciones que son comúnmente usadas en Ciencias de la Tierra; se pueden clasificar de acuerdo con su tamaño, forma/geometría, relleno sedimentario, facies, tipo de corteza y al tipo de límite tectónico.

En esta obra se considerarán distintos parámetros para la clasificación de cuencas, siendo el criterio principal su asociación a límites tectónicos; por lo que se describirán según su posición tectónica, ya sea que estén dentro de una placa, o que guarden relación entre dos placas; tomando en cuenta su formación en límites divergentes, convergentes, transformantes, intraplaca, híbrido o mixto. La sedimentación en cada segmento de la cuenca depende de la fuente de aporte sedimentario, del clima, el medio de transporte, la pendiente del terreno y de la cercanía o lejanía al límite de placas, entre otros factores.

A grandes rasgos, en un marco tectónico divergente se pueden formar cuencas de *rift* continental y cuencas oceánicas nacientes, que evolucionan a grandes

depresiones y márgenes continentales; que cuando no existe el desarrollo de corteza oceánica se forman aulacógenos. En un marco tectónico intraplaca se forman cuencas Intracratónicas, plataformas continentales, cuencas oceánicas, cuencas asociadas a islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas, etc. Si el marco tectónico es convergente se pueden formar cuencas intraarco, trasarco, antearco, antepaís (foreland), foreland de retro-arco, foreland periféricas, etc. Si el marco tectónico es transformante, se desarrollan principalmente las cuencas *pull-apart*, transpresivas y cuencas transrotacionales. Si el sistema es híbrido o mixto, se pueden formar cuencas halocinéticas (minicuencas), de impacto por meteoritos, etc.

En el territorio mexicano se tiene una gran variedad de cuencas sedimentarias con columnas estratigráficas completas o parcialmente erosionadas. El registro más antiguo con relleno sedimentario parcialmente preservado corresponde a cuencas paleozoicas, aunque las cuencas mesozoicas y cenozoicas son las de mayor abundancia y con el mejor registro estratigráfico. En el último segmento de este capítulo proporcionamos un listado de las cuencas de México, organizadas conforme a la clasificación de cuencas usado en este libro.

2.4 Conceptos fundamentales de las cuencas sedimentarias

Definir una "cuenca" resulta complejo cuando se quiere incluir dentro de la misma definición las características geométricas o morfológicas (tridimensionales) con los procesos geológicos que la formaron, así como, los procesos físicos que ocurren dentro de ella, desde su etapa inicial hasta el tiempo actual; por lo que es relevante incluir la variable tiempo.

En los diccionarios de Ciencias de la Tierra podemos encontrar que la definición de cuenca tiene diferentes connotaciones, de acuerdo con la disciplina que se esté relacionando (morfología, hidrografía, sedimentología, oceanografía, tectónica), aunque la definición también es asociada a los procesos físicos que la originan, sin hacer énfasis en sus dimensiones espaciales o temporales (Tabla 2.1). El término cuenca tiene distintas implicaciones, dependiendo de

la disciplina de la geología en la cual se utiliza, y puede ser usado exclusivamente para nombrar y localizar una provincia desde el punto de vista geográfico (Magoon y Dow, 1994).

Tabla 2.1. Definiciones de cuenca e implicaciones geológicas del uso del término.

Definición de cuenca	
Morfología	» Depresión usualmente de considerable tamaño* » Área baja, completa o ampliamente rodeada por terreno » elevado** » Depresión rodeada de montañas de extensiones distintas**. » Opuesto a un domo*
Hidrografía	» Área completa drenada por un río y sus distributarios**
Sedimentología	» Área en la cual los sedimentos se acumulan**
Oceanografía	» Porción profunda del mar, rodeada por regiones más someras**
Origen	» Puede ser erosional o estructural en origen* » Área en la cual los estratos de roca son inclinados hacia la parte central**
Implicación del uso del término cuenca* **	
Paleontología	» Se hace referencia al área de la columna de agua donde viven los organismos (planctónico/bentónico).
Geoquímica	» Visualiza la parte más anóxica, de una cuenca paleo-oceánica o continental, donde la materia orgánica se acumula.
Estratigrafía	» Se hace referencia al llenado de sedimentos que fueron depositados en el pasado, tanto en sistemas carbonatados como terrígenos.
Geología Estructural	» Se hace referencia al contenido que se genera en respuesta a procesos tectónicos en la cuenca (ej. *rifting*).

**OXFORD University Press (2008), **McGraw-Hill (2003a, 2003b), ***Magoon y Dow (1994)

Una cuenca sedimentaria la podemos definir como una depresión (en áreas marinas o continentales) por sus características geométricas o morfológicas; si consideramos esta depresión como un espacio disponible para la acumulación de sedimentos, entonces podemos decir que la parte más profunda y con mayor espesor de sedimentos es el depocentro. El término cuenca se puede acotar a un

ambiente sedimentario de acuerdo con su profundidad batimétrica-sedimentación-biodiversidad (principalmente de aguas profundas). Una cuenca también la podemos definir por los procesos exógenos que se desarrollan en el área que la delimita, ej. cuenca hidrográfica (debido a las corrientes superficiales de agua), o por los procesos endógenos en un área, ej. cuenca hidrogeológica (dentro de la cual se define una relación entre la circulación del agua superficial con la circulación de agua en el subsuelo).

Considerando que toda cuenca tiene un depocentro, es posible delimitar la cuenca espacialmente con base en su origen, ya sea desarrollado por un evento sedimentológico-estratigráfico (principalmente erosivo), por un evento de deformación tectónico-estructural (sinclinales y homoclinales) o bien, por un evento tectónico (formación de grabens por fallamiento, o hundimiento cortical por carga litostática). Bajo este mismo contexto de depocentro, sumado al espesor de sedimentos acumulados y relacionados genéticamente durante un periodo de tiempo geológico, podemos delimitar una cuenca de manera espacial y temporal, y definirla como una cuenca sedimentaria.

2.5 Cuenca sedimentaria

Varios autores definen una cuenca sedimentaria como una depresión regional donde se acumulan los sedimentos (depocentro) debido a la continua subsidencia (Figura 2.1), por lo tanto, su espesor es considerable y puede ser preservado por largos periodos de tiempo geológico, así una cuenca puede ser caracterizada en tiempo y espacio (Helwing, 1985; Pratsch, 1992; Magoon y Dow, 1994; Einsele, 2000; Biju-Duval, 2002; Wagen, 2010; Bryant *et al.*, 2012; Allen y Allen, 2013). El depocentro, formado por cualquier proceso tectónico, es el punto máximo de acumulación de sedimentos en la cuenca, pero no necesariamente corresponde con la zona de máxima subsidencia (Pratsch, 1992; Magoon y Dow, 1994; Biju-Duval, 2002). La constante acumulación de sedimentos se relaciona con el espacio creado por la subsidencia o por los cambios eustáticos del nivel del mar (Biju-Duval, 2002).

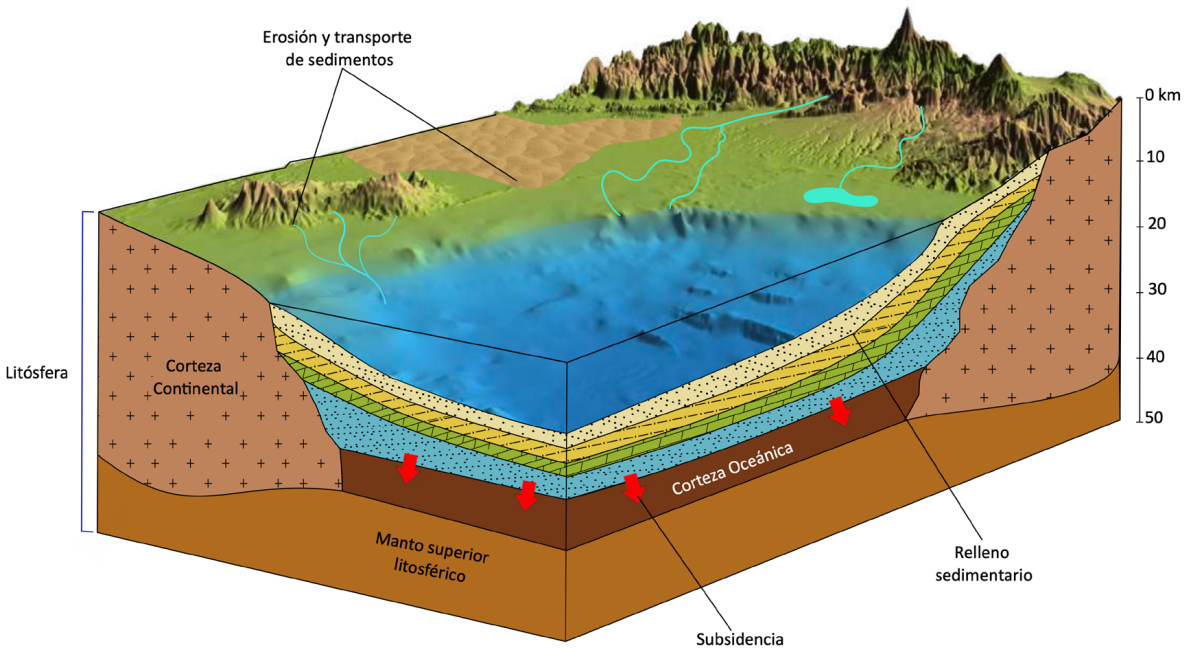


Figura 2.1. Diagrama esquemático de una cuenca sedimentaria sujeta a subsidencia.

La geometría de las cuencas sedimentarias puede ser circular o elongada, con límites irregulares y de extensión variable, desde cuencas oceánicas hasta pequeños espacios oceánicos o continentales. A escala regional, las cuencas sedimentarias pueden definirse con longitudes ~100 km y decenas de km de anchura (Helwing, 1985; Einsele, 2000), aunque las hay de menores dimensiones. En cuencas sedimentarias con presencia de sal alóctona o autóctona, la movilidad de los cuerpos de sal provoca subsidencia en pequeñas áreas que permite la generación de espacios para el acomodo de sedimentos, definidos como *"minicuencas"* sin-cinemáticas, caracterizadas por amplitudes <10 km y una rápida subsidencia (1 km/Ma) provocada por la sobrecarga de sedimentos y controlada por la morfología de las paredes de sal (Kopriva, 2012; Banham y Mountney, 2013). Por lo tanto, su delimitación temporal se define por el periodo de tiempo geológico en el cual existe la movilidad de la sal, desarrollo del espacio de acomodo de sedimentos y aporte de sedimentos (Banham y Mountney, 2013).

A diferencia del término "mini cuenca" que hace referencia a menores dimensiones que una cuenca sedimentaria, el término "super cuenca" no está relacionado

con las características dimensionales de la cuenca, es decir, no es indicativo de mayores dimensiones espaciales o temporales de una cuenca sedimentaria. El término "super cuenca" se usa en el ámbito económico-energético, haciendo referencia a la cantidad de hidrocarburos producidos por las cuencas petroleras, caracterizadas por una producción de hidrocarburos mayor a 5 mil millones de barriles y la misma cantidad por producir, la presencia de uno o más sistemas petroleros y, por lo tanto, varios plays, así como, infraestructura substancial (Sternbach, 2020). En México, un ejemplo de "super cuenca" es usado por Guzmán (2019) para la cuenca Tampico-Misantla, debido a que tiene una extensión aproximada de 51,200 km^2, cuenta con nueve *plays* definidos (Tantoyuca, Chicontepec, Agua Nueva, El Abra, Tamabra, Tamaulipas Inferior, San Andrés, Pimienta y Tepexic) y una reserva de hidrocarburos de 144.3 billones de barriles de petróleo equivalentes (Bboe). Esta super cuenca es productora en yacimientos convencionales, tiene un gran potencial de no convencionales (*tight sands* y *shale* oil/gas), y tiene sobrepuesta una subcuenca (Chicontepec). La super cuenca de Tampico-Misantla también tiene gran potencial relacionado con el dióxido de carbono (CO_2), por un lado, la producción de CO_2 de origen inorgánico del campo Quebrache (Gachuz-Muro *et al.*, 2007), así como el uso y almacenamiento de CO_2 en campos petroleros maduros y depletados (Abbaszadeh *et al.*, 2008; Comisión Nacional de Hidrocarburos [CNH], 2014), o almacenamiento en acuíferos salinos profundos.

Tomando en cuenta las características espaciales y temporales, entonces, podemos decir que una cuenca sedimentaria es el resultado de la suma de todos los procesos geológicos (físicos) y geoquímicos (químicos), endógenos y exógenos, ocurridos desde su conformación hasta el tiempo actual (Welte *et al.*, 1997; Biju-Duval, 2002). Por lo tanto, las cuencas sedimentarias tienen una historia geológica particular, que puede ser definida por tres etapas principales, i) formación de la cuenca o depocentro, ii) desarrollo y llenado de la cuenca (depósito de sedimentos) y iii) cese del desarrollo del depocentro y fin de sedimentación (Kingston *et al.*, 1983a; Pratsch, 1992). Kingston *et al.* (1983a) incluyen una etapa adicional, en la cual ocurre la deformación de la cuenca, ya sea previa o posterior al cese de la sedimentación; así mismo, consideran que estas etapas pueden ocurrir de manera cíclica, lo cual imprime complejidad a la historia geológica de las cuencas sedimentarias, requiriendo un sistema para su clasificación.

2.5.1 Sistema de clasificación de las cuencas sedimentarias

El propósito de la clasificación de cuencas sedimentarias es crear un sistema donde las cuencas puedan ser comparadas de manera espacial y temporal, tanto con cuencas adyacentes como con cuencas que comparten semejanzas o diferencias (Kingston *et al.*, 1983a; Helwing, 1985). De esta manera, las clasificaciones describen un ambiente tectónico, un proceso físico o geológico ya sea de manera espacial o temporal (ej. cronología orogénica), ambiente de depósito o asociación sedimentaria de la cuenca (Mann, 1999).

Existen varias clasificaciones de cuencas sedimentarias que describen la relación de los depocentros con los límites de placas tectónicas, o los procesos físicos que los formaron y permitieron el desarrollo de la sedimentación, o bien, los procesos físicos asociados a la deformación del depocentro y su relleno (Dickinson, 1974; Klemme, 1975, 1980; Bally *et al.*, 1980; Kingston *et al.*, 1983a; Helwing, 1985; Klein, 1985; Perrodon, 1985; Miall, 1995; Busby e Ingersoll, 1998; Einsele, 2000; Ingersoll, 2011).

La clasificación general de cuencas sedimentarias (Tabla 2.2) toma en cuenta criterios definidos por Dickinson (1974) e Ingersoll (1988), como principales controladores del origen y evolución de las cuencas:

1. **Tipo de corteza:** continental u oceánica, corteza continental transicional en los márgenes continentales.

2. **Tipo de límite tectónico de placas cercano a la cuenca:** divergente, convergente o transformante.

3. **Posición con respecto al límite tectónico de placas:** intracontinental o margen de placa.

Tabla 2.2. Sistema de clasificación tectónica de las cuencas sedimentarias (modificado de Kingston *et al.*, 1983a).

Tipo de corteza	Tipo de margen tectónico cercano	Posición al limite de tectónico		Tipo de cuenca	
Continental	Convergente	Interior		Antepaís	*Intracontinental foreland*
				Retroarco continental	*Continental backarc*
				Intraarco/intermontano	*Intraarc/intermontane*
		Margen		Cuña superior	*Wedge top*
				Pro y retro-antepais	*Pro y retro-foreland basin*
	Transformante	Margen		Transformante intraplaca	*Intraplate transform*
		Interior		*Pull-apart* intraplaca	*Intraplate pull-apart*
	Divergente	Interior		Hundimiento cratónico	*Cratonic sag*
				Intracratónica	*Intracratonic basins*
				Rift continental	*Continental rift*
		Margen		*Rift* abortado	*Failed rift*
Continental Transicional [1]			*Margen pasivo*	Plataforma-talud-cuenca [2]	*Shelf-slope-basin*
				Halocinéticas [3]	*Halokinetic*
Oceánica	Divergente	Margen		*Rift* oceánico	*Oceanic rift*
		Interior		Fosa submarina	*Seamount moats*
				Planicie abisal	*Abyssal plain*
				Cuencas oceánicas inactivas	*Dormant ocean basins*
	Transformante	Margen		Transformante intraplaca	*Intraplate transform*
		Interior		*Pull-apart* intraplaca	*Intraplate pull-apart*
	Convergente	Interior		Antearco oceánico	*Oceanic backarc*
				Intraarco	*Intraarc*
		Margen		Antearco	*Forearc*
				Trinchera oceánica	*Oceanic trench*

[1] Corteza continental afectada tectónica o magmáticamente (fallas, bloques rotados, intrusiones sub e intracorteza)
[2] Clasificación sedimentológica de cuencas sedimentarias en margen pasivo
[3] Asociadas a depocentros desarrollados por movilidad de evaporitas (sal), regularmente denominadas "minicuencas"

Además de estos controladores, la ubicación de arco volcánico desarrollado en los márgenes convergentes es un referente en la clasificación de cuencas sedimentarias, principalmente hacia el interior de la placa subducida (Figura 2.2).

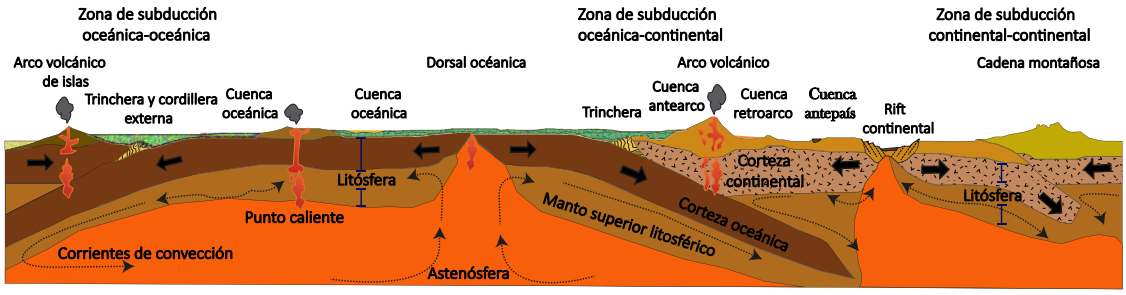
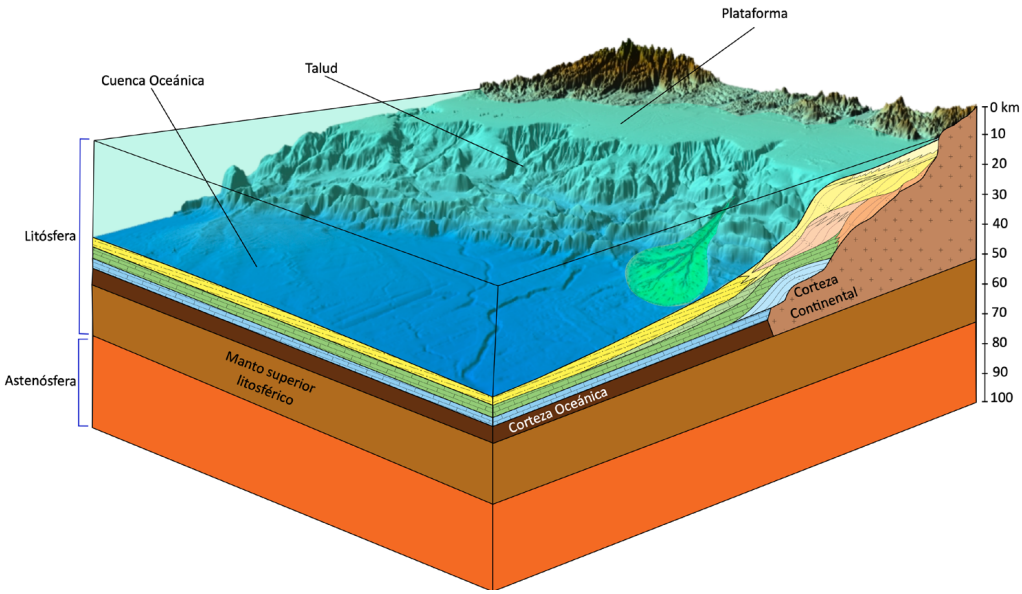


Figura 2.2. Distribución de cuencas sedimentarias de acuerdo con el límite y relaciones de las placas tectónicas (Modificado de Rosales-Rodríguez, 2007).

Helwing (1985) considera que en la clasificación de cuencas sedimentarias es importante evaluar tanto los criterios esenciales (ej. edad, posición tectónica y mecanismos que forman la cuenca) así como los criterios modificatorios (tipo de corteza, geometría y procesos post-cuenca).

A partir de la interacción entre los procesos geológicos del llenado de las cuencas sedimentarias y los procesos tectónicos asociados al origen y evolución de las cuencas, se definen tres tipos de historia de llenado: cuencas pre-depósito, cuencas sin-depósito y cuencas pos-depósito (Einsele, 2000). En las cuencas sin-depósito, asociadas al desarrollo de sedimentación durante la evolución de la cuenca, la subsidencia diferencial, batimetría y herencia paleogeográfica permiten la definición de la geometría de las cuencas, la cual controla las facies sedimentarias. Sin embargo, debido a que tipos similares de sedimentos pueden ocurrir en cuencas de origen tectónico distinto, Einsele (2000) sugiere definir un sistema de clasificación de cuencas sedimentarias basado en los ambientes de depósito (continentales y marinos) en el cual se incluyan los cambios en la morfología de la cuenca causada por la sedimentación (procesos de depósito), la química y régimen hidrodinámico de la cuenca, así como las características peri-cuenca, como es el tamaño y naturaleza de las áreas de drene que aportan los sedimentos a la cuenca o bien, que permiten la disolución de los mismos (Figura 2.3).

Figura 2.3. Diagrama esquemático del desarrollo y llenado de las cuencas sedimentarias con diferentes facies.



En algunos capítulos del presente libro se hace referencia a las características sedimentológicas sugeridas por Einsele (2000), más que a la clasificación tectónica de las cuencas sedimentarias, principalmente debido a la relevancia económica o geológica que representan dentro de las provincias geológicas de México.

En la industria energética, la clasificación de cuencas sedimentarias se enfoca en el contenido de hidrocarburos, definido por la relación entre el sistema petrolero y el origen/evolución de las cuencas sedimentarias (Klemme, 1980; Kingston *et al.*, 1983b). Mecanismos de subsidencia asociados al origen y evolución de las cuencas sedimentarias.

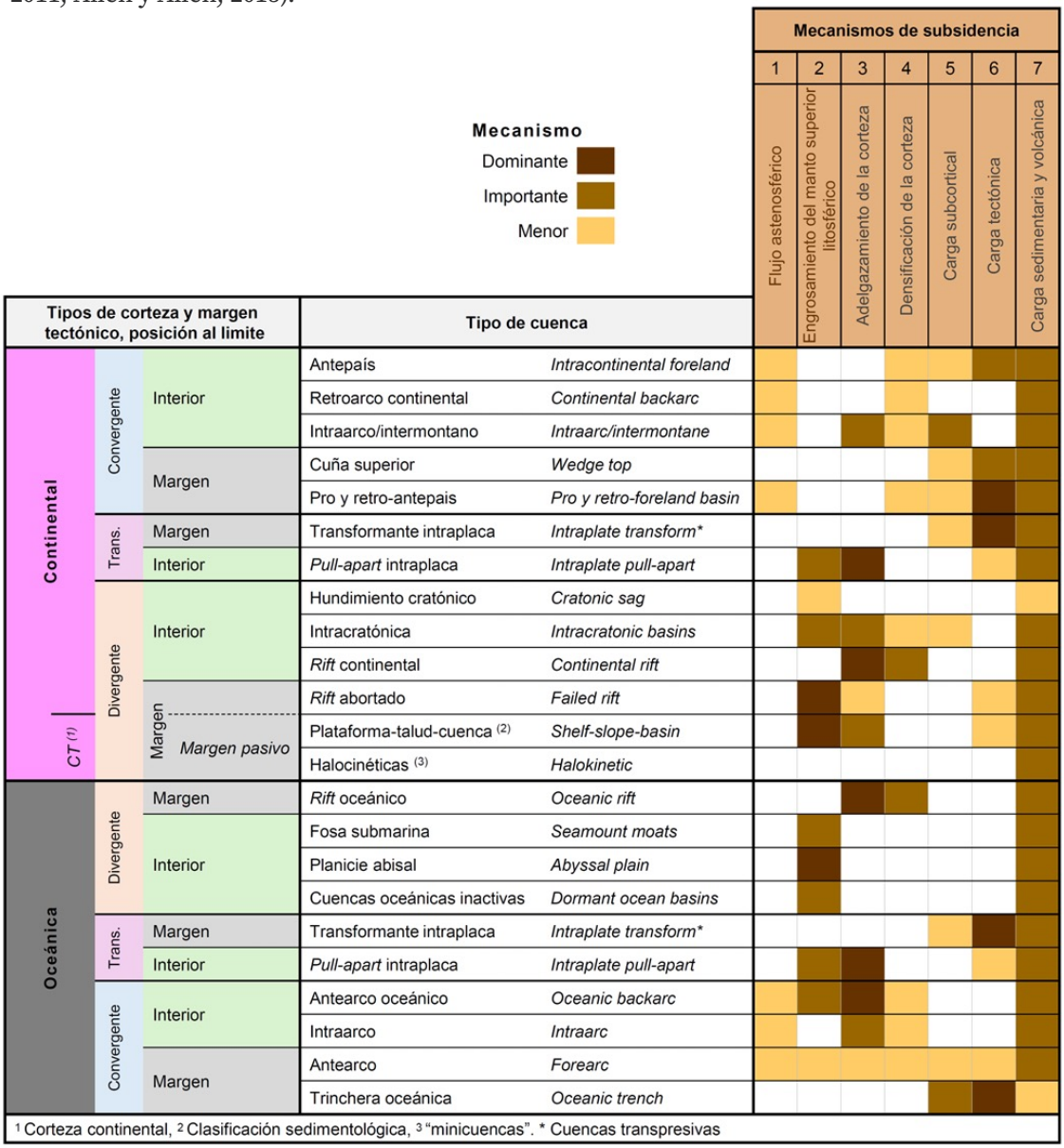
La formación, desarrollo y culminación de las cuencas sedimentarias se define por la subsidencia o levantamiento de la corteza (continental u oceánica), como resultado de los procesos tectónicos desarrollados en ambientes de extensión, compresión, deslizamiento lateral o en ambientes complejos donde existe combinación de estos procesos (Bryant *et al.*, 2012; Ingersoll, 2011). Bally *et al.* (1980), Busby e Ingersoll (1998), Einsele (2000) e Ingersoll (2011) reconocen siete mecanismos de subsidencia responsables de formación y desarrollo de las cuencas sedimentarias (Tabla 2.3):

Flujo astenosférico: efectos dinámicos del flujo astenosférico, debido al descenso o delimitación de litósfera subducida.

1. *Engrosamiento del manto superior litosférico:* conversión de la astenósfera a manto superior litosférico durante el enfriamiento después del cese al estiramiento o calentamiento.
2. *Adelgazamiento de la corteza:* en dirección a la corteza oceánica, debido a estiramiento extensional, erosión durante el levantamiento (orogenia) y retirada magmática.
3. *Densificación de la corteza:* incremento de la densidad de la corteza debido al cambio en las condiciones de presión/temperatura (enfriamiento) y/o emplazamiento de fusión de mayor densidad dentro de corteza de menor densidad.
4. *Carga subcortical:* flexura de la litósfera durante el underplating (intrusiones ultrabásicas) bajo la corteza.

5. *Carga tectónica:* compensación isostática local de corteza y/o flexura regional de la litósfera durante el cabalgamiento y/o subpresión.
6. *Carga sedimentaria y volcánica:* compensación isostática local de corteza y/o flexura regional de la litósfera durante la sedimentación y volcanismo.

Tabla 2.3. Mecanismos que controlan la subsidencia de las cuencas sedimentarias (integrada de Busby e Ingersoll, 1998; Ingersoll, 2011; Allen y Allen, 2013).



[1] Corteza continental, [2] Clasificación sedimentológica, [3] "minicuencas". * Cuencas transpresivas

Desde el punto de vista genético y bajo el contexto de placas tectónicas, los mecanismos que controlan la subsidencia de las cuencas sedimentarias pueden agruparse en (Watts *et al.*, 1982; Allen y Allen, 2013):

i) *Subsidencia dinámica* generada por la relación existente entre astenósfera-litósfera, principalmente debido al flujo astenosférico, convección del manto, plumas del manto y cambios de temperatura en el manto (transmitidos por flujos viscosos). Se incluyen los mecanismos de subsidencia 1 y 2 antes descritos.

ii) *Subsidencia isostática* generada por los efectos de calentamiento y/o enfriamiento de la litósfera debido a la actividad/inactividad de la astenósfera, así como procesos de emplazamiento de material astenosférico en la litósfera (principalmente sub e intra cortical). El enfriamiento por el cese de actividad astenosférica causa engrosamiento en la litósfera, mientras el adelgazamiento está asociado a una extensión mecánica o erosión subaérea durante la actividad astenosférica. En ambientes convergentes el engrosamiento de la litósfera causa levantamiento isostático. Se incluyen los mecanismos de subsidencia 3, 4 y 5 antes descritos.

iii) *Subsidencia flexural* por carga y descarga de la litósfera, generada a mayor escala por la formación de cinturones orogénicos, mientras que, en menor escala por la formación de volcanes o cadenas montañosas, así como la acumulación de sedimentos en depocentros, estos últimos amplifican el mecanismo impulsor de subsidencia. Se incluye al mecanismo de subsidencia 6 antes descrito.

La ocurrencia o combinación de los mecanismos de subsidencia de las cuencas sedimentarias, además de su origen, permiten su continuidad y en algunos casos su terminación. Einsele (2000) define como cuencas sedimentarias activas aquellas cuencas en las cuales aún existe acumulación de sedimentos, y cuencas sedimentarias inactivas en las cuales ya no hay acumulación de sedimentos, ya sea que presenten una ligera deformación del depocentro original o bien que estén altamente deformadas y con ausencia parcial del total de los sedimentos acumulados. Busby e Ingersoll (1998) e Ingersoll (2011) consideran que la conservación o ausencia de los sedimentos acumulados en las cuencas sedimentarias se define por el potencial de preservación post-sedimentación, asociado

a la duración del periodo de sedimentación (Ma) y el ambiente tectónico en el cual se forman o evolucionan las cuencas sedimentarias. Un bajo potencial de preservación corresponde a cuencas sedimentarias de corto periodo de acumulación de sedimentos (< 5 Ma) desarrolladas en ambientes tectónicos activos (cuencas transpresivas), mientras que, un alto potencial de preservación se observa en cuencas con largos periodos de sedimentación (>100 Ma) y ambientes tectónicos intraplaca (cuencas intracratónicas).

La variación del mecanismo de subsidencia o ambiente tectónico en la evolución de las cuencas sedimentarias permite también la variación en el potencial de preservación post-sedimentación, ya sea a nivel regional de las cuencas sedimentarias o a nivel local de los depocentros desarrollados en ellas, como es el caso de las cuencas de rifts continentales, que pueden evolucionar a cuencas oceánicas activas (Figura 2.4), bordeadas por márgenes continentales pasivos en donde se desarrolla la plataforma, talud y cuenca, y en algunos casos cuencas halocinéticas, estas últimas con el más bajo potencial de preservación post-sedimentación del margen continental debido al continuo movimiento de la sal (Ingersoll, 2011).

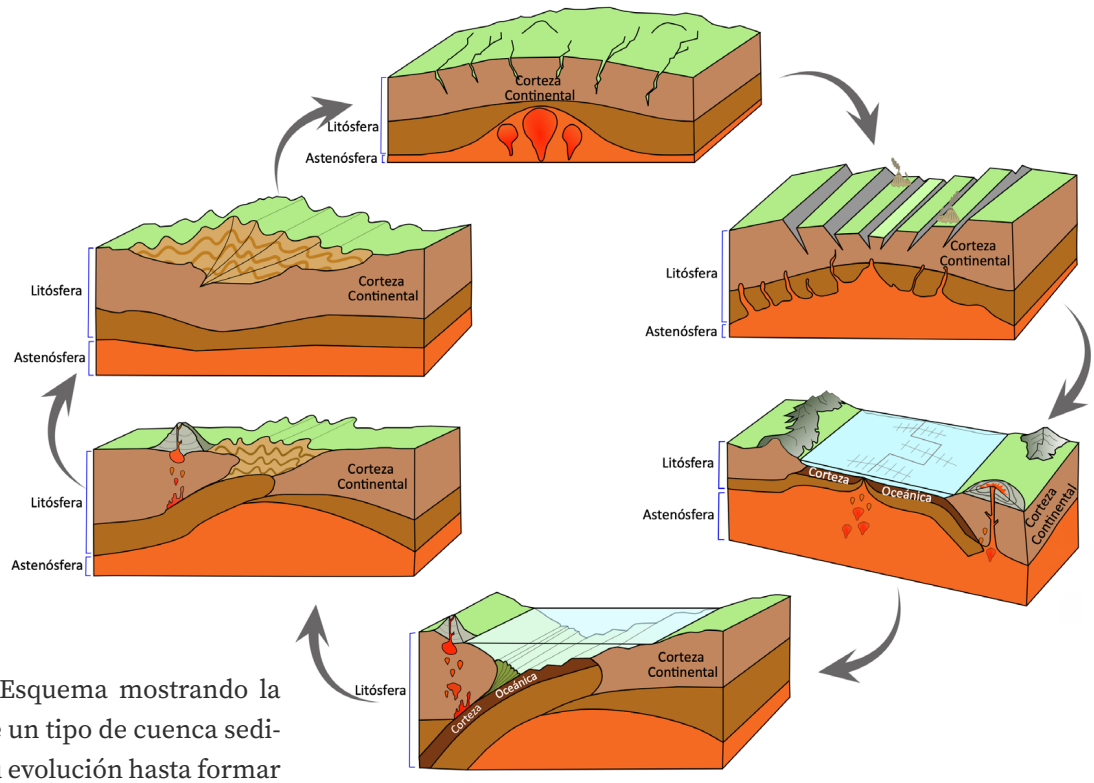


Figura 2.4. Esquema mostrando la formación de un tipo de cuenca sedimentaria y su evolución hasta formar parte de un orógeno.

2.6 Clasificación de cuencas sedimentarias

Para el desarrollo de este capítulo se toma como base el sistema de clasificación propuesto por Kingston *et al.* (1983a, Tabla 2.2), por lo que las cuencas son agrupadas tomando como referencia el tipo de margen tectónico al cual son asociadas (divergente, convergente y transformante), su posición al interior de la placa tectónica (intraplaca), así como las cuencas sedimentarias asociadas a una mezcla de escenarios tectónicos (ambientes misceláneos o híbridos, como lo sugiere Ingersoll, 2011).

2.6.1 Cuencas sedimentarias asociadas a margen divergente

Desarrollo de rift y separación continental

En esta clasificación se incluyen las cuencas de *rift* continental, cuencas oceánicas nacientes y cuencas de margen continental, asociadas al proceso de rompimiento (*rift*) continental y la posterior formación de corteza oceánica (Tabla 2.4).

Tabla 2.4. Cuencas en un margen tectónico divergente.

Marco tectónico divergente			
Tipo de cuenca (término en inglés)	Definición	Ejemplo actual	Ejemplo antiguo
Rift continental (*continental rift*)	Rifts dentro de la corteza continental, usualmente asociados con magmatismo bimodal	Rift de Río Grande (extensión del sur de Colorado, EUA hasta Chihuahua, México)	Proterozoico, Rift Kewee-nawano
Cuenca oceánica naciente y márgenes continentales (*nascent ocean basins and continental margins*)	Cuencas oceánicas incipientes con piso de nueva corteza oceánica y flanqueadas por márgenes continentales de rifts jóvenes	Mar Rojo	Jurásico del este de Groenlandia

a) Cuencas de rift continental

Se desarrollan a partir del rompimiento continental con presencia de fallas normales que forman un semigraben (Figura 2.5a) o un graben (Figura 2.5b), separados de los altos topográficos por medio de un sistema de fallas normales; estas cuencas se rellenan en un inicio por depósitos continentales. Las cuencas más comunes asociadas a rifts continentales desarrollan un semigraben con bloques de techo colgantes de fallas normales (Leeder y Gawthorpe, 1987; Leeder, 1995; Gawthorpe y Leeder, 2000).

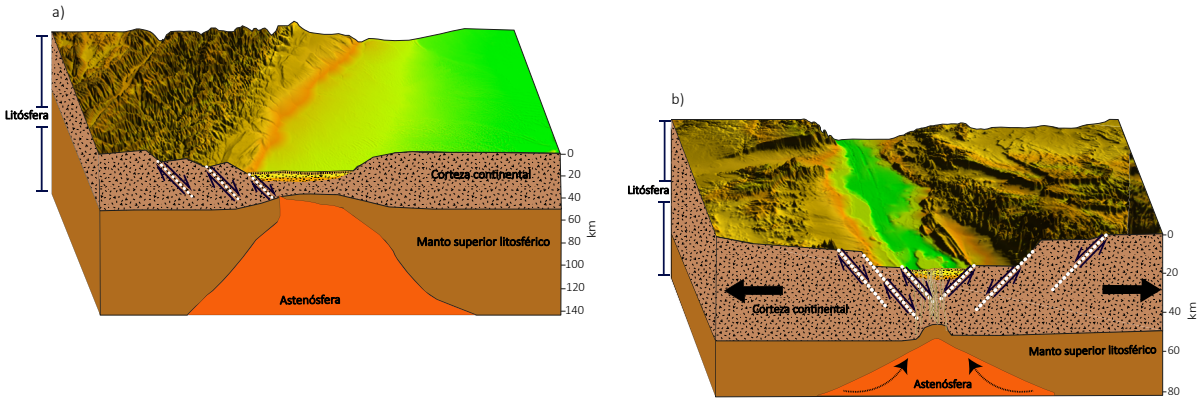


Figura 2.5. a) desarrollo de semigraben durante el *rift* continental, b) desarrollo de grabens bordeados por altos topográficos durante el rompimiento continental.

Debido a la continua actividad de la astenosfera, el rompimiento continental permite el desarrollo de márgenes pasivos, culminando con la formación de corteza oceánica (rift exitoso); sin embargo, un cese en la actividad de la astenosfera da como resultado un *rift* abortado:

- *Rift Exitoso:* se desarrolla cuando el rompimiento continental evoluciona a una expansión de piso oceánico, formando cuencas oceánicas nacientes que evolucionan a cuencas oceánicas activas (Ingersoll y Busby, 1995; Leeder, 1995).
- *Rift Abortado (aulacógeno):* cuando el cese de la actividad de la astenosfera no permite la evolución a cuencas oceánicas nacientes, se producen rifts fósiles, comúnmente superpuestos por cuencas intracratónicas (Sengor, 1995) y aulacógenos.

2.6.2 Cuencas oceánicas nacientes

Estas cuencas se originan cuando el rifting continental evoluciona a expansión del piso oceánico (Figura 2.6) y hay una ausencia significativa de sedimentos, por lo tanto, la corteza oceánica es el único material sólido con el cual interactúa el material astenosférico ascendente (Einsele, 1985; Nicolas, 1985). Una vez que se da la separación de los márgenes continentales, se desarrollan las cuencas oceánicas nacientes (golfo proto-oceánico y océano estrecho, Dickinson, 1974).

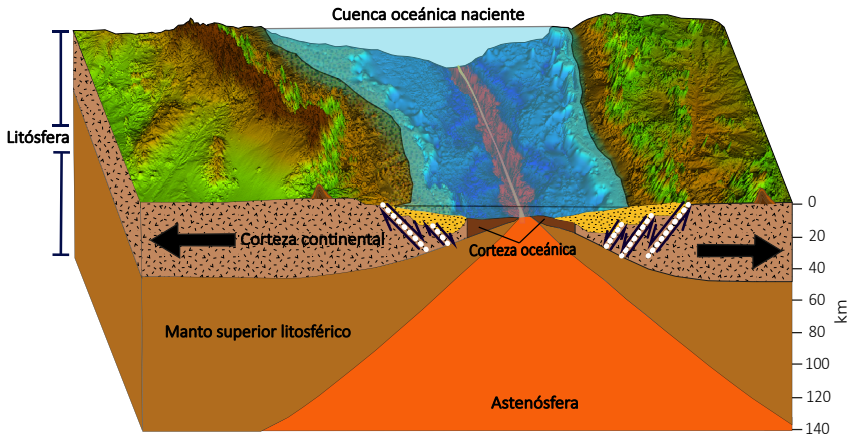


Figura 2.6. Modelo de cuenca oceánica naciente.

El Mar Rojo es un tipo de cuenca oceánica naciente con expansión del piso oceánico activo, donde ocurre sedimentación de carbonatos y clásticos a lo largo de los márgenes (Purser y Bosence, 1998; Bosworth *et al.*, 2005). El ejemplo de México es el Golfo de California.

2.6.3 Cuencas de intraplaca

Las cuencas oceánicas nacientes evolucionan a grandes océanos (tipo Atlántico), lo que resulta en la divergencia de dos continentes a lo largo de las dorsales de expansión. Durante este proceso evolutivo, los nuevos márgenes continentales de *rift* con levantamiento de flancos de *rift* se enfrían y se hunden, así como se mueven desde la expansión de la dorsal. A este proceso se le conoce como transición "rift-to-drift", en donde un marco divergente evoluciona a un marco

intraplaca (Dickinson, 1974; Ingersoll y Busby, 1995). En la tabla 2.5 se muestran las variantes de cuencas en margen tectónico intraplaca, con ejemplos representativos.

Tabla 2.5. Cuencas en un margen tectónico intraplaca.

Marco tectónico intraplaca			
Tipo de cuenca (*término en inglés*)	**Definición**	**Ejemplo actual**	**Ejemplo antiguo**
Configuración Plataforma-talud-cuenca (*shelf-slope-rise*)	Márgenes maduros de apertura continental de intraplaca con bordes de plataforma cerca de límites entre la corteza continental y oceánica	Costa Este de EUA	Paleozoico temprano de EUA y la Cordillera Canadiense
Configuración Transforme (*transform configuration*)	Márgenes continentales intraplaca con origen a lo largo de fallas transformantes entre dos placas	Costa Sur del Oeste de África	Precámbrico-Paleozoico temprano de Alabama-Oklahoma
Configuración de zonas marginales progradantes (*embankment configuration*)	Márgenes continentales intraplaca progradacionales con borde de plataforma sobre corteza oceánica	Costa del Golfo del Río Misisipi	Paleozoico temprano del terreno Meguma en los Apalaches Canadienses (?)
Cuencas intracratónicas (*intracratonic basins*)	Cuencas cratónicas amplias subyacidas por rifts fósiles	Cuenca de Chad	Cuenca Paleozoica de Michigan
Plataformas continentales (*continental platforms*)	Cratones estables con una delgada y extensa capa sedimentaria	Mar Barents	Paleozoico medio del continente norteamericano
Cuencas oceánicas activas (*active ocean basins*)	Cuencas con piso de corteza oceánica formada en límites de placa divergentes activos sin relación con sistemas de arco-trinchera	Océano Pacífico	Complejos ofiolíticos (?)
Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas (*oceanic islands, seamounts, aseismic ridges and plateaus*)	Abanicos sedimentarios y plataformas formadas en marcos intraoceánicos con excepción de sistemas arco-trinchera	Montañas submarinas de Emperador-Hawái	Complejo Volcánico Mesozoico de Snow Mountain (Complejo Franciscano del norte de California)
Cuencas oceánicas pasivas o estables (*dormant ocean basins*)	Cuencas con piso de corteza oceánica que no sufre de extensión ni subducción	Golfo de México	Cuenca Paleozoica Tarim, China (?)

Configuración plataforma-talud-cuenca

Durante la transición del *rifting* continental a expansión del piso oceánico, se forma la corteza transicional, ya sea como corteza continental con extensión/adelgazamiento o como corteza rica en rocas basálticas, con un espesor que disminuye hacia la corteza oceánica (Dickinson, 1974; Ingersoll, 2008a). La corteza transicional subyace la transición hacia el mar de depósitos gruesos de plataforma a depósitos finos de talud que, a su vez, se combinan con depósitos gruesos turbidíticos de dorsal y planicie abisal en la corteza oceánica (Bond *et al.*, 1995; Ingersoll y Busby, 1995), (Figura 2.7). La mayoría de los márgenes continentales Atlánticos modernos tienen esta configuración, con ambientes en donde los carbonatos predominan solo a bajas latitudes, careciendo de una amplia contribución clástica.

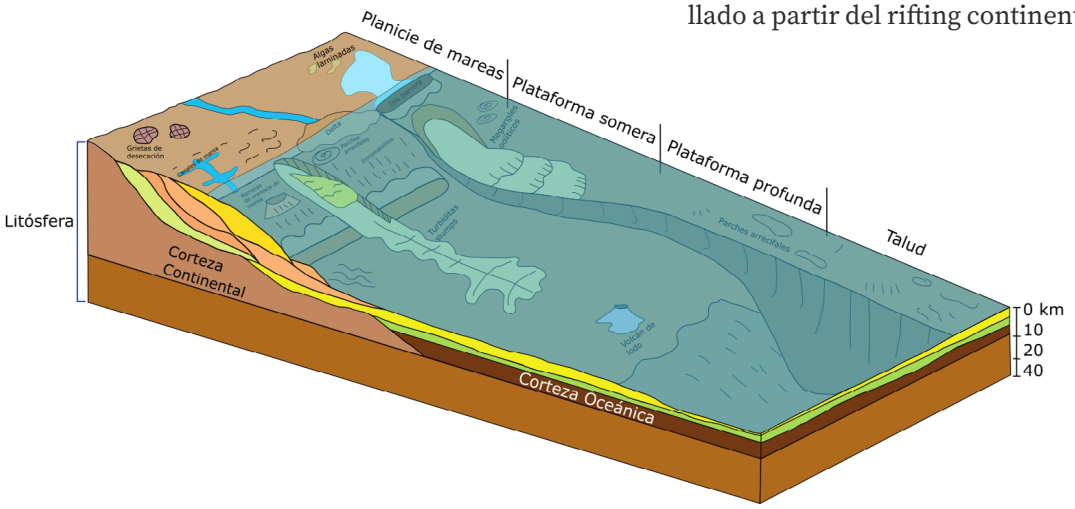


Figura 2.7. Modelo 3D de la configuración plataforma-talud-cuenca en un margen continental desarrollado a partir del rifting continental.

Configuración transformante

En algunas áreas de los márgenes continentales, se desarrolla una mayor complejidad tectónica relacionada a la expansión del piso oceánico y una heterogeneidad en el adelgazamiento y afectación tectónica de la corteza continental transicional, en algunos casos se desarrolla una configuración transformante, caracterizada por originarse a lo largo de límites transformantes, en lugar de

límites de rift, teniendo prismas de sedimentos más estrechos y una corteza transicional (Figura 2.8). La costa sur del oeste de África ejemplifica este modelo.

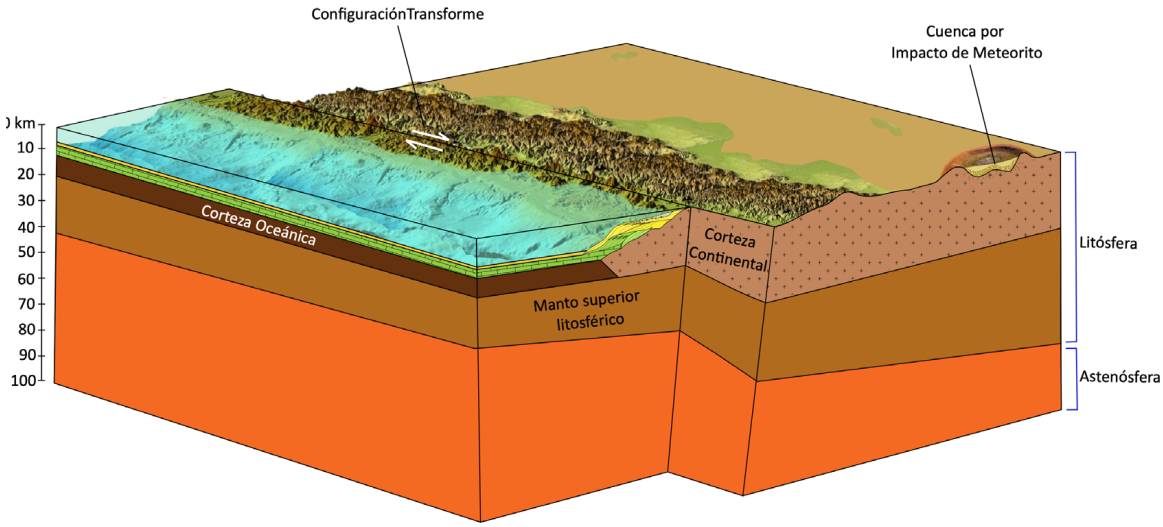


Figura 2.8. Modelo de configuración transformante en margen continental **y cuenca** de impacto por meteoritos.

Zonas marginales continentales progradantes

De acuerdo con el llenado del depocentro generado en los márgenes continentales (sobre gruesas capas de sal), Ingersoll (2011) menciona el desarrollo de cuencas marginales progradantes y minicuencas o cuencas halocinéticas. Los mejores ejemplos de cuencas marginales progradantes están en el Delta de Nigeria (Burke, 1972) y el Delta del Misisipi (Galloway *et al.*, 2000), donde el borde de plataforma ha progradado sobre la corteza oceánica y el espesor sedimentario máximo aumenta la carga isostática, 16-18 km (Kinsman, 1975), por lo que ha alcanzado el interior del borde de plataforma (Figura 2.9a). En el caso de la costa del norte del Golfo de México (EUA), gran cantidad de ríos, además del Misisipi han contribuido a una progradación considerable del margen continental en un área extensa.

El incremento en la exploración geológica de márgenes continentales marinos profundos, ha demostrado la importancia de la deformación de sal en cuencas

sedimentarias de márgenes pasivos, especialmente en zonas marginales continentales como el Golfo de México, en donde se desarrollan los pequeños depocentros o minicuencas debido a la movilidad de la sal, figura 2.9b (Worral y Snelson, 1989; Beaubouef y Friedmann, 2000; Hudec *et al.*, 2009).

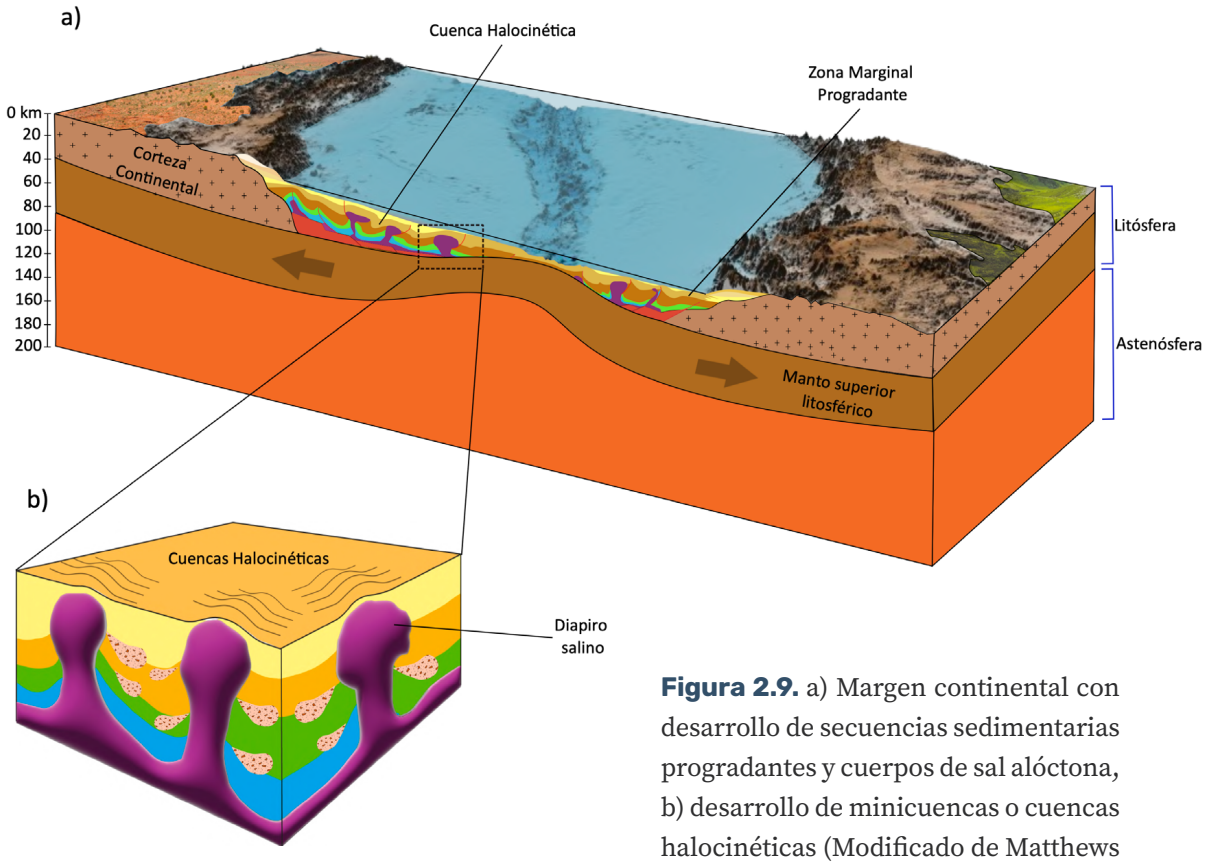


Figura 2.9. a) Margen continental con desarrollo de secuencias sedimentarias progradantes y cuerpos de sal alóctona, b) desarrollo de minicuencas o cuencas halocinéticas (Modificado de Matthews *et al.*, 2007).

2.6.4 Cuencas intracratónicas

La mayoría de las cuencas intracratónicas (ej. Cuenca Michigan) sobreyacen rifts fósiles (Howell y van der Pluijm, 1999), (Figura 2.10). Los periodos renovados de subsidencia en las cuencas cratónicas generalmente pueden correlacionarse a cambios en el esfuerzo litosférico relacionado a la actividad en cinturones orogénicos cercanos (DeRito *et al.*, 1983). La subsidencia ocurre cuando disminuye la rigidez litosférica, permitiendo una masa sin compensar en la corteza superior (remanentes de rifts fósiles) para hundirse en un área extensa.

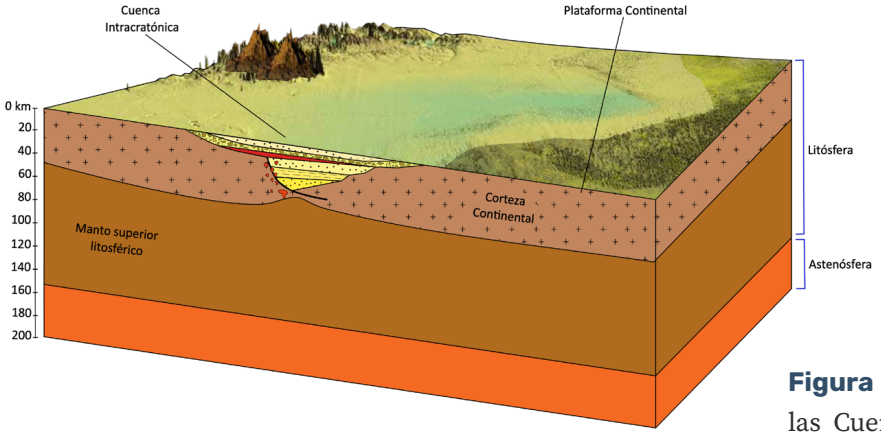
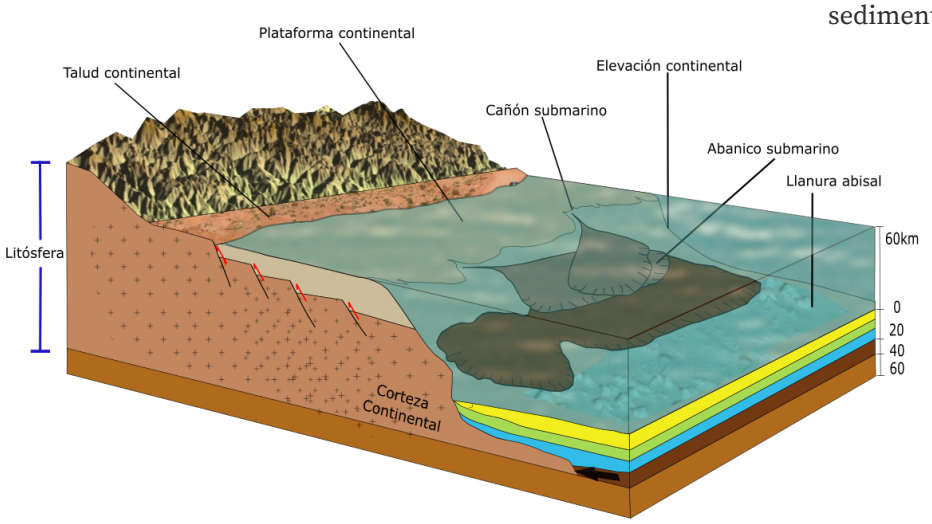


Figura 2.10. Modelo de las Cuencas intracratónicas y la Plataforma Continental.

2.6.5 Plataformas continentales

Las secuencias estratigráficas primarias cratónicas reflejan eventos tectónicos globales y eustáticos, aunque la dinámica del manto, los eventos locales y regionales también influyen en el desarrollo de las plataformas continentales. A diferencia de las cuencas intracratónicas, las plataformas (Figura 2.11) acumulan capas de sedimentos de espesor uniforme a escalas continentales. Las secuencias estratigráficas de plataforma son transicionales a márgenes continentales, cuencas intracratónicas, cuencas foreland y otros marcos tectónicos a lo largo de los márgenes continentales (Ingersoll y Busby, 1995).

Figura 2.11. Modelo de Plataforma Continental y sedimentación asociada.



2.6.6 Cuencas oceánicas activas

A medida que la litósfera oceánica se aleja de la expansión en las dorsales, ocurre un decaimiento termal sistemático exponencial en la cuenca, resultando en un incremento de la profundidad del agua que se asocia con la edad de la corteza oceánica (Sclater *et al.*, 1971; Stein y Stein, 1992), (Figura 2.12, Figura 2.13). El progresivo hundimiento de la corteza oceánica se relaciona con la edad y distancia desde la expansión de las dorsales, donde hay acumulación de depósitos pelágicos y hemipelágicos (Berger, 1973). El lodo de carbonato se acumula por arriba de la Profundidad de Compensación de los Carbonatos (PCC) (~3,000-4,500 [m]), la cual se deprime en áreas con alta productividad biológica; el lodo silíceo se acumula por encima de la Profundidad de Compensación del Sílice (PCS). Sólo la arcilla abisal se acumula debajo de la PCS. El resultado es una estratigrafía dinámica y predecible de acuerdo con la edad, profundidad y paleolatitud de la corteza oceánica, con sus correspondientes facies depositacionales oceánicas.

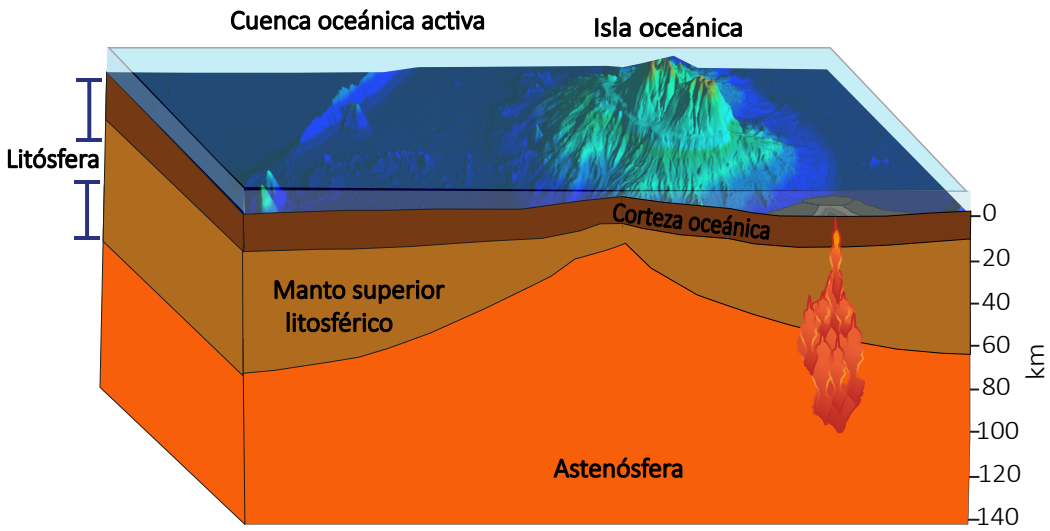


Figura 2.12. Modelo de las Cuencas oceánicas activas y las Islas Oceánicas.

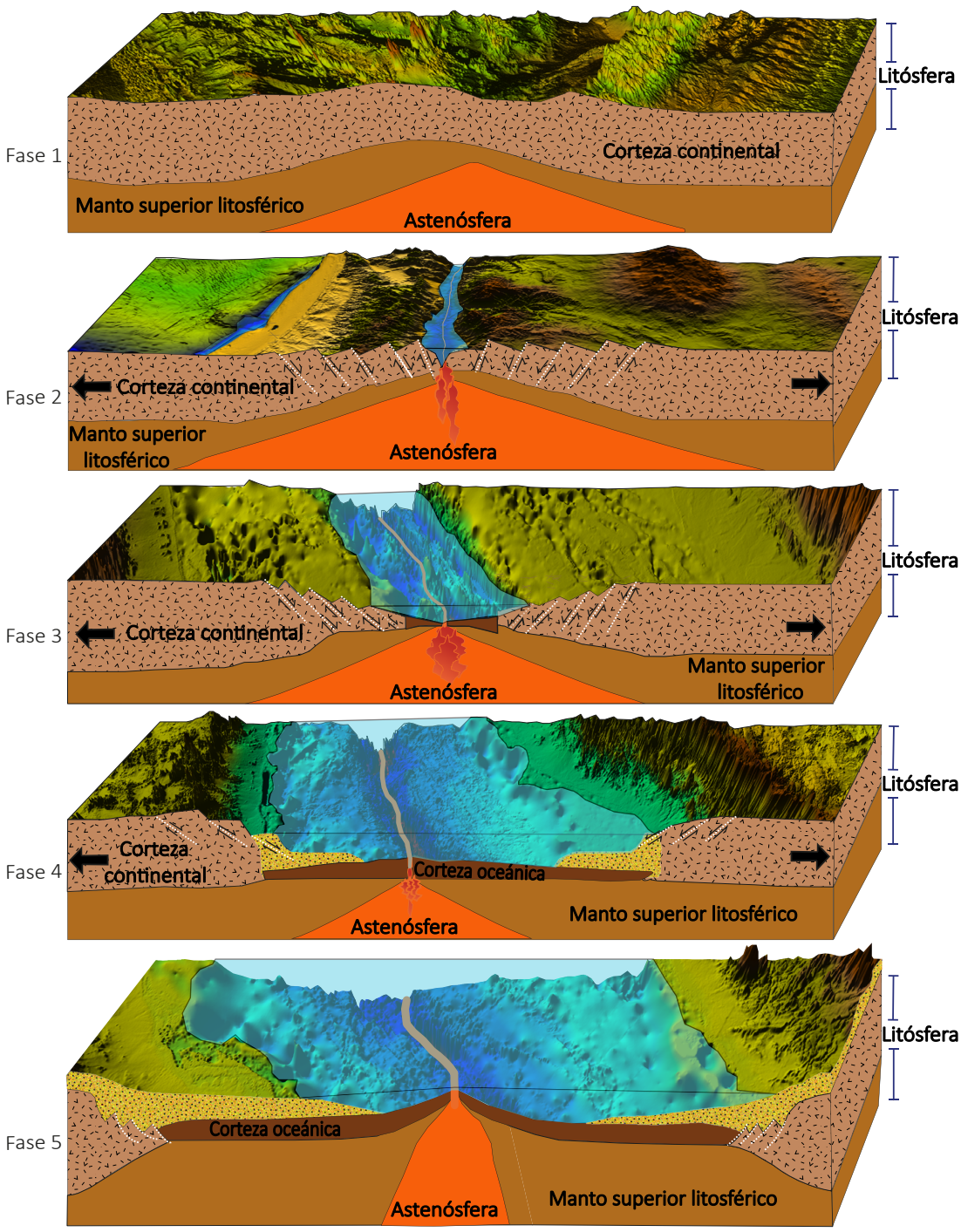


Figura 2.13. Modelo 3D de una cuenca oceánica activa.

2.6.6.1 Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas

Las islas, montañas submarinas, dorsales, y mesetas se hunden térmicamente, así como las placas oceánicas migran a una distancia considerable de las dorsales oceánicas (Figura 2.14). Las anomalías termales independientes a las dorsales oceánicas (ej. puntos calientes o *hot spots*) crean nuevas islas, dorsales y mesetas, que pueden tener historias de subsidencia complejas, relacionadas con su historia magmática. Clague (1981) dividió la historia post-volcánica de las montañas submarinas en tres etapas secuenciales: subaérea, de agua somera y de agua profunda.

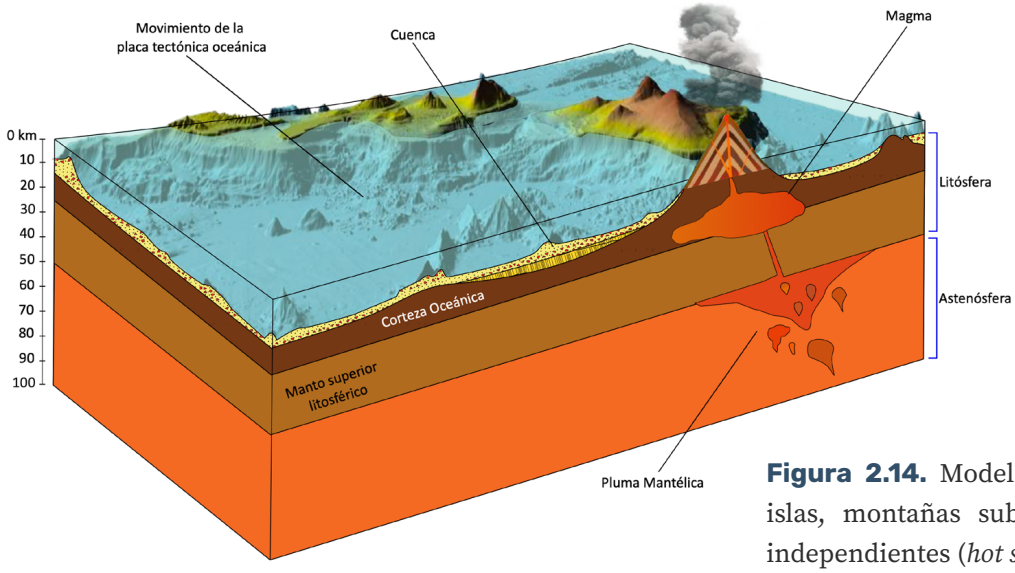


Figura 2.14. Modelo 3D de islas, montañas submarinas independientes (*hot spots*).

2.6.7 Cuencas oceánicas pasivas o estables

Las cuencas pasivas tienen como basamento a la corteza oceánica que no sufre procesos de expansión o subducción; por lo que no hay márgenes de placa activos dentro de la cuenca (Ingersoll y Busby, 1995), (Figura 2.15). Este escenario tectónico contrasta con las cuencas oceánicas activas, que incluyen por lo menos una dorsal de expansión activa (ej. océanos Atlántico, Pacífico e Índico); y con las cuencas oceánicas remanentes, que son pequeños océanos contraídos, delimitados al menos por una zona de subducción (ej. Bahía Bengala y Golfo Huon). El término “pasivo” implica que no existe actividad orogénica dentro o

cerca de la cuenca; y "oceánico", sugiere que la cuenca se encuentra subyacida por litósfera oceánica, a diferencia de las cuencas intracratónicas, que están típicamente subyacidas por litósfera continental y parcialmente por un *rift* (Ingersoll y Busby, 1995). Las cuencas oceánicas pasivas son creadas por dos procesos contrastantes que ocurren:

- Cuando la expansión en las dorsales de las cuencas oceánicas nacientes cesa su actividad (ej. Golfo de México; Dickinson y Lawton, 2001).
- Cuando las cuencas de trasarco, ya sea extensional o neutral, no se subducen durante la sutura de los continentes y/o arcos (ej. Mar Negro).

Las cuencas oceánicas pasivas pueden tener tiempos de vida de miles a millones de años, y pueden variar considerablemente en cuanto a su tamaño. El Golfo de México moderno es la cuenca pasiva más grande a nivel mundial, es rellenada rápidamente, por el aporte sedimentario a lo largo de su margen norte (la zona marginal continental progradante de la Costa del Golfo), sin embargo, aún contiene corteza oceánica con una delgada cubierta sedimentaria (Dickinson y Lawton, 2001).

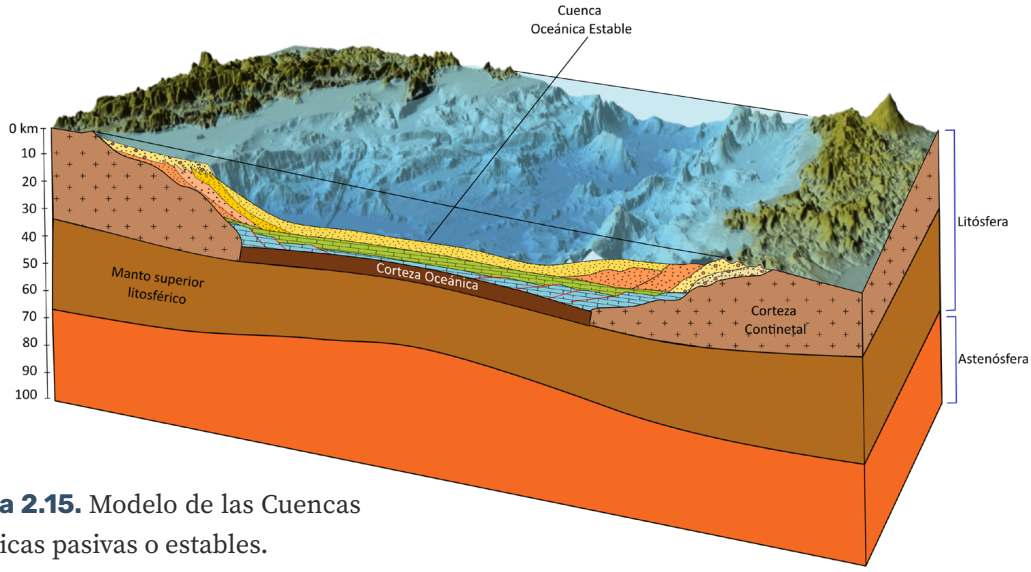


Figura 2.15. Modelo de las Cuencas oceánicas pasivas o estables.

Cuando una cuenca oceánica pasiva es rellenada hasta el nivel medio del mar, puede asemejarse superficialmente a una cuenca intracratónica; sin embargo, la cuenca oceánica pasiva contiene de 16-20 km de capas sedimentarias en la parte superior de la litósfera oceánica, mientras que la cuenca intracratónica

contiene pocos kilómetros de capas sedimentarias, subyacidas por corteza continental, con uno o más rifts fósiles debajo del centro de la cuenca. Las cuencas de antepaís/foreland se pueden formar por encima de los bordes de las cuencas oceánicas pasivas durante la deformación contraccional (ej. márgenes de la cuenca Tarim moderna). Las cuencas intracratónicas pueden experimentar hundimiento renovado o inversión tectónica (ej. Mar del Norte moderno, Cooper y Williams, 1989; Cameron *et al.*, 1992).

2.7 Cuencas sedimentarias asociadas a un margen convergente

Las cuencas asociadas a márgenes tectónicos convergentes suelen ser cuencas de tipo acrecional (ej. cuenca por trincheras y taludes), en las que el material sedimentario se deforma y se acumula debido a la colisión de placas tectónicas. Estas cuencas son originadas en lugares de intensa actividad tectónica, incluyendo volcanismo (ej. cuenca de antearco). En la tabla 2.6 se muestran las variantes de cuencas en margen tectónico convergente, con una breve definición y ejemplos representativos.

Tabla 2.6. Cuencas en un margen tectónico convergente.

Marco tectónico convergente			
Tipo de cuenca (*término en inglés*)	**Definición**	**Ejemplos actuales**	**Ejemplos antiguos**
Trincheras (*trenches*)	Depresiones profundas formadas en zonas de subducción oceánica	Trinchera de Chile y Trinchera de Acapulco	Isla Sahuagin, Cretácico (Sur de Alaska)
Cuenca por trincheras y taludes (*trench-slope basins*)	Depresiones estructurales locales en complejos de subducción	Trinchera Centroamericana	Placa Cambria, Cretácico (Centro de California)
Cuenca de antearco (*forearc basin*)	Cuencas dentro de una brecha arco-trinchera	Costa afuera de Sumatra	Gran Valle, Cretácico (California)
Cuencas de intraarco			
Cuencas de intraarco oceánico (*oceanic intraarc basins*)	Cuencas a lo largo de plataformas de arco intraoceánico, incluyendo actividad volcánica	Arco Izu Bonin	Copper Hill, Complejo Gopher Ridge (Jurásico, California)

Cuencas de intraarco continental (*continental intraarc basins*)	Cuencas a lo largo de plataformas con margen de arco continental, que incluyen actividad volcánica	Lago de Nicaragua	Sierra Nevada, Jurásico temprano (Este de California)
Cuencas de trasarco			
Cuencas de trasarco oceánico (*oceanic backarc basins*)	Cuencas oceánicas detrás de arcos magmáticos intraoceánicos (incluyendo cuencas de interarco entre arcos activos y remanentes)	Trasarco Marianas	Ofiolita Josephine, Jurásico (norte de California)
Cuencas de trasarco continental (*continental backarc basins*)	Cuencas continentales detrás de arcos de margen continental sin cinturones de pliegues y cabalgaduras	Plataforma Sunda	Triásico tardío – Jurásico temprano de la Cordillera de EUA
Cuencas de antepaís (*foreland*)	Cuencas formadas frente a una cadena montañosa y un cratón adyacente		
Cuencas retroforeland	Cuencas situadas detrás del arco		
Cuencas de retroarco foreland en márgenes continentales (*retroarc foreland basins*)	Cuencas de antepaís en las partes continentales de los sistemas de margen continental arco-trinchera	Piedemonte Andino	Antepaís Sevier Cretácico de la Cordillera de EUA
Cuencas colisionales retroforeland (*collisional retroforeland basins*)	Cuencas de antepaís formadas en placas que cabalgan en la subducción durante colisiones continentales (pueden tener precursores de retroarco)	Cuenca Oeste de Tarim (China)	Cuenca de Ordos, Triásico-Jurásico (China)
Cuencas rotas retroforeland (*broken retroforeland basins*)	Cuencas formadas junto con levantamientos de núcleo de basamento en marcos retroforeland	Cuencas de las Sierras Pampeanas (Argentina)	Cuencas Laramide de la Cordillera de EUA, Cretácico tardío-Paleógeno
Cuencas proforeland (*proforeland basins*)	Cuencas de antepaís situada en el arco externo del orógeno, formadas en corteza continental que es parte de la placa subducida durante la colisión continental y/o de arco	Golfo Pérsico	Cuenca Suiza Molasse, Cenozoico Medio
Cuencas oceánicas remanentes (*remnant oceanic basins*)	Cuencas oceánicas en contracción entre márgenes continentales colisionales y/o sistemas de arco-trinchera, y finalmente subducida o deformada con cinturones de sutura	Bahía de Bengal	Cuenca Ouachita, Pensilvánico-Pérmico
Cuencas wedgetop (*wedgetop basins*)	Cuencas formadas y desplazadas en zonas de empuje	Cuenca Peshawar (Pakistán)	Apeninos, Neógeno (Italia)
Cuencas *hinterland* (*hinterland basins*)	Cuencas formadas en corteza continental gruesa detrás de cinturones de pliegues y cabalgaduras foreland	Meseta de Altiplano (Bolivia)	Cuenca de Zhada, Neógeno (Tibet)

Los sistemas arco-trinchera se pueden clasificar en tres tipos: i) extensional, ii) neutral y iii) compresional (Dickinson y Seely, 1979; Dewey, 1980). Los factores más importantes en el comportamiento de los sistemas arco-trinchera son: la tasa de convergencia, edad y echado de la placa (Molnar y Atwater, 1978; Kanamori, 1986). Casi todos los arcos modernos que miran hacia el este (ej. Marianas) son extensionales, con subducción de litósfera vieja con ángulos pronunciados, mientras que casi todos los arcos que miran hacia el oeste (ej. Los Andes) son compresionales, con subducción de la litósfera joven y ángulos bajos. La mayoría de los arcos que miran hacia el sur (ej. Las Aleutianas) son neutrales, con subducción de la litósfera de edad mediana y ángulos moderados. No existen arcos que miren al norte.

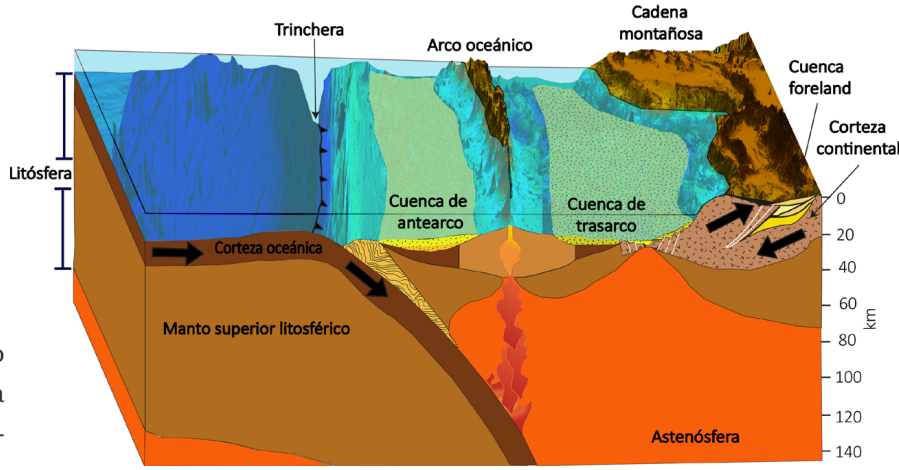


Figura 2.16. Modelo 3D generalizado para los marcos tectónicos convergentes.

En el modelo generalizado para los sistemas de marcos tectónicos convergentes se observa que las principales cuencas son la trinchera, la cuenca de antearco, trasarco y foreland (Figura 2.16). La distinción de cuencas de antearco, intra-arco, y trasarco no es siempre clara. Las cuencas de intra-arco se definen como acumulaciones de gran espesor volcánico-volcaniclástico y otras acumulaciones sedimentarias a lo largo de la plataforma asociada al arco que está formado por el traslape o superposición de volcanes. La presencia de rocas volcánicas con ventilas proximales e intrusiones relacionadas es crucial para el reconocimiento de las cuencas de intra-arco en el registro geológico; desde que el material volcaniclástico del arco derivado se puede expandir a cuencas de antearco,

trasarco, entre otras. El término de “arco masivo” se refiere a la corteza generada por procesos de arco magmático (Dickinson, 1974), y la corteza de arco puede ser la base de una región más extensa que la plataforma de arco.

Trincheras

Las trincheras pueden tener grandes profundidades y su relleno sedimentario depende de su posición con respecto al continente. Underwood y Moore (1995) sintetizaron la naturaleza dinámica de la sedimentación y la tectónica en las trincheras activas. La cuña de sedimentos de una trinchera está en equilibrio dinámico cuando la tasa y el ángulo de subducción, el espesor de sedimento en la placa oceánica, la tasa de sedimentación y la distribución de sedimento dentro de la trinchera sea constante. Con el incremento de aporte transversal de sedimentos a la trinchera, el canal axial de la cuña de la trinchera es forzada hacia el mar y la trinchera se ensancha.

2.7.1 Cuencas por trincheras y taludes

El modelo de este tipo de cuencas fue desarrollado por Moore y Karig (1976), en el cual se observa la sedimentación en pequeñas cuencas estancadas a lo largo de las paredes internas de las trincheras, donde, las turbiditas están estancadas dentro de las cuencas por trincheras y taludes resultantes (Figura 2.17). La deformación que ocurre dentro y en los complejos de subducción resultan en una batimetría irregular. El promedio de la anchura, espesor de los sedimentos y edad de las cuencas aumenta hasta el talud, debido al levantamiento progresivo del material deformado y extendido producto del espaciamiento de las fallas durante la deshidratación y deformación de los sedimentos.

En los complejos de subducción antiguos, las cuencas por trincheras y taludes están rellenas por turbiditas locales relativamente sin deformar, rodeadas por un material acrecionado altamente deformado de origen variable.

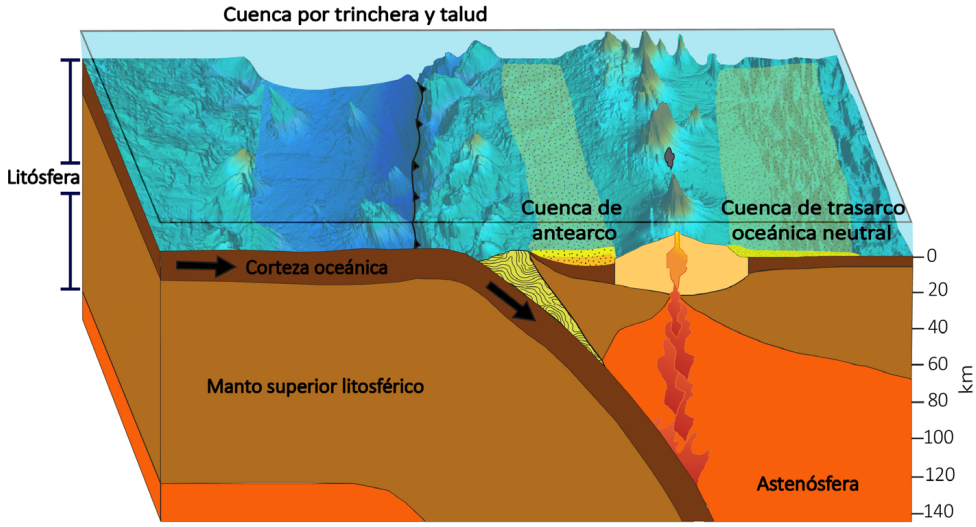


Figura 2.17. Modelo de cuencas por trincheras y taludes, cuencas de antearco, cuencas oceánicas neutrales de trasarco; los magmas generados por la placa subducida están indicados en color rojo.

2.7.2 Cuencas de antearco

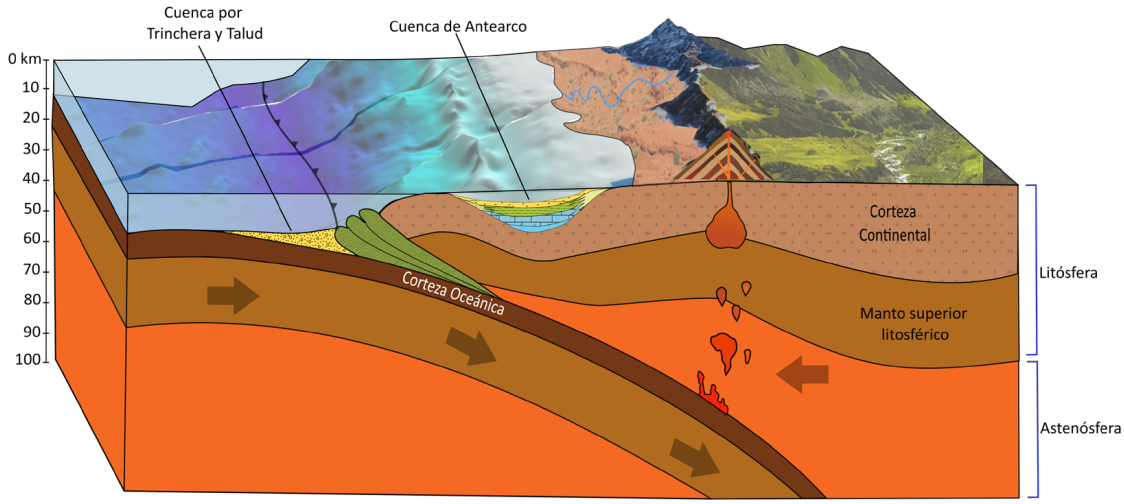


Figura 2.18. Modelo 3D de una cuenca de antearco.

Las cuencas de antearco se forman entre el prisma de acreción y el arco volcánico (Figura 2.18), su subsidencia se encuentra marcada por la carga de sedimentos (Romero, 2013). La clasificación de los sistemas de arco-trinchera

propuesta por Dickinson (1995) resalta en que la tectónica de placas gobierna la iniciación de la subducción, además del posible desarrollo de cuencas de antearco. Los factores que controlan la geometría del antearco son la configuración inicial, el espesor del sedimento en la placa subducida, la tasa de aporte de sedimentación a la trinchera, la tasa de aporte de sedimentación al área de antearco, la tasa y orientación de la subducción y el tiempo desde la iniciación de la subducción.

2.7.3 Cuencas de intraarco

El origen de cuencas dentro de arcos magmáticos en general no se tiene bien entendido, en gran parte debido a la escasez de estudios que integran análisis de volcanología, de sedimentología y de cuencas (Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995). Un elemento adicional para la mayoría de los sedimentólogos es el hecho de que los arcos se caracterizan por altos flujos de calor, con gradientes geotérmicos altos y un intenso magmatismo; además que están sujetos comúnmente a un acortamiento cortical en un tiempo de su historia evolutiva. Este tipo de cuencas son reconocidas tanto en corteza oceánica como continental.

a) Cuencas oceánicas de intraarco

Las cuencas intraarco oceánicas se ubican dentro del arco volcánico en un margen con corteza oceánica (Figura 2.19). Los depocentros para acumulaciones sedimentarias dentro de los arcos pueden ocurrir en regiones bajas entre volcanes y a lo largo de sus flancos; aunque estos tienen un potencial de preservación alto, sólo por debajo del nivel del mar (ej. generalmente en arcos oceánicos). Además, los depocentros con altos potenciales de preservación se pueden formar cuando el eje del arco volcánico cambia a una nueva posición en una plataforma de arco oceánico, creando así una región baja entre la cadena activa y la cadena abandonada (Ingersoll y Busby, 1995; Smith y Landis, 1995).

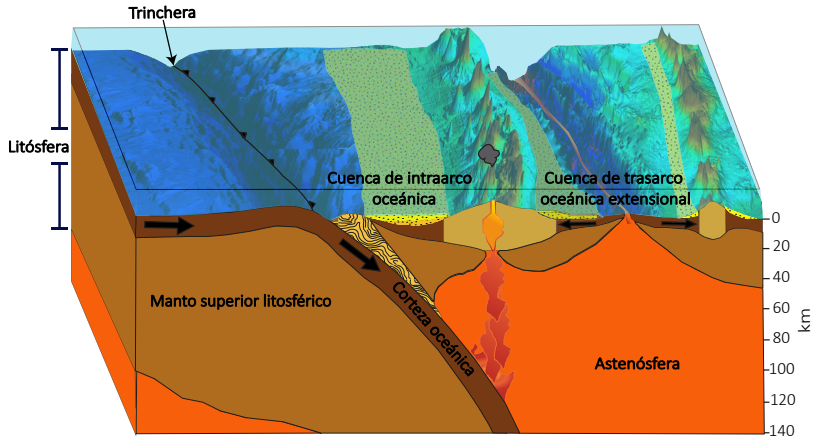
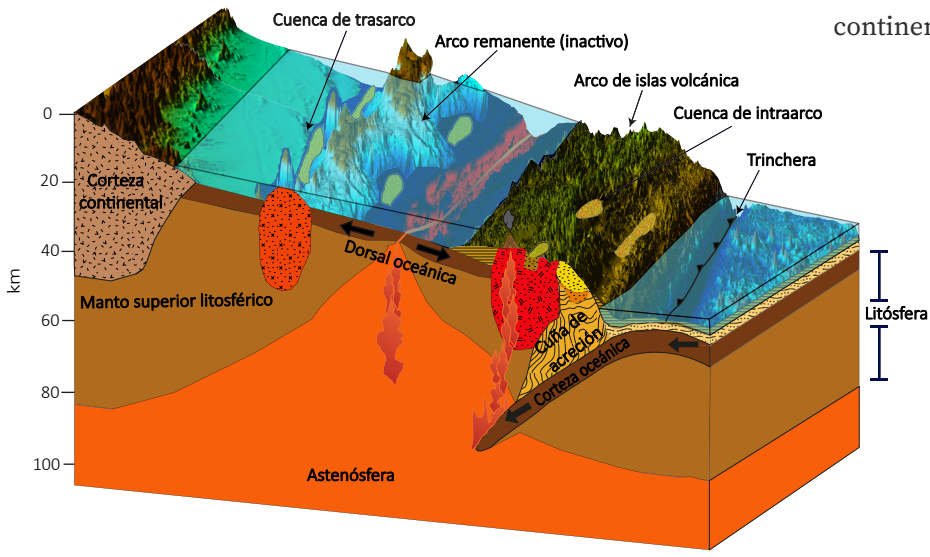


Figura 2.19. Modelo 3D de cuencas intraarco asociadas a un margen oceánico convergente.

b) Cuencas continentales de intraarco

Estas cuencas se encuentran dentro del arco volcánico asociado a un margen continental (Figura 2.20). Los mecanismos más importantes para la acumulación y preservación de sucesiones estratigráficas gruesas en arcos continentales parecen ser en escala descendente (Busby-Spera, 1988; Busby-Spera *et al.*, 1990), considerando los procesos de extensión o transtensión de escala de margen de placa, extensión en una escala más local durante el emplazamiento de un plutón o batolito y subsidencia localizada de calderas durante erupciones de gran volumen de ignimbritas.

Figura 2.20. Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen continental convergente.



La extensión o transtensión a escala de margen de placa produce cinturones de secuencias arco-continental que son continuos o semicontinuos durante cientos o miles de kilómetros, y registran altas tasas de subsidencia durante decenas de millones de años. Los efectos de extensión en la cima de los plutones y batolitos pueden dificultar la distinción de la extensión del margen de placa, pero la principal puede operar por escalas de tiempo cortas (ej. menos de unos pocos de millones de años), y no puede producir por sí misma un arco de baja posición capaz de acumular sedimentos derivados de un arco de afuera. Las calderas continentales forman depocentros pequeños (10-60 km de extensión), pero profundos (1-4 km) con ignimbritas que hicieron erupción durante el colapso de la caldera.

2.7.4 Cuencas de trasarco

Existen dos tipos de cuencas de trasarco: cuencas oceánicas detrás de los arcos magmáticos intraoceánicos y cuencas continentales detrás de los arcos de margen continental (Figura 2.21) con ausencia de cinturones de pliegues y cabalgaduras (Ingersoll y Busby, 1995). Muchas cuencas de trasarco son de origen extensional, formados por rifting y expansión del piso oceánico (Marsaglia, 1995). Estas cuencas se originan comúnmente a través del rifting del arco, así como a lo largo de sus ejes (intraarco) o inmediatamente al frente de la parte trasera de su eje. El término cuenca de interarco ha sido ampliamente sustituido por el término cuenca de trasarco (Karig, 1970), pero puede ser usado donde el rifting ha ocurrido a lo largo o cerca del eje de un arco, produciendo eventualmente un arco remanente detrás de la cuenca de trasarco.

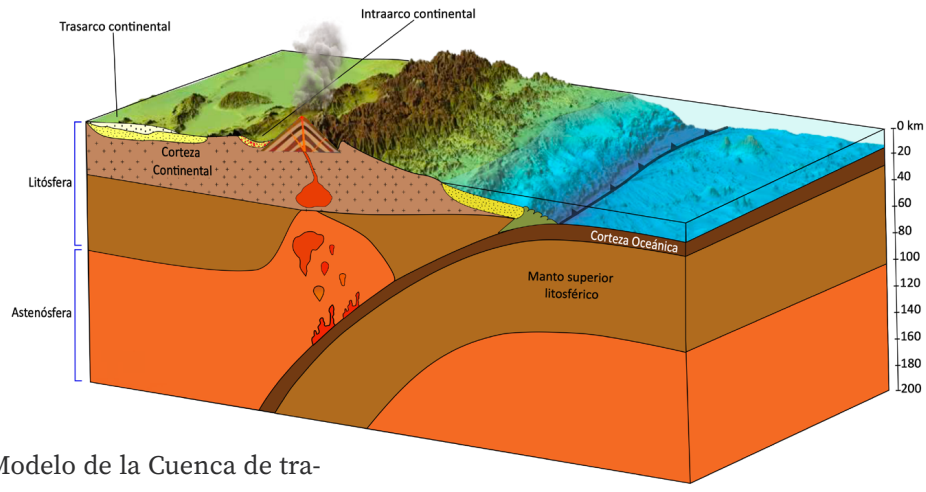


Figura 2.21. Modelo de la Cuenca de trasarco continental e Intraarco continental.

Muchas cuencas de trasarco no son extensionales (Marsaglia, 1995), formándose sobre regímenes de esfuerzo neutrales. El tipo más común de cuencas de trasarco no extensionales consiste en cuencas oceánicas viejas atrapadas durante la reorganización de las placas (ej. Mar de Bering). Además, las cuencas de trasarco no extensionales se desarrollan en la corteza continental (ej. Plataforma de Sunda en Indonesia). El acortamiento del trasarco puede ocurrir en sistemas de arco-trinchera intraoceánica en etapas tempranas de colisión con la corteza flotante (ej. este de Indonesia), (tenBrink *et al.*, 2009); este acortamiento puede representar etapas tempranas de una iniciación de subducción durante una inversión de polaridad.

a) Cuencas oceánicas de trasarco

Las cuencas oceánicas de trasarco modernas pueden distinguirse de otras cuencas por su posición detrás de los sistemas de arco-trinchera activos o inactivos (Taylor y Karner, 1983; Marsaglia, 1995). Dichas características diagnósticas comúnmente no se preservan en cuencas de trasarco antiguas, pues generalmente experimentan metamorfismo y modificaciones estructurales durante el emplazamiento en zonas orogénicas, como ofiolitas. Las cuencas oceánicas de trasarco aisladas del flujo de sedimentos terrígenos pueden mostrar los siguientes patrones de sedimentación simple y uniforme:

i) Diferenciación de facies lateral y vertical debido a la progradación de una plataforma gruesa volcaniclástica en la ampliación de la cuenca de trasarco; como una plataforma puede extenderse por más de 100 km desde una isla volcánica, con crecimiento del espesor de 5 km en aproximadamente 5 Ma (Lonsdale, 1975).

ii) Cubrimiento de la plataforma con una capa delgada de lodo y arena erosionada del arco después de que haya cesado el volcanismo y la extensión. Este ciclo refleja periodicidad temporal de la expansión del piso oceánico en cuencas oceánicas de trasarco, que parecen formarse en 10-15 Ma o menos (Taylor y Karner, 1983).

Como resultado, las cuencas oceánicas extensionales de trasarco generalmente tienen tiempos de vida más cortos que las cuencas de intraarco.

a) Cuencas continentales de trasarco

Una cuenca de trasarco continental moderna (Figura 2.22), con un régimen de esfuerzo neutral es la Plataforma Sunda de Indonesia (Hamilton, 1979; Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995). Un trasarco extensional puede evolucionar en un trasarco neutral, el cual puede evolucionar a una cuenca retroforeland. Los regímenes de esfuerzos variables en marcos de trasarco y retroarco son comunes. Una serie similar a las cuencas de trasarco a retroforeland se desarrolló durante el Mesozoico en el oeste de Estados Unidos (Dickinson, 1981; Lawton, 1994; Ingersoll, 1997, 2008).

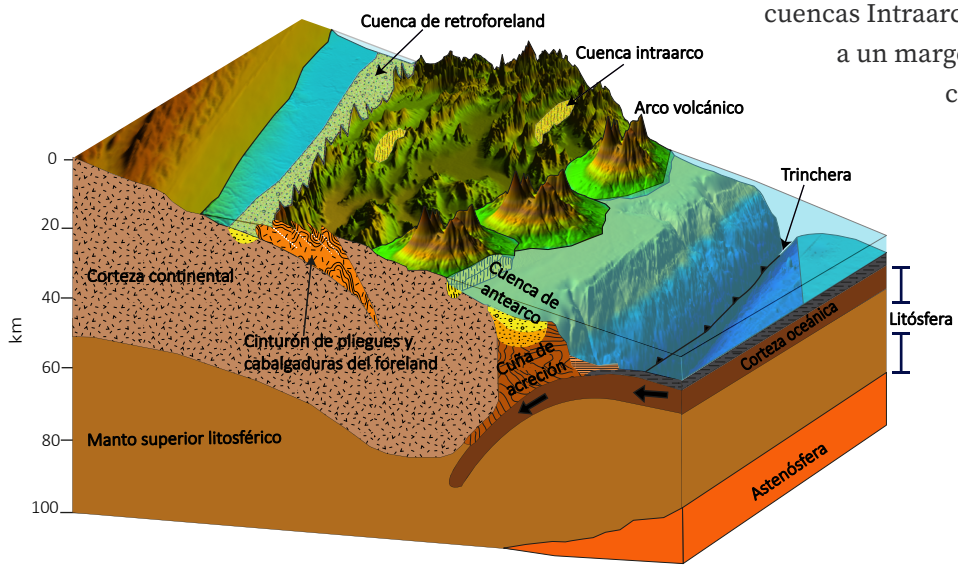


Figura 2.22. Modelo 3D de cuencas Intraarco asociadas a un margen oceánico convergente.

2.7.5 Cuencas de antepaís/foreland

Los sistemas compresionales de arco-trinchera usualmente desarrollan cuencas de antepaís/foreland detrás de los arcos, debido a la subducción parcial de la corteza continental debajo de los orógenos de arco (Dickinson, 1974; DeCelles

y Giles, 1996). En términos generales, las cuencas de antepaís/foreland se desarrollan entre un cinturón orogénico y un cratón (Allen *et al.*, 1986). Dickinson (1974) propuso que el término retroarco se usará para describir cuencas foreland formadas detrás de arcos compresionales, en contraste con las cuencas foreland periféricas, formadas en placas subducidas durante colisiones continentales. Por lo tanto, aunque trasarco y retroarco son literalmente sinónimos, el primero es usado para sistemas arco-trinchera extensionales y neutrales, mientras que el segundo, es usado para sistemas arco-trinchera compresionales. Willett *et al.* (1993), entre otros, modificaron la nomenclatura original de Dickinson (1974) para las cuencas foreland por acortamiento de foreland de retroarco a retroforeland, y cambiando foreland periférica a proforeland.

Las cuencas retroforeland (Figura 2.22) se forman en las placas superiores de los márgenes convergentes, y las cuencas proforeland (Figura 2.23) se forman en las placas inferiores de los márgenes convergentes. Las cuencas retroforeland tienden a tener historias de evolución de mayor tiempo que las cuencas proforeland (Figura 2.23), debido a que la primera comúnmente inicia durante la subducción de la litósfera oceánica (ej. retroforeland de los Andes), mientras que las cuencas proforeland no existen hasta que la corteza continental superior entra en contacto en las zonas de subducción, colisión inducida (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Cloos, 1993; Ingersoll y Busby, 1995).

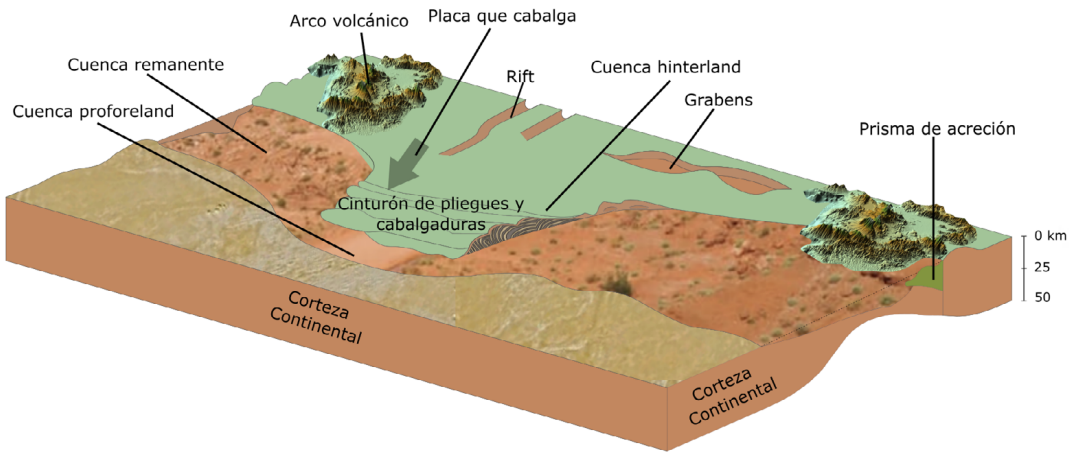


Figura 2.23. Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen de colisión continental.

Con el fin de aclarar las distinciones en las cuencas retroforeland, Ingersoll (2011) propuso que se subdividan en foreland de retroarco, que son formadas detrás de arcos de margen continental (ej. Los Andes) y, retroforeland colisionales, que son formados por la placa continental por encima durante la colisión continental (ej. Cuenca foreland del Sur de los Alpes).

a) Cuencas retroforeland

El término general retroforeland puede ser usado para cualquier cuenca foreland en la placa superior del margen convergente, mientras los términos más restringidos pueden ser usados para designar si la corteza oceánica o continental ha sido subducida en el lado opuesto del orógeno. Aproximadamente un tercio de los arcos magmáticos se han asociado a forelands de retroarco, mientras la actividad del arco comúnmente cesa al desarrollo de proforeland y retroforeland colisionales.

Cuencas foreland de retroarco

Jordan (1981) presentó un análisis de la cuenca foreland de retroarco asimétrica Cretácica asociada con el cinturón de cabalgaduras de Idaho-Wyoming, utilizando un modelo elástico bidimensional para mostrar cómo la carga de las cabalgaduras y la carga sedimentaria resultó en una flexura de la litósfera (Figura 2.24a). La ubicación de la flexura máxima migró hacia el este, así como las cabalgaduras migraron en la misma dirección. El área de la subsidencia se ensanchó debido a la redistribución erosional y depositacional de parte de la carga de las cabalgaduras, y posiblemente mejorado por el alto nivel del mar eustático del Cretácico tardío. La topografía está relacionada con la geometría de las fallas por cabalgaduras y la subsidencia isostática.

Los modelos presentados por Jordan (1981) y Beaumont (1981) demuestran que la actividad tectónica en cinturones de pliegues y cabalgaduras en cuencas foreland es la primera causa de subsidencia en cuencas foreland asociadas (Price, 1973). La redistribución sedimentaria, los procesos sedimentarios autocíclicos, los efectos dinámicos de la circulación astenosférica y los cambios eustáticos del

nivel del mar son factores modificadores importantes en términos de secuencias regresivas-transgresivas; pero la tectónica compresional detrás del sistema arco-trinchera son el principal control.

Cuencas retroforeland colisionales

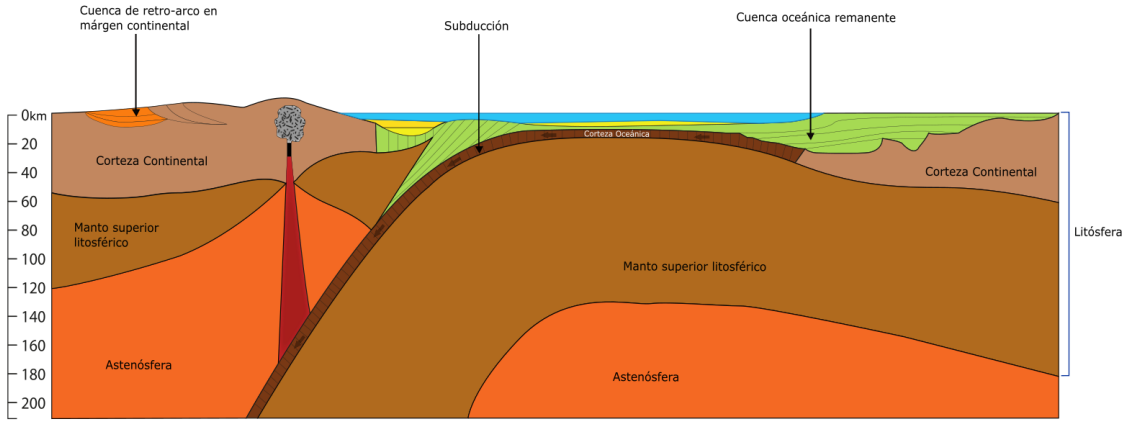
La cuenca retroforeland colisional del Sur de los Alpes se desarrolló al mismo tiempo que la Orogenia Alpina, así como la placa Europea se subducía debajo de Adria (Bertotti *et al.*, 1998; Carrapa, 2009). La evolución del Cretácico tardío de esta cuenca foreland comenzó en un marco de retroarco, pero cambió a una cuenca retroforeland colisional concurrente con la orogénesis Alpina y el desarrollo de la mejor conocida cuenca proforeland del Norte de los Alpes (Figura 2.24b) (Bertotti *et al.*, 1998). Bertotti *et al.* (1998) sugirieron un debilitamiento progresivo de la placa flexurada de Adria a través del tiempo. Carrapa y García-Castellanos (2005) demostraron que la cuenca cenozoica Piedemonte del oeste de Po Plain se formó por la flexura de retroforeland de una placa visco-elástica durante el Oligoceno-Mioceno.

Como ejemplo de México, Loza-Espejel (2014) define a la Cuenca de Veracruz como cuenca retroforeland debido a que se ubica detrás del arco magmático y tiene relación con la subducción de la litosfera oceánica de la Placa Farallón (Figura 2.25). Esta cuenca se sitúa frente a la Sierra de Zongolica y la flexura litosférica originó el Frente Tectónico Sepultado (Figura 2.25). La cuenca retroforeland de Veracruz se asocia a un margen tipo Andino (colisión océano-continente) donde la cuenca evoluciona hacia el este de la Sierra Madre Oriental (SMOr).

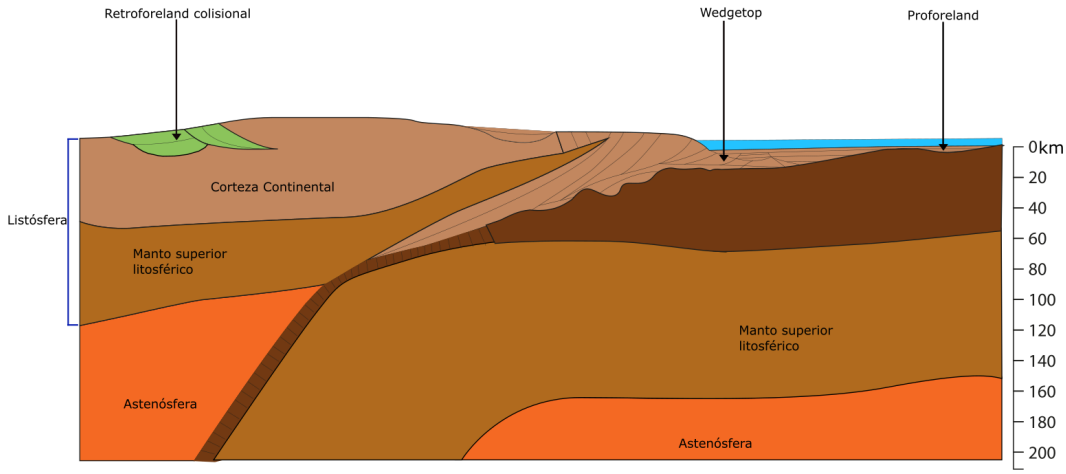
Cuencas retroforeland rotas

El bajo ángulo de la subducción por debajo de sistemas compresionales de arco-trinchera pueden dar como resultado una deformación del basamento dentro de las cuencas foreland de retroarco como lo muestra la figura 2.24c (Dickinson y Snyder, 1978; Jordan, 1995). La región de las Montañas Rocallosas del oeste de Estados Unidos es el ejemplo antiguo mejor conocido de este estilo de deformación; provincias modernas similares se han documentado en el foreland de los Andes (Jordan, 1995).

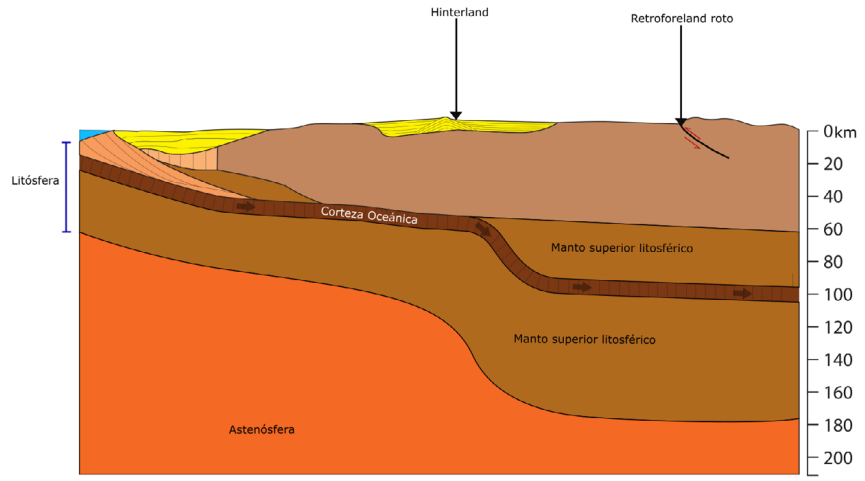
Figura 2.24. Modelos de cuencas retroforeland, a) Cuenca foreland de retroarco y Cuenca oceánica remanente; b) Cuenca retroforeland colisional, Cuenca proforeland y Cuenca wedgetop; c) Cuenca retroforeland rota y cuenca Hinterland (Modificado de Ingersoll, 2011).



a)

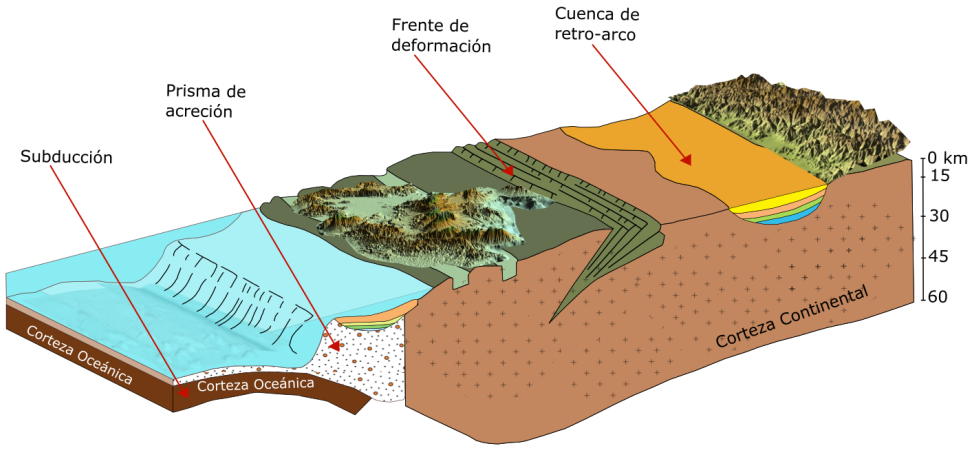


b)



c)

Figura 2.25. Esquema de la Cuenca Retroforeland de Veracruz. Modificado de (Loza-Espejel, 2014).



b) Cuencas proforeland

Así como la colisión continental ocurre entre un margen continental con *rift* y la zona de subducción de un sistema arco-trinchera, una carga tectónica actúa en el margen del rift, primero debajo del nivel del mar y luego subaéreo (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Miall, 1995). Una cuenca proforeland se forma de la misma manera en donde la litósfera elástica se flexiona bajo una invasión de carga dinámica (Figura 2.24b). El fallamiento normal enfrente de la carga dinámica y el levantamiento de un forebulge son respuestas iniciales a la flexura, así como a la invasión de la carga dinámica en el foreland (Bradley y Kidd, 1991; Miall, 1995; DeCelles y Giles, 1996). Debido a la complejidad en la diferenciación de antiguos proforeland y retroforeland colisionales, Ingersoll (1988) e Ingersoll y Busby (1995) sugieren los siguientes criterios para poder diferenciarlos:

- Polaridad del arco magmático.
- Presencia de complejos de subducción oceánica asociados a fases anteriores del proforeland.
- Grandes profundidades de agua en proforelands (etapa foredeep).
- Asimetría de cinturones de sutura (más cercanos al proforeland).
- Desarrollo prolongado de retroforeland (evolución de largo plazo del arco) contra el desarrollo discreto de proforeland (cierre terminal oceánico sin un precursor).

- Posible entrada de volcaniclásticos al retroforeland, especialmente durante el desarrollo temprano, contra la mínima entrada de volcaniclásticos al proforeland.

2.7.6 Cuencas oceánicas remanentes

En cinturones de sutura durante la subducción, en el segmento continental superior (no subducido) y en la corteza de arco magmático ocurre una deformación intensa. La sutura de los cinturones puede involucrar márgenes de *rift* continental y márgenes continentales de arco magmático (cierre terminal de una cuenca oceánica) o varias combinaciones de márgenes de arco o continentales (Figura 2.24a y Figura 2.24b). Los continentes colisionados tienden a ser irregulares con una gran variación del tiempo, deformación estructural, patrones de sedimentación dispersos y nivel de preservación (Dewey y Burke, 1974).

Graham *et al.* (1975), Ingersoll y Busby (1995) e Ingersoll *et al.* (2003) usaron el desarrollo del sistema Himalaya-Bengal del Cenozoico como un análogo para el desarrollo del sistema Apalachiano-Ouachita, y propusieron un modelo general para la dispersión de sedimentos relacionado a la sutura secuencial de los cinturones orogénicos. La mayoría de los sedimentos erosionados de las tierras altas orogénicas, formados por colisiones continentales, vierten longitudinalmente a través de complejos deltaicos en cuencas oceánicas remanentes como turbiditas, que son deformadas subsecuentemente e incorporadas a los cinturones orogénicos como suturas alargadas de colisión (Graham *et al.*, 1975).

Ingersoll y Busby (1995) e Ingersoll *et al.* (2003) revisaron gran cantidad de cuencas oceánicas remanentes, tanto modernas como antiguas, y demostraron que los abanicos submarinos en cuencas oceánicas remanentes representan las acumulaciones más grandes de sedimentos en la Tierra. El abanico moderno Bengal es el cuerpo de sedimentos más grande, y el abanico Indus es el segundo más grande; ambos derivados del área más elevada de la Tierra, producto de la interacción de la Placa Tibetana y el Himalaya.

2.7.7 Cuencas wedgetop

Ori y Friend (1984) definieron las cuencas *piggyback* como cuencas que se formaron y rellenaron mientras eran llevadas en movimiento como capas de empuje. DeCelles y Giles (1996) sugirieron el término *"wedgetop"*, que incluye tanto cuencas *piggyback* como las de *thrust-top* (Figura 2.26). Las cuencas *wedgetop* se desarrollan en condiciones dinámicas con acumulación de sedimentos de espesores reducidos, en su mayoría derivados de cinturones asociados a pliegues y cabalgaduras, con un aporte subordinado del arco y terrenos de basamento (Critelli y Le Pera, 1994; Trop y Ridgeway, 1997). Los cinturones de pliegues y cabalgaduras pueden estar en marcos de proforeland, retroforeland o transpresionales (Ingersoll y Busby, 1995).

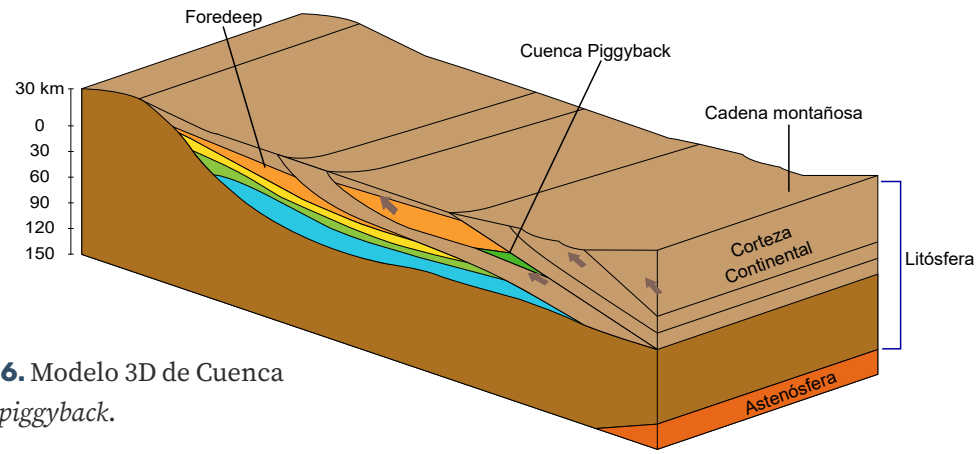


Figura 2.26. Modelo 3D de Cuenca *wedgetop* o *piggyback*.

Las cuencas *wedgetop* comparten características con cuencas por trincheras y taludes. El ambiente submarino del sur de Taiwán ilustra la transición de ambientes de antearco-trinchera y talud-trinchera al oeste del Arco Luzón, a una cuña orogénica-wedgetop-foredeep de la zona de colisión de Taiwán (Chiang *et al.*, 2004).

2.7.8 Cuencas hinterland

Horton (2012) describió dos clases de cuencas *hinterland*: las formadas en orógenos no colisionales de retroarco (ej. Los Andes) y las formadas en orógenos colisionales (ej. Himalaya-Tíbet). Debido a que el término *hinterland* se refiere a

las partes internas de los orógenos, opuestos a la dirección de vergencia de los pliegues y fallas, el término denota una dirección relativa a un cinturón de pliegues y cabalgaduras (Figura 2.24c), por lo tanto, todas las partes de un orógeno detrás de un cinturón de pliegues y cabalgaduras constituye un *hinterland*, independientemente del origen genético, por ejemplo, un retroforeland es parte del *hinterland* del proforeland y viceversa. Ingersoll (2011) y Horton (2012) definen a la cuenca *hinterland* como cuencas dentro de cinturones orogénicos que no corresponden a ninguna otra categoría de cuencas.

Las cuencas *hinterland* registran sedimentación no marina, usualmente a elevaciones altas que se formaron en corteza continental engrosada, como se observa en la figura 2.24c (Horton, 2012). Como resultado, tienen un potencial de preservación bajo y cortos tiempos de duración, aunque algunas cuencas duran decenas de millones de años (ej. Altiplano; Horton *et al.*, 2002). Los procesos extensionales, contraccionales y de rumbo pueden crear el espacio de alojamiento para las cuencas *hinterland*, con adelgazamiento de la corteza de fallas inducidas y una carga tectónica causando subsidencia.

2.8 Cuencas sedimentarias asociadas a margen transformante

Las cuencas de margen transformante tienen la característica de estar asociadas a fallas laterales de mediana a grandes dimensiones, también conocidas como fallas de rumbo. La complejidad y variabilidad de cuencas sedimentarias asociadas a fallas de rumbo (strike-slip) son casi tan grandes como para todos los escenarios tectónicos (Ingersoll y Busby, 1995). Las fallas transformantes en la litósfera oceánica, generalmente se comportan de acuerdo con el modelo de tectónica de placas, mientras que en la litósfera continental son extremadamente complejas y difíciles de encajar en un modelo que involucra placas rígidas. Dentro de la corteza continental, las fallas de rumbo son propensas a experimentar períodos alternativos de extensión y compresión, así como direcciones de desplazamiento que se ajustan a lo largo de las principales fallas, como se muestra en la figura 2.27 (Crowell, 1974a; Reading, 1980). Por lo tanto, la apertura y cierre de las cuencas a lo largo de las fallas de rumbo es análoga

a escalas más pequeñas de espacio y de tiempo a la apertura y cierre de las cuencas oceánicas (Ciclo de Wilson). Este proceso se ilustra claramente en el desarrollo del Neógeno en el sur de California.

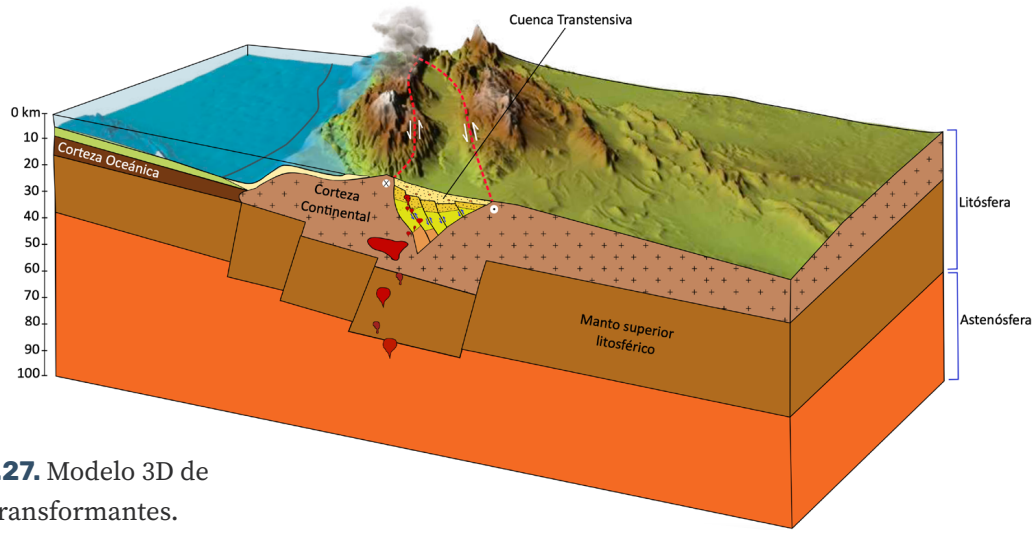


Figura 2.27. Modelo 3D de cuencas transformantes.

La clasificación de estas cuencas se asocia con la relación de los esfuerzos y sus efectos en los bloques de la corteza, aunque en el mayor de los casos son híbridas. Los controles primarios en sus patrones estructurales son: i) el ángulo de convergencia y divergencia de bloques adyacentes; ii) magnitud del desplazamiento; iii) propiedades del material de las rocas deformadas y iv) estructuras preexistentes (Christie-Blick y Biddle, 1985). Por otro lado, los aspectos distintivos de estas cuencas incluyen i) desajustes en todo el margen de la cuenca; ii) una asimetría longitudinal y lateral de la cuenca; iii) una rápida subsidencia episódica; iv) cambios de facies laterales abruptos e inconformidades locales; v) contrastes marcados en la estratigrafía, geometría de facies, e inconformidades entre diferentes cuencas en la misma región (Christie-Blick y Biddle, 1985). De manera general se distinguen tres tipos de cuencas transformantes (Tabla 2.7) (Ingersoll y Busby, 1995):

a) Las cuencas transtensionales, incluyendo las cuencas tipo *pull-apart*, se forman cerca de las curvas de liberación (Figura 2.28, Tabla 2.7).

b) Las cuencas transpresionales se forman en curvas de restricción, se muestra en la figura 2.29 (Crowell, 1974a).

c) Las Cuencas transrotacionales son asociadas a rotaciones de corteza alrededor de ejes verticales dentro de bloques rotacionales, transrotacional (Ingersoll, 1988) y pueden experimentar cualquier combinación de extensión, compresión y dirección (Figura 2.30).

Tabla 2.7. Cuencas en un margen tectónico transformante.

Marco tectónico transformante			
Tipo de cuenca (*término en inglés*)	**Definición**	**Ejemplo actual**	**Ejemplo antiguo**
Cuencas transtensivas pull-apart (*transtensional basins*)	Cuencas formadas por extensión a lo largo de fallas con saltos en dirección del echado	Mar muerto	Cuenca de Magdalena, Carbonífero (Golfo de Saint Lawrence)
Cuencas transpresivas (*transpressional basins*)	Cuencas formadas por acortamiento a lo largo de fallas donde cambian de rumbo	Cuenca de Santa Barbara, California	Cuenca Dorsal Mioceno, California
Cuencas transrotacionales (*transrotational basins*)	Cuencas formadas por rotación de bloques alrededor de ejes verticales con sistemas de fallas laterales	Antearco del Oeste Aleutiano (?)	Cuenca Miocena de Los Ángeles (Cuenca Topanga), California

2.8.1 Cuencas transtensionales (pull-apart)

Las cuencas transtensionales se forman en uniones de fallas laterales izquierdas con escalonamientos izquierdos y en uniones de fallas laterales derechas con escalonamientos derechos, (Figura 2.28), (Crowell, 1974a; Reading, 1980; Christie-Blick y Biddle, 1985; Nilsen y Sylvester, 1995). Los márgenes de placa transtensionales de larga duración pueden evolucionar a cuencas oceánicas nacientes transtensionales (ej. Golfo de California) o márgenes continentales transformantes de intraplaca (ej. Costa este del Oeste de África).

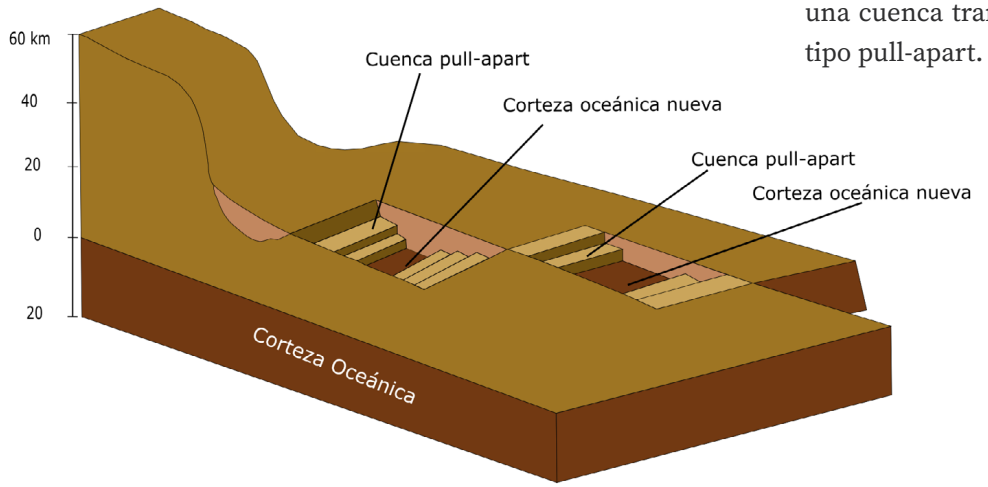


Figura 2.28. Modelo 3D de una cuenca transtensional tipo pull-apart.

2.8.2 Cuencas transpresionales

Las cuencas transpresionales incluyen dos tipos:

i) Márgenes severamente deformados y cabalgados a lo largo de curvas en zonas de interferencias fuertes, que resultan de una subsidencia flexural debido a la carga tectónica (ej. Norte de la cuenca de Los Ángeles en el sur de California, Estados Unidos; Schneider *et al.*, 1996).

ii) Cuencas de fallas de cuña en curvas en zonas de transferencia suaves que resultan en un levantamiento rápido de uno o dos márgenes (Figura 2.29) y, una subsidencia rápida de una cuenca; así como un bloque que se mueve en la zona de transferencia (ej. Cuenca Ridge Neógena, sur de California, Estados Unidos; Crowell, 1974b, 2003).

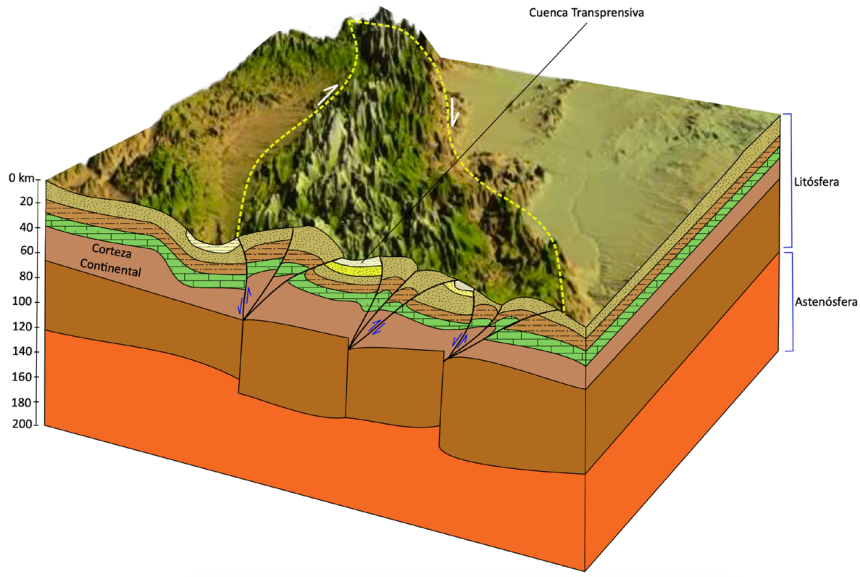


Figura 2.29. Modelo de transpresional.

La cuenca Ridge es una de las más ampliamente expuestas, y más ampliamente estudiadas dentro de las cuencas transpresionales en el mundo (Crowell y Link, 1982).

2.8.3 Cuencas transrotacionales

Nicholson *et al.* (1994) desarrollaron un modelo de captura de microplacas que explica cómo las interacciones complejas entre las placas de Norteamérica, Pacífico y Farallón comenzaron poco después de 30 Ma (Atwater, 1970, 1989; Bohannon y Parsons, 1995), llevado a tres fases distintas de transferencia a las secuencias de la costa del sur de California en la placa del Pacífico. La primera fase (18-12 Ma) resultó en una rápida rotación de eje vertical en dirección de las manecillas del reloj, con acumulación de la Formación Topanga, en cuencas de supra desprendimiento complejas (Figura 2.30) (Ingersoll y Rumelhart, 1999; Ingersoll, 2008). La zona fronteriza del sur de California y la cuenca de Los Ángeles tienen como basamento el Esquisto de Catalina, interpretado por Crouch y Suppe (1993) como la base inferior (metamórfico), tectónicamente denudado debajo de la separación.

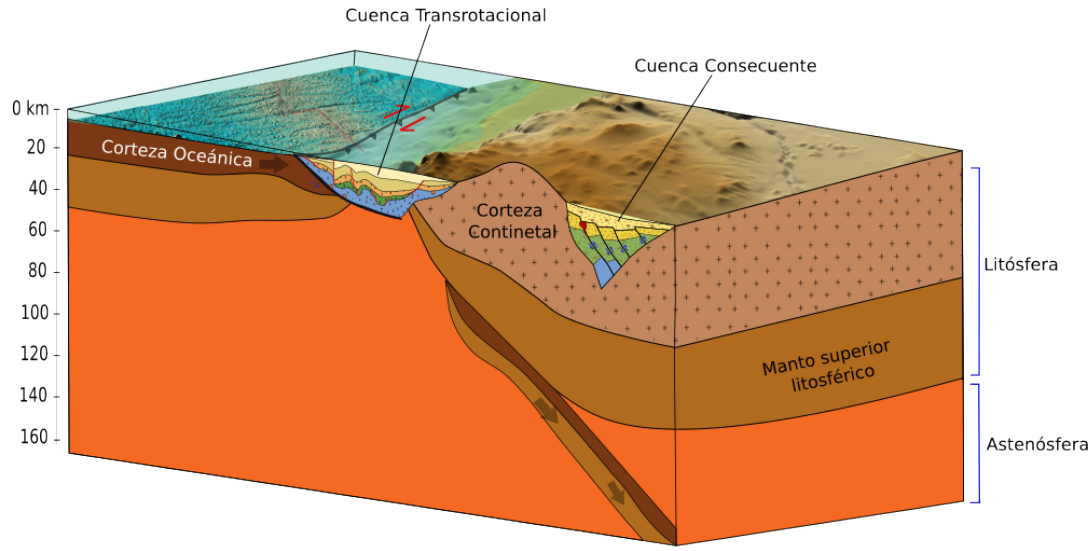


Figura 2.30. Modelo de la Cuenca transrotacional y la Cuenca consecuente.

2.9 Cuencas sedimentarias de ambientes tectónicos híbridos

Las cuencas sedimentarias de ambientes híbridos están asociadas a una combinación de distintos aspectos estructurales, por lo que no son exclusivos de un sólo escenario tectónico. Por ejemplo, los aulacógenos inicialmente tienen un origen divergente o de extensión con la formación de rifts, que después de su cese, fueron reactivados por fuerzas convergentes, reactivando las fallas con respecto a cinturones orogénicos. En la tabla 2.8 se muestran las diferentes cuencas híbridas con una breve descripción.

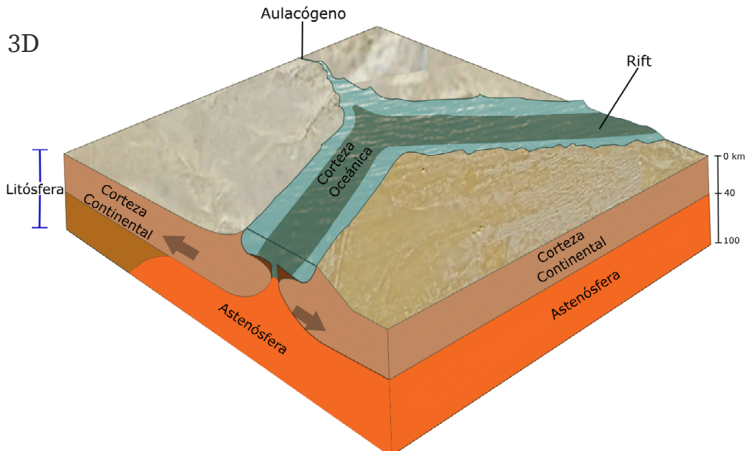
Tabla 2.8. Cuencas en un margen tectónico híbrido.

Marco tectónico híbrido			
Tipo de cuenca (*término en inglés*)	**Definición**	**Ejemplo actual**	**Ejemplo antiguo**
Aulacógenos (*aulacogens*)	Rifts fósiles reactivados con ángulos altos respecto a cinturones orogénicos	Ensenada Mississippi	Aulacógeno Anadarko, Paleozoico, Oklahoma
Impactógenos (*impactogens*)	Rifts continentales recién formados con ángulos altos respecto a cinturones orogénicos, sin historia preorogénica (en contraste con aulacógenos)	Rift Baikal (distal), Siberia	Graben Rhine (proximal), Europa
Foreland roto colisional (*collisional broken foreland*)	Cuencas mixtas formadas en una corteza continental deformada debido a colisiones	Cuenca Qaidam, China	Cuencas de las Rocallosas Ancestrales de la Cordillera de EUA, Pensilvánico-Pérmico
Cuencas halocinéticas (*halokinetic basins*)	Cuencas formadas debido a la deformación de cuerpos salinos, comúnmente en zonas marginales continentales progradantes y proforelands	Mini cuencas del Golfo de México profundo	Cuenca La Popa, Cretácico-Paleógeno, México
Cuencas de impacto por meteoritos (*bolide basins*)	Depresiones en la superficie de la Tierra, resultado por impactos extraterrestres	Cráter Meteor, Arizona	Cuenca Chicxulub, Cretácico-Paleógeno, México
Cuencas consecuentes (*successor basins*)	Cuencas formadas en marcos intermontanos tras el cese de la actividad tectónica orogénica	Cuenca Sur, Arizona	Cuenca Sustut (?), Paleógeno, Columbia Británica

Aulacógenos

Durante el desarrollo del rifting continental, comúnmente se forman tres rifts con aproximadamente 120°, probablemente porque esta es la configuración que implica menos esfuerzo (Burke y Dewey, 1973). Independientemente de si los procesos de iniciación son activos o pasivos, en la mayoría de los casos, dos brazos de *rift* continúan a través de etapas de separación continental, mientras la extensión del piso oceánico no se desarrolla en el tercer brazo (Figura 2.31), resultando en un *rift* abortado (Sengor, 1995). Hoffman *et al.* (1974) estudiaron las cuencas sedimentarias resultantes, con énfasis en un ejemplo Proterozoico, resaltando cinco etapas de desarrollo del aulacógeno Athapuscow (Figura 2.32), aplicables a la mayoría de los aulacógenos (canales sedimentarios lineales con altos ángulos en orógenos): 1) Etapa de rift, 2) Etapa transicional, 3) Etapa de deformación baja, 4) Etapa de reactivación, y 5) Etapa postorogénica.

Figura 2.31. Modelo 3D de un aulacógeno.



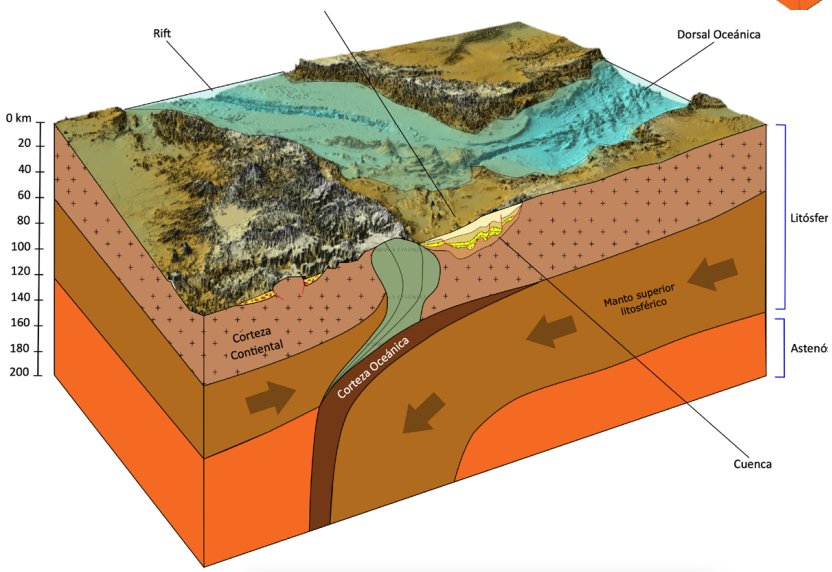


Figura 2.32. Modelo de Aulacógeno.

Los rifts que evolucionan a cuencas oceánicas, generalmente sobreyacen a márgenes continentales del océano naciente y plataforma-talud-cuenca, mientras que los rifts fósiles adyacentes a márgenes continentales evolucionan a reentrantes que capturan drenajes principales de los interiores continentales; los principales deltas que se forman en estas reentrantes, comúnmente construyen zonas marginales continentales progradantes (ej. Delta de Nigeria), (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995).

Sengor *et al.* (1978) y Sengor (1995) desarrollaron criterios para distinguir rifts fósiles formados durante la apertura cerca de los océanos que después se cerraron (aulacógenos) de los rifts formados debido a la colisión cortical (impactógenos). Ambos tipos de valles de *rift* tienden a formar fallas de ángulos altos con cinturones orogénicos; sin embargo, los aulacógenos tienen una historia de rifting, coincidiendo con la iniciación de una cuenca oceánica vecina antes de la colisión, mientras que los impactógenos no tienen una historia de *rift* precolisional.

Impactógenos

Los impactógenos tienen similitudes con los aulacógenos, con la diferencia que no tienen etapas pre-orogénicas (Sengor *et al.*, 1978; Sengor, 1995). Los impactógenos son formados típicamente durante un intento de subducción de la corteza continental, durante la colisión con otro continente o con un arco magmático. Dos ejemplos con estilos y marcos tectónicos contrastantes son el graben Cenozoico medio de Rhine, y el *rift* Baikal del Cenozoico Tardío. El graben de Rhine se formó como un impactógeno transtensional proximal al orógeno de colisión Alpino (Sengor, 1976), se formó en la placa subducida (Europa), en un marco de proforeland. El *rift* Baikal, que aún está activo, es también transtensional, pero es distal a la colisión Himalaya (Ingersoll y Busby, 1995). Es parte del foreland roto colisional del centro de Asia, que es una placa superior a la que se subduce (Figura 2.33). Por lo que estos son tipos de miembros extremos de impactógenos: el graben Rhine formado en un proforeland proximal, mientras que el *rift* Baikal se formó en un retroforeland distal.

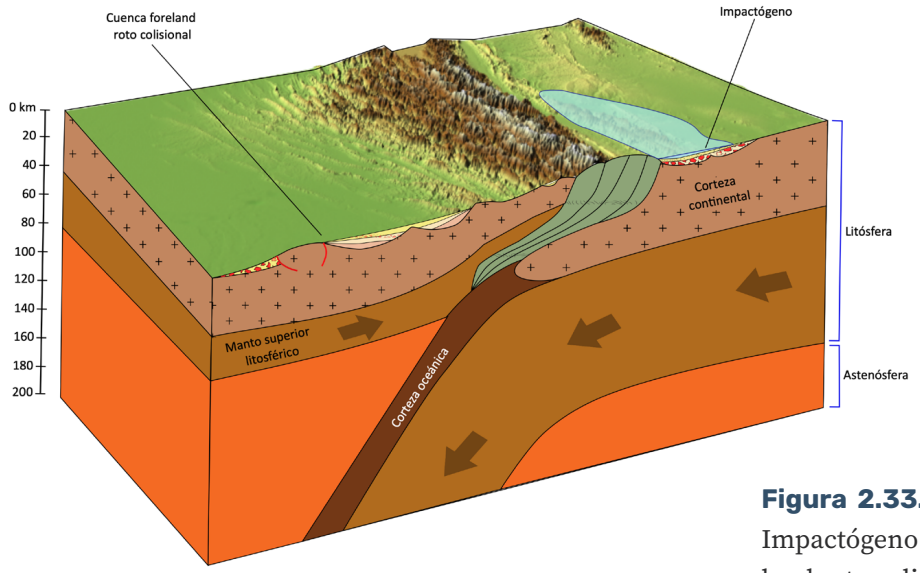


Figura 2.33. Modelo de un Impactógeno y Cuenca foreland roto colisional.

2.9.1 Cuenca de antepaís roto colisional

La colisión de continentes de formas y tamaños diversos usualmente resultan en una extremada complejidad en cinturones orogénicos antiguos y cuencas sedimentarias relacionadas. Un ejemplo de cuenca de antepaís roto colisional es el cinturón orogénico de la Montaña Rocallosa Ancestral Pensilvánica-Pérmica. La deformación de la Montaña Rocallosa Ancestral ocurrió al mismo tiempo que la sutura final entre Laurasia y Gondwana durante el Carbonífero tardío al Pérmico (Graham *et al.*, 1975; Dickinson y Lawton, 2003; Miall, 2008).

2.9.2 Cuencas por impacto de meteoritos

El descubrimiento de una anomalía de iridio en el límite Cretácico-Paleógeno (Álvarez *et al.*, 1980) aumentó la conciencia del significado de los impactos de objetos extraterrestres en la historia de la Tierra. No sólo han tenido grandes impactos como resultado de grandes cambios evolutivos (ej. Extinción en masa), sino también han producido depósitos sedimentarios extensos, resultado de tsunamis, deslizamientos, y otros procesos (Figura 2.34). Las cuencas por impacto de meteoritos ahora son reconocidas en muchas localidades del plantea: Chicxulub, Bahía de Chesapeake (Shah *et al.*, 2005), el Mar del Norte (Stewart y Allen, 2002, 2005), y el Mar Barents (Dypvik *et al.*, 2004).

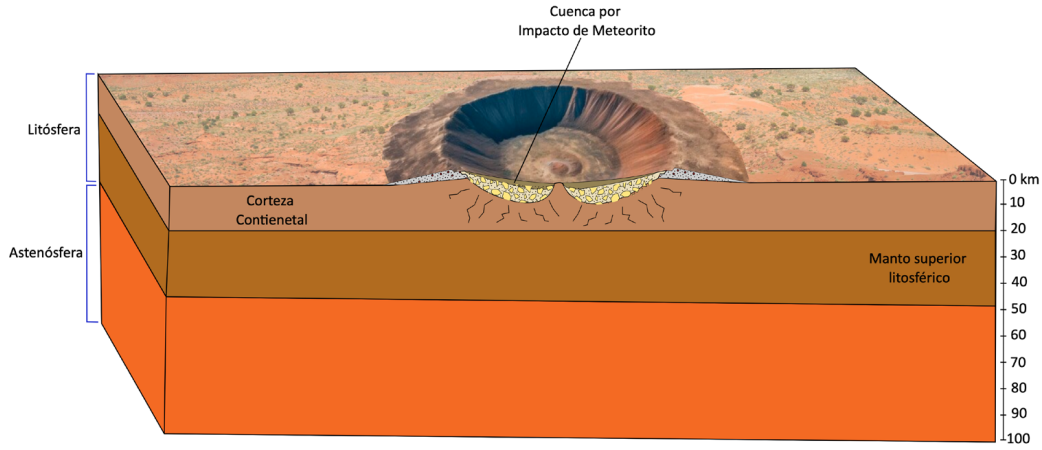


Figura 2.34. Modelo de una cuenca por un impacto de meteorito (Modificado de O'Dale, 2010).

2.9.3 Cuencas consecuentes

Dentro del contexto de tectónica de placas, las cuencas consecuentes se forman en un principio en marcos intermontanos en la cima de cinturones de pliegues y cabalgaduras inactivos, cinturones de sutura, cinturones transformes y rifts fósiles no cratónicos. La presencia de cuencas consecuentes indica el final de la actividad orogénica, por lo que sus edades limitan las interpretaciones del tiempo de sutura, deformación y rifting (Ingersoll y Busby, 1995). El uso moderno del término cuenca consecuente debe restringirse a cuencas post-orogénicas que no caen en ningún marco de tectónica de placas (Ingersoll y Busby, 1995). Por ejemplo, la mayoría de la Provincia sur *Basin and Range* (Sierras y Cuencas) ha estado tectónicamente inactiva desde el Mioceno (Wernicke, 1992; Dickinson, 2006). Por lo tanto, las cuencas modernas intermontanas de esta región deben considerarse como cuencas consecuentes (Ingersoll y Busby, 1995).

2.10 Las cuencas sedimentarias de México

En el presente libro se incluyen las cuencas sedimentarias de México asociadas a provincias geológicas y que representan un mayor interés geológico-económico (Tabla 2.9), cuencas sedimentarias restringidas a un periodo de tiempo geológico, así como las principales plataformas carbonatadas, debido a su relevancia geológica durante la evolución de las provincias geológicas de México.

En la tabla 2.9 se muestran las cuencas de México separadas con base a la clasificación del margen tectónico, algunas se repiten ya que evolucionaron de un tipo de margen a otro, en algunos casos, se tiene hasta tres tipos de cuencas diferentes superpuestas en la misma zona geográfica. La organización general de este libro está basada en esta clasificación, estableciendo el orden de capítulos por el tipo de cuenca, su margen tectónico y ordenadas de norte a sur; además se debe de considerar que hay traslapes y/o sobreposición.

Tabla 2.9. Clasificación tectónica de las cuencas sedimentarias de México, donde algunos nombres se repiten considerando su proceso de evolución tectónica (se tienen traslapes, cuencas sobrepuestas o subcuencas).

Margen tectónico	Tipo de Cuenca	Cuenca de México
Divergente	Rift Continental (Aulacógeno)	Cuenca de Vizcaíno-Purísima
		Cuenca de Tlaxiaco
		Cuenca Salina del Istmo (Jurásico inferior-medio)
		Cuenca de Arperos
		Cuenca Mesozoica del Centro de México (Mar Mexicano)
		Cuenca Tampico-Misantla
		Cuenca de Maconí
		Cuenca de Tecali
		Cuenca de Otlaltepec
		Cuenca de Ayuquila
		Cuencas del Golfo de California (Paleógeno)
		Cuenca de Teocaltiche, Jalisco
		Cuenca Laguna de Santiaguillo
		Cuenca del Río Solís-Salamanca
		Cuencas del Cuaternario de Sonora
		Cuenca de Huayacocotla
		Cuenca de Sabinas
		Golfo de México (Triásico-Jurásico medio)

Divergente	Cuenca oceánica naciente y margen continental	Cuenca Salina del Istmo (Jurásico medio-superior)
		Cuenca de Chiapas-Tabasco (Reforma Akal)
		Cuenca de Macuspana
		Cuencas del Cuaternario en el Norte de México
Intraplaca	Cuencas intracratónicas divergentes	Cuenca del Lago Santiaguillo
		Cuenca de Teocaltiche
		Cuencas Cuaternarias del Occidente de México
		Cuencas Paleógenas de Oaxaca
		Cuencas Neógenas de Oaxaca
	Configuración Plataforma-rampa-talud-cuenca	Plataforma de Coahuila
		Plataforma El Burro-Picachos
		Plataforma de Actopan-Valles San Luis
		Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro)
		Plataforma de Cupido
		Plataforma del Doctor
		Plataforma Guerrero-Morelos
		Plataforma de Córdoba-Orizaba
		Plataforma de Yucatán
	Cuencas halocinéticas	Cuenca del Golfo de México Profundo sector norte (Cenozoico)
		Cuenca de Comalcalco
		Cuenca del Golfo de México Profundo sector sur (Cenozoico)
		Cuenca Salina del Istmo
		Cuenca de la Popa
	Margen pasivo	Cuenca Tampico-Misantla (Cretácico)
		Cuenca de Burgos (Neógeno)
		Cuenca Salina del Istmo (Cretácico)
		Cuenca de Comalcalco (Neógeno)
		Cuenca del Golfo de México Profundo (Cenozoico)

Convergente	Cuenca de ante-arco	Cuencas de subducción del Océano Pacífico (Fosa de Acapulco)
		Cuenca Las Delicias
		Cuenca paleozoica de Huayacocotla-Pemuxco
		Cuenca Paleozoica de Olinalá
		Cuenca de Matzitzi
		Cuenca de Tamatán
Convergente	Cuenca intra-arco	Cuenca Paleógena de Oaxaca
		Cuenca Neógena de Oaxaca
		Cuencas extensionales del Sur de la Sierra Madre Occidental
		Cuenca de Teocaltiche
		Cuenca Laguna de Santiaguillo
		Cuenca de Etzatlán-Magdalena
		Cuenca del Valle de México
	Cuenca tras-arco	Cuenca de Arperos
		Cuenca de Huayacocotla
	Cuenca retroforeland	Cuenca de Burgos (Paleógeno)
		Cuenca de Ahuichila
		Cuenca de Parras
		Cuenca de la Popa (Paleógeno)
		Cuenca de Veracruz
		Cuenca de Chicontepec
		Cuenca Paleógena de Oaxaca
Transformante	Cuencas transpresivas *pull-apart*	Cuenca Mesozoica de Chihuahua
		Cuenca de la Popa
		Cuenca de Comalcalco (Cenozoico)
		Cuencas del Golfo de California (Neógeno)
		Ixtapa Chiapas
	Cuencas transpresivas	Cuenca de Tepexi (Cenozoico)
Tectónicos híbridos	Cuenca Consecuente	Cuenca Neógena de Oaxaca
		Cuenca Salina del Istmo (Cenozoico)

En esta obra se utiliza la delimitación de las provincias geológicas de México, bajo el contexto del origen y evolución de cuencas sedimentarias, y considerando que, una provincia es un área de gran extensión con características similares y capaz de ser considerada como una unidad (Oxford University Press, 2008). Una provincia geológica es una entidad regional con atributos geológicos particulares, ya sean estratigráficos o sedimentarios (cuenca sedimentaria), estructurales o deformación (cinturón plegado), tectónicos (terreno acresionado) o una combinación de atributos geológicos contiguos asociados, separada y diferenciada por su historia geológica de las provincias adyacentes, regularmente de dimensiones de cientos de kilómetros y que puede ser clasificada de acuerdo a su origen (ej. tectónico), procesos físicos que definieron su configuración actual (ej. provincias ígneas), o bien a los recursos naturales disponibles, como yacimientos petroleros, minerales, acuíferos (Klett, 2004; United States Geological Survey [USGS], 2014), o su espacio poroso para el almacenamiento de CO_2, gas natural o hidrógeno.

Para delimitar las Provincias Geológicas de México, Ortega-Gutiérrez *et al.* (1991 en Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) definen una provincia geológica como *"toda parte cartografiable de la superficie sólida del planeta, de centenares a millones de kilómetros cuadrados de extensión, caracterizada por sus rocas, por su estructura y por una secuencia de eventos tal que integre una historia evolutiva singular diferente de las áreas adyacentes, de las cuáles está separada por límites estratigráficos, tectónicos o por ambos"*. Con esta definición se delimitaron 35 provincias geológicas en la porción terrestre del territorio nacional, y sus límites pueden o no coincidir con los límites de otras provincias delimitadas por características fisiográficas, recursos naturales disponibles o asociadas a su origen y evolución geológica (ej. terrenos tectonoestratigráficos).

Pemex Exploración y Producción (PEP, 2010a) actualizó el mapa de Provincias Geológicas de México, áreas marinas del Golfo de California, Golfo de México y aguas someras del Océano Pacífico, excluyendo el mar Caribe y aguas profundas del Océano Pacífico. El resultado de la actualización del mapa de Provincias Geológicas de México es la delimitación de 48 provincias terrestres y marinas (Figura 2.35).

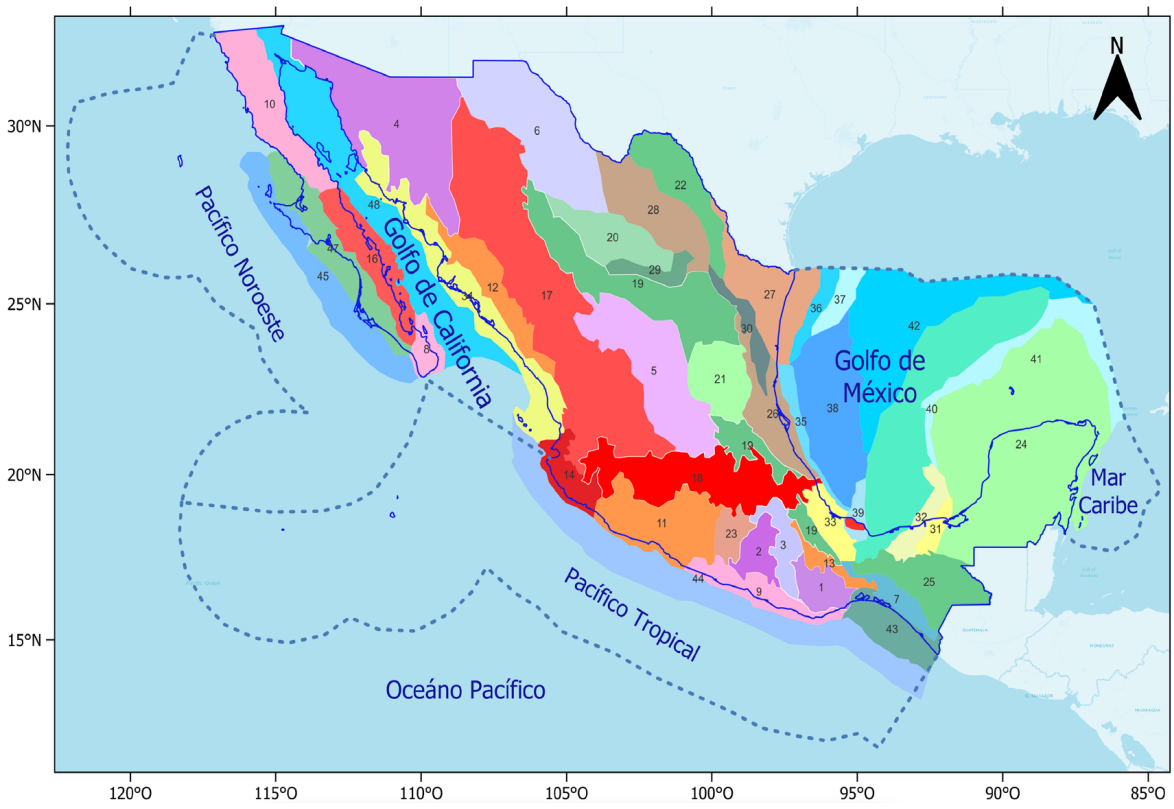


Figura 2.35. Mapa de Provincias Geológicas de México. 1: Complejo Metamórfico Zapoteco, 2: Complejo Metamórfico Mixteco, 3. Tlaxiaco, 4: Sonora, 5: Complejo Orogénico Zacatecano, 6: Chihuahua, 7: Batolito de Chiapas, 8, Complejo Plutónico de La Paz, 9: Complejo Metamórfico Xolapa, 10: Batolito de Juárez-San Pedro Mártir, 11: Complejo Vulcano-Sedimentario de Guerrero y Colima, 12: Cinturón Vulcano-Sedimentario de Sinaloa, 13: Faja Metavolcánica Cuicateca, 14: Batolito de Jalisco, 15: Complejo Volcánico de Los Tuxtlas, 16: Faja Volcánica de La Giganta, 17: Faja Volcánica de la Sierra Madre Occidental, 18: Faja Volcánica Transmexicana, 19: Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental, 20: Plataforma de Coahuila, 21: Plataforma Actopan-Valles-San Luis Potosí, 22: Plataforma del Burro-Picachos, 23: Guerrero-Morelos, 24: Plataforma de Yucatán, 25: Cinturón Plegado de Chiapas, 26: Tampico-Misantla, 27: Burgos, 28: Sabinas, 29: Parras-La Popa, 30: Alto de Tamaulipas, 31: Macuspana, 32: Pilar Reforma-Akal, 33: Veracruz, 34: Deltaica de Sonora-Sinaloa, 35: Cinturón Extensional Quetzalcóatl, 36: Salina del Bravo, 37: Cinturón Plegado Perdido, 38: Cordilleras Mexicanas, 39: Cinturón Plegado Catemaco, 40: Salina del Istmo, 41: Escarpe de Campeche, 42: Abisal del Golfo de México, 43: Tehuantepec, 44: Trinchera Mesoamericana, 45: Complejo Orogénico de Cedros, 46: Plataforma de Magdalena-Cedros, 47: Vizcaíno-La Purísima-Iray, 48: Golfo de California (Modificado de PEP, 2010a).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42

2.10.1 México y sus provincias petroleras

A partir del mapa actualizado de Provincias Geológicas de México y utilizando el concepto de provincia petrolera sugerido por Magoon y Beamount (1999), PEP (2010b) propone el mapa de Provincias Petroleras de México (Figura 2.36), en el cual para su delimitación también se consideran los recursos naturales disponibles, es decir los yacimientos petroleros en cada provincia, haciendo énfasis en tipo de hidrocarburos producidos, volúmenes de producción acumulada de hidrocarburos, reservas 3P y recursos prospectivos estimados.

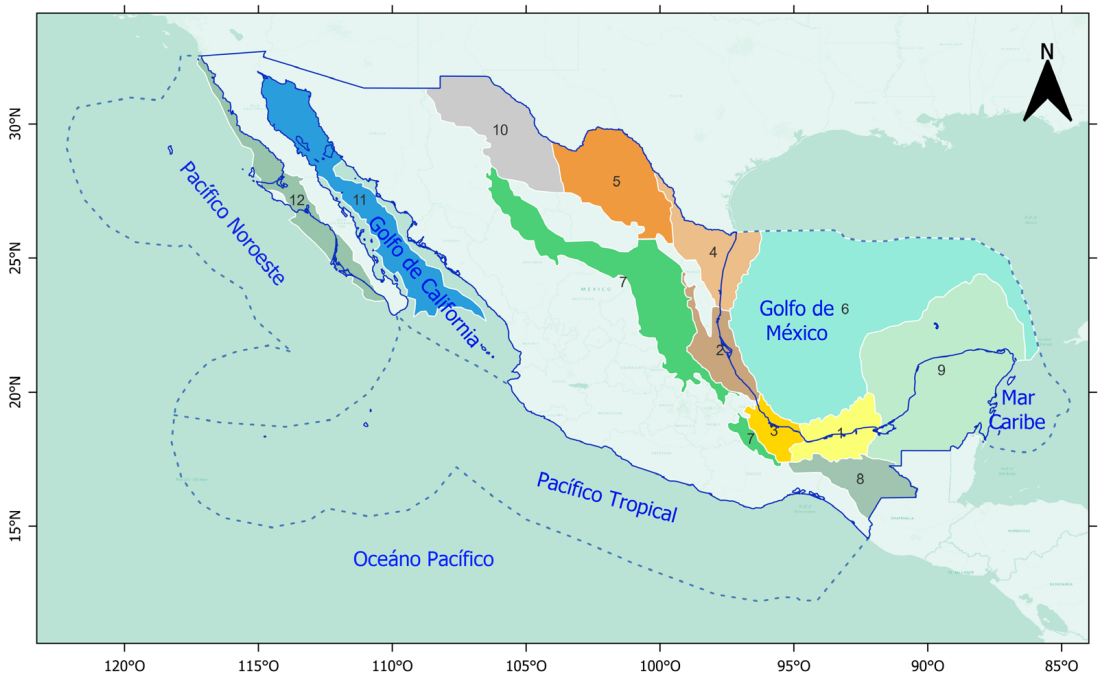


Figura 2.36. Mapa de Provincias Petroleras de México. 1: Cuencas del Sureste, 2: Tampico-Misantla, 3: Veracruz, 4: Burgos, 5: Sabinas-Burro-Picachos, 6: Golfo de México Profundo, 7: Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental, 8: Cinturón Plegado de Chiapas, 9: Plataforma de Yucatán, 10: Chihuahua, 11: Golfo de California, 12: Vizcaino-La Purísima-Iray (Modificado de PEP, 2010b).

Resulta importante mencionar que, en algunos trabajos de geociencias relacionados con las áreas petroleras del sur del Golfo de México, es común encontrar que como referencia de localización se utilizan los términos “Sonda” o “Región”, en lugar de provincia geológica o provincia petrolera. El término Sonda se refiere a un área marina donde la profundidad batimétrica es conocida. Meneses de

Gyves (1980) utiliza el mismo término para describir la geología del subsuelo en aguas someras del sur del Golfo de México, en las costas de los estados de Tabasco, Campeche y Yucatán (Figura 2.37). Por otro lado, el término de Región es utilizado por PEMEX con el objetivo de establecer la estructura, funcionamiento y control de sus organismos subsidiarios, definiendo cuatro regiones (Región Norte, Región Sur, Región Marina Suroeste y Región Marina Noroeste) para la administración de los activos de exploración y producción (Figura 2.37), así como la comercialización de hidrocarburos (Diario Oficial de la Federación [DOF], 2013).

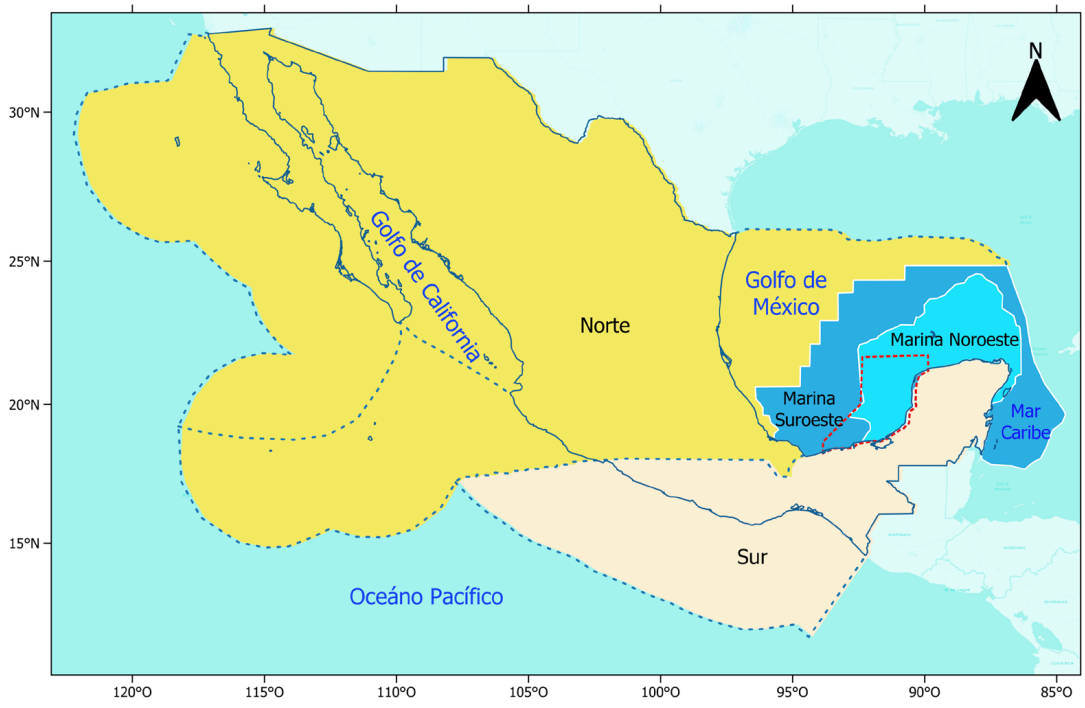


Figura 2.37. Delimitación de la Sonda de Campeche (línea segmentada de color rojo) (Tomada de Meneses de Gyves, 1980) y Regiones Petroleras definidas por PEMEX y publicadas en el Diario Oficial de la Federación (Tomada de DOF, 2013).

2.10.2 Cuencas sedimentarias de México y su uso como espacio poroso

México es conocido mundialmente por sus grandes recursos energéticos (ej., hidrocarburos) contenidos en el subsuelo dentro de varias cuencas sedimentarias. Con el incremento de la temperatura mundial como resultado del cambio

climático y la urgencia por encontrar soluciones efectivas para lograr cero emisiones netas (Net Zero) para el 2050, alineado con el acuerdo de París; recientemente ha aumentado el interés por entender el espacio poroso dentro de las cuencas sedimentarias para el uso de nuevas aplicaciones, como la tecnología de inyección y almacenamiento de CO_2 e hidrógeno. En 2021, México emitió cerca de 610 millones de toneladas de CO_2 equivalente, representando el 1.28 % del total de emisiones anuales de gases de efecto invernadero, posicionándose en el lugar 15 a nivel mundial (*World Resources Institute*, 2024). Como muestra del compromiso de México por reducir el impacto al ambiente derivado del sector energético e industrial, se publicó el Mapa de Ruta Tecnológica de Captura, Uso y Almacenamiento de CO_2 en México (MRT-CCUS) en el 2014, y una versión actualizada en el 2018 (Secretaría de Energía [SENER], 2014, 2018).

El mapa de provincias geológicas ha sido útil como base para identificar de forma general su capacidad de almacenamiento dentro de acuíferos salinos profundos, con profundidades mayores a 800 metros necesarias para que el CO_2 se mantenga en estado de fluido supercrítico. De acuerdo con el Atlas de Almacenamiento Geológico de CO_2 en México, publicado en 2012, existen once áreas relacionadas con provincias geológicas que cuentan con las condiciones adecuadas para almacenar CO_2 de forma permanente (Tabla 2.10, Figura 2.38) (Beltrán *et al.*, 2012). Cada área de almacenamiento está relacionada a una o más provincias geológicas, ya que sus bordes extensionales no están ligados a una provincia geológica en particular (Tabla 2.10, Figura 2.38).

Tabla 2.10. Áreas con potencial de almacenamiento geológico de CO_2 en acuíferos salinos profundos.

Áreas de almacenamiento de CO_2	Principales Provincias Geológicas Relacionadas
1-Baja California	46-Plataforma de Magdalena-Cedros, 47-Vizcaíno-La Purísima-Iray
2-Sonora-Sinaloa	04-Sonora, 12-Cinturón Vulcano-Sedimentario de Sinaloa, 34-Deltaica de Sonora-Sinaloa
3-Chihuaha	06-Chihuahua, 28-Sabinas

4-Cohauila	06-Chihuahua, 20-Plataforma de Coahuila, 22-Plataforma del Burro-Picachos, 28-Sabinas
5-Central	05-Complejo Orogénico Zacatecano, 19-Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental, 29-Parras-La Popa
6-Burgos	27-Burgos
7-Tampico-Misantla	26-Tampico-Misantla, 35-Cinturón Extensional Quetzalcóatl
8-Veracruz	15-Complejo Volcánico de Los Tuxtlas, 19-Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental, 33-Veracruz, 39-Cinturón Plegado Catemaco
9-Sureste	25-Cinturón Plegado de Chiapas, 31-Macuspana, 32-Pilar Reforma-Akal, 40-Salina del Istmo
10-Yucatán	24-Plataforma de Yucatán
11-Chiapas	25-Cinturón Plegado de Chiapas

Cálculos teóricos sugieren que México tiene la capacidad de almacenar aproximadamente 100 Gigatoneladas de CO_2 en el subsuelo, lo cual es equivalente a la emisión actual anual de CO_2 antropogénico durante los próximos 500 años (Beltrán *et al.*, 2012). Sin lugar a duda, las cuencas sedimentarias de México tienen un gran potencial almacenador, sin embargo, es necesario el continuo desarrollo de estudios detallados en nuestro país para que proyectos de Captura y Almacenamiento de CO_2 (CCS, por sus siglas en inglés) puedan ser implementados. A pesar de los avances actuales en este tema, aún queda un largo camino por recorrer y es de suma importancia que más estudiantes, académicos y profesionales de la industria se unan a los esfuerzos por seguir desarrollando conocimiento aplicado en la exploración de cuencas sedimentarias para su uso como almacenadoras de CO_2 en el subsuelo.

Figura 2.38. Mapa mostrando las áreas de México con potencial almacenador de CO_2 en acuíferos salinos profundos (Modificado de Beltrán *et al.*, 2012). Las provincias geológicas de México se muestran como referencia.

2.11 Conclusiones

Una cuenca sedimentaria se define como una región de topografía negativa en la parte de la corteza terrestre, dando lugar a un espacio de acomodo, donde existe acumulación de sedimentos que, al transcurrir un determinado tiempo geológico, ocurren procesos de litificación que forman sucesiones estratigráficas. Existen diferentes convenciones y criterios para definir y clasificar cuencas sedimentarias, sin embargo, la de mayor utilidad científica y con mejor aplicación práctica, es la que toma como base sus asociaciones con límites tectónicos, siendo divergente, intraplaca, convergente, transformante, o híbrido. Esta forma de clasificar es efectiva, ya que comprende diferentes criterios controladores del origen y evolución tales como el tipo de corteza (continental, oceánica o transicional) y su posición con respecto al límite tectónico de placas. Esta clasificación es usada en este libro para organizar eficazmente las diferentes cuencas sedimentarias en México que, usando otros criterios de clasificación, como su origen espacial, temporal o proceso físico, complicaría su clasificación, dando lugar a inconsistencias y debates.

Entender el origen, así como los elementos tectónico-estructurales y estratigráficos de las cuencas nos pueden ser de gran utilidad para conocer su potencial de recursos económicos. Tal es el caso de la industria energética donde, por ejemplo, ciertos tipos de cuencas tienen un mejor o peor potencial de acumulación de hidrocarburos; o bien para la exploración del subsuelo o para el almacenamiento permanente de CO_2. Es por eso por lo que existen diferentes mapas, tales como el de las provincias geológicas, provincias petroleras y provincias geológicas con potencial almacenador de CO_2 en México, donde existe cierto traslape entre estas clasificaciones.

Existe una amplia variedad de tipo de cuencas relacionadas a distintos márgenes tectónicos a nivel mundial, y los más relevantes en México tienen que ver con la evolución geológica de cada región.

2.11 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. Es una región de topografía negativa en la parte de la corteza terrestre, dando lugar a un espacio de acomodo, donde existe acumulación de sedimentos que, al transcurrir un determinado tiempo geológico, ocurren procesos de litificación que forman sucesiones estratigráficas.

   a) Cuenca hidráulica
   b) Cuenca geográfica
   c) Cuenca Sedimentaria
   d) Cuenca hidrológica

2. El término "cuenca" también es usado en diferentes disciplinas, por ejemplo, cuenca sedimentaria, cuenca topográfica y:

   a) Cuenca hidráulica
   b) Cuenca geográfica
   c) Cuenca hidrológica
   d) Cuenca fronteriza

3. En marcos tectónicos divergentes es común el desarrollo de cuencas de *rift* continental (dentro de corteza continental) o cuencas oceánicas nacientes (con piso de corteza oceánica), por lo que debido a los esfuerzos que actúan, ocurre deformación que se caracteriza por el desarrollo de fallas:

   a) Normales
   b) Inversas
   c) Laterales
   d) Rotacionales

4. Es la parte de una cuenca que está posicionada en corteza transicional en donde predomina el desarrollo de carbonatos a bajas latitudes y su contribución clástica es limitada, característico de la mayoría de los márgenes continentales Atlánticos modernos:

   a) Configuración transforme
   b) Cuencas intracratónicas
   c) Cuencas oceánicas activas
   d) Configuración plataforma-talud-cuenca

5. Es una cuenca asociada a fallas transformantes donde ocurre transtensión con forma geométrica romboidal y desarrollo de estructuras de flor negativas:

   a) Pull-apart
   b) Rift abortado
   c) Foreland
   d) Intra-arco

6. Son cuencas que están relacionadas a zonas de deformación de cuerpos salinos, y usualmente se les denomina "mini" cuencas por el desarrollo de depocentros pequeños, comparado con cuencas de mayor extensión como las de rift, foreland, etc.

   a) Impactógeno
   b) Rift
   c) Pull-apart
   d) Halocinética

7. Son cuencas que se desarrollan entre un cinturón orogénico y un cratón o una zona tectónicamente estable:

   a) Foreland o de antepaís
   b) Antearco
   c) Retroarco
   d) Intraarco

8. En México, existen cuencas retroforeland desarrolladas durante colisiones oceánica-continente, ligadas al crecimiento detrás de un arco magmático y relacionadas a la subducción de litósfera oceánica, por ejemplo, las cuencas de Parras, Veracruz y:

a) Cuenca Tampico-Misantla
b) Cuenca de Chicontepec
c) Golfo de México profundo
d) Cuenca de Sabinas

9. El paleogolfo de México corresponde con una cuenca *rift* que se desarrolló por un proceso de rifting durante el:

a) Precámbrico
b) Paleozoico
c) Mesozoico
d) Cenozoico

10. De acuerdo con el tipo de corteza, las cuencas pueden ser de corteza continental, de corteza transicional y corteza:

a) Oceánica
b) Cratónica
c) Salina
d) Carbonatada

11. En una cuenca sedimentaria ocurre la acumulación de sedimentos en diferentes episodios y ambientes de depósito que se van sobreponiendo y litificando, por lo que en millones de años constituyen:

a) Sucesiones ambientales
b) Sucesiones geodinámicas
c) Sucesiones estratigráficas
d) Sucesiones hidrológicas

12. De acuerdo con el límite tectónico, las cuencas pueden ser divergentes, transformantes y:

a) Oceánicas
b) Continentales
c) Convergentes
d) Carbonatadas

13. Es el resultado de un *rift* fósil en donde no hay desarrollo de corteza oceánica y que inicia con depósitos de secuencias terrígenas continentales sobre una corteza continental:

a) Cratógeno
b) Escudógeno
c) Aulacógeno
d) Impactógeno

14. Es formado durante un intento de subducción de la corteza continental:

a) Cratógeno
b) Escudógeno
c) Aulacógeno
d) Impactógeno

15. Las cuencas que se forman asociadas a una zona de subducción entre la trinchera y un arco magmático se denominan:

a) Trasarco
b) Intraarco
c) Retroarco
d) Antearco

16. En general, tienen como basamento a una corteza oceánica que no sufre procesos de expansión o subducción, por lo que no tiene márgenes activos:

a) Cuencas de margen pasivo
b) Cuencas de margen activo
c) Cuencas de rift
d) Cuencas foreland

17. Son cuencas oceánicas detrás de los arcos magmáticos intraoceánicos o cuencas continentales detrás de los arcos de margen continental:

a) Cuencas de intraarco
b) Cuencas de retoarco
c) Cuencas de trasarco
d) Cuencas de retroforeland

18. Son parte de los océanos en las zonas de subducción que pueden formar fosas de gran profundidad y su relleno sedimentario depende de su posición con respecto al continente:

a) Aulacógenos
b) Trincheras
c) Plataformas
d) Rampas

19. Son cuencas que se forman por el impacto de cuerpos de roca extraterrestre generalmente sobre una corteza continental, que han ocasionado grandes cambios evolucionarios y han producido depósitos sedimentarios extensos, resultado de tsunamis, deslizamientos entre otros procesos:

a) Por impacto de placas tectónicas
b) Por movimiento de masas salinas
c) Por impacto de meteoritos
d) Por movimiento de masas arcillosas

20. Son cuencas que se forman en marcos intermontanos, en la cima de cinturones de pliegues y cabalgaduras inactivos, cinturones de sutura, cinturones transformes y rifts fósiles no cratónicos, que indican el final de la actividad orogénica:

a) Subsecuentes
b) Posteriores
c) Anteriores
d) Consecuentes

21. El Mar Rojo y el Golfo de California son cuencas oceánicas asociadas a expansión del piso oceánico activo, donde ocurre sedimentación de carbonatos y clásticos a lo largo de sus márgenes, que por ser activas se conocen como:

a) Nacientes
b) Maduras
c) Antiguas
d) Desarrolladas

22. Es una cuenca halocinética del sureste mexicano:

a) Salina del Istmo
b) Chiapas
c) Ixtapa
d) Yucatán

23. Es un ejemplo de un *rift* abortado o de un aulacógeno en México:

a) Paleo golfo de México
b) Huayacocotla
c) Chicontepec
d) Veracruz

24. La Cuenca de Arperos y de Tlaxiaco son ejemplos de cuencas de:

a) Rift oceánico
b) Rift continental
c) Retroarco
d) Antearco

25. Son ejemplos de plataformas carbonatadas de México desarrolladas durante el Cretácico en márgenes tectónicos pasivos:

a) Chicontepec y Veracruz
b) Burgos y Sabinas
c) Mar Mexicano y Golfo de México
d) Tuxpan y Actopan-Valles-San Luis

26. Definición hidrográfica de “cuenca”:

- **a)** Porción profunda del mar, rodeada por regiones más someras
- **b)** Área en la cual los sedimentos se acumulan
- **c)** Área completa drenada por un río y sus distributarios
- **d)** Área en la cual los estratos de roca son inclinados hacia la parte central

27. Implicación estratigráfica del uso del término “cuenca”:

- **a)** Se hace referencia al llenado de sedimentos que fueron depositados en el pasado, tanto en sistemas carbonatados como terrígenos.
- **b)** Se hace referencia al área de la columna de agua donde viven los organismos (planctónico/bentónico).
- **c)** Visualiza la parte más anóxica, de una cuenca paleo-oceánica o continental, donde la materia orgánica se acumula.
- **d)** Se hace referencia al contenido que se genera en respuesta a procesos tectónicos en la cuenca (ej. rifting).

28. El término “mini cuenca” hace referencia a cuencas halocinéticas pequeñas con dimensiones de <10 km y una rápida subsidencia (1 km/Ma). ¿Cuál es el indicativo del término “super cuenca”?

- **a)** Cuenca de grandes dimensiones >100 km y subsidencia lenta.
- **b)** Cuenca de grandes dimensiones >1000 km y subsidencia rápida.
- **c)** Término usado en el ámbito económico-energético haciendo referencia a la cantidad de hidrocarburos extraídos > 2 mil millones de barriles y la presencia de 5 sistemas petroleros.
- **d)** Término usado en el ámbito económico-energético haciendo referencia a la cantidad de hidrocarburos producidos > 5 mil millones de barriles y la presencia de uno más sistemas petroleros.

29. Ejemplo de super cuenca sedimentaria en México:

- **a)** Cuenca Tampico-Misantla.
- **b)** Cuenca Lerma-Chapala
- **c)** Cuenca de Comalcalco
- **d)** Cuenca de Maconí

30. En los últimos años, con el objetivo de lograr cero emisiones netas (Net Zero), ha crecido interés en estudiar las cuencas sedimentarias para su aplicación en:

- **a)** Almacenamiento de O2
- **b)** Almacenamiento de CO_2
- **c)** Almacenamiento de Net Zero
- **d)** Almacenamiento de H_2O

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	d)	11.	c)	16.	a)	21.	a)	26.	c)
2.	c)	7.	a)	12.	c)	17.	c)	22.	a)	27.	a)
3.	a)	8.	b)	13.	c)	18.	b)	23.	b)	28.	d)
4.	d)	9.	c)	14.	d)	19.	c)	24.	b)	29.	a)
5.	a)	10.	a)	15.	d)	20.	d)	25.	d)	30.	b)

2.13 Bibliografía

Ajayi, T., Gomes, J.S. & Bera, A. (2019). *A review of CO_2 storage in geological formations emphasizing modeling, monitoring and capacity estimation approaches.* Pet. Sci. 16, 1028–1063. https://doi.org/10.1007/s12182-019-0340-8

Abbaszadeh, M., Ohno, K., Okano, H., Morales, J., & Riano-Caraza, J. M. (2008). *Reservoir Characterization and CO_2-EOR Injection Studies in Chicontepec Turbidite Reservoirs,* Mexico. International Petroleum Technology Conference, Kuala Lumpur, Malaysia, 3-5 December. https://doi.org/10.2523/IPTC-12637-MS

Allen, P. A., & Allen, J. R. (2013). *Basin Analysis, Principles and Application to Petroleum Play Assessment* (3rd ed.). Wiley-Blackwell A John Wiley & Sons. ISBN 978-0-470-67377-5 / ISBN 978-1-118-45030-7.

Allen, P. A., Homewood, P., & Williams, G. D. (1986). *Foreland Basins: An Introduction.* Foreland Basins. International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., & Michel, H.V. (1980). *Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction.* Science, 208, 1095-1108.

Aminu, M.D., Nabavi, S.A., Rochelle, C.A., & Manovic, V. (2017) *A review of developments in carbon dioxide storage.* Appl Energy. 2017;208:1389-419. https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2017.09.015.

Atwater, T. (1970). *Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America.* Geological Society of America Bulletin, 81, 3513-3535.

Atwater, T. (1989). *Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America.* En Winterer, E. L., Hussong, D. M., & Decker, R. W. (Eds.), *The eastern Pacific Ocean and Hawaii. The geology of North America,* (Vol. N., pp 21-72). Boulder, CO, Geological Society of America.

Bally, A. W., Bender, P. L., McGetchin, T. R., & Walcott, R. I. (1980). *Dynamics of Plate Interiors. Geodynamics Series* (Vol. 1). American Geophysical Union, United States of America, ISBN 87590-508-0.

Banham, S. G., & Mountney, N. P. (2013). *Evolution of fluvial systems in salt-walled mini-basins: A review and new insights.* Sedimentary Geology, 296, 142-166. Doi 10.1016/j.sedgeo.2013.08.010.

Barbosa Cano, F. (2008). *Situación de los campos petroleros en aguas profundas del mundo.* Revista Latinoamericana de Economía, 39, 101-125.

Bauer, S., Beyer, C., Dethlefsen, F., Dietrich, P., Duttmann, R., Ebert, M., Feeser, V., Görke, U., Köber, R., Kolditz, O., Rabbel, W., Schanz, T., Schäfer, D., Würdemann, H., Dahmke, Q., (2013). Impacts of the use of the geological subsurface for energy storage: an investigation concept. Environ Earth Sci, 70 (3935-3943). https://doi.org/10.1007/s12665-013-2883-0.

Beaubouef, R.T., & Friedmann, S.J. (2000). *High resolution seismic/sequence stratigraphic framework for the evolution (of Pleistocene intraslope basins, western Gulf of Mexico: Depositional models and reservoir analogs.* En Weimer P., Slatt R. M., Coleman J., Rossen N. C., Nelson H., Bouma A. H., Styzen M. J., & Lawrence D. T., (Eds.), Deepwater reservoirs of the world: 20th Annual Research Conference Proceedings (pp 40-60). Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Gulf Coast Section, Houston.

Beaumont, C. (1981). *Foreland basins.* Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 65, 291-329.

Beltrán, L., Contreras, C., Valenzuela, J. M., Dávila., Arévalo, V., Jiménez, O., Medina, E., Cuevas, O., & Ortega, H. (2012). *Atlas Mexicano de Almacenamiento Geológico de CO_2. Secretaría de Energía y Comisión Federal de Electricidad.*

Berger, W. H. (1973). *Cenozoic sedimentation in the eastern tropical Pacific.* Geological Society of America Bulletin, 84, 1941-1954.

Bertotti, G., Picotti, V., & Cloetingh, S. (1998). *Lithospheric weakening during "retroforeland" basin formation: tectonic evolution of the central South Alpine foredeep.* Tectonics, 17, 131-142.

Biju-Duval, B. (2002). Sedimentary Geology: Sedimentary Basins, Depositional Environments and Petroleum Formation. Institut Francais du Pétrole Publications, France. ISBN 2-7108-0802-1, ISSN 1271-9048.

Bohannon, R.G., & Parsons, T. (1995). *Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions.* Geological Society of America Bulletin, 107, 937-959.

Bond, G.C., Kominz, M.A., & Sheridan, R.E. (1995). *Continental terraces and rises.* En Busby, C.J., & Ingersoll, R.V. (Eds.), Tectonics of sedimentary basins (pp. 149-178). Blackwell Science, Oxford.

Bosworth, W., Huchon, P., & McClay, K. (2005). *The Red Sea and Gulf of Aden basins.* Journal of African Earth Sciences, 43, 324-378.

Bradley, D. C., & Kidd, W. S. F. (1991). *Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps.* Geological Society of America Bulletin, 103, 1416-1438.

Bryant, I., Herbst, N., Dailly, P., Dribus J. R., Fainstein R., Harvey, N., McCoss, A., Montaron, B., Quirk, D., & Tapponnier, P. (2012). De cuenca a cuenca: La tectónica de placas en exploración. Oilfield Review, 24 (3), p. 38-58.

Burke, K, & Dewey, J. K. (1973). *Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks.* Journal of Geology, 81, 406-433.

Burke, K. (1972). *Longshore drift, submarine canyons, and submarine fans in development of Niger delta.* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 56, 1975-1983.

Busby, C. J., & Ingersoll, R. V. (1998). Tectonics of Sedimentary Basins. Wiley-Blackwell.

Busby-Spera, C. J. (1988). Evolution of a Middle Jurassic back-arc basin, Cedros Island, Baja California: evidence from a marine volcaniclastic apron. Geological Society of America Bulletin, 100(2), 218-233.

Busby-Spera, C. J., Mattinson, J. M., Riggs, N. R., & Schermer, E. R. (1990). *The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran Deserts and the Sierran-Klamath region: similarities and differences in paleogeographic evolution.* Geological Society of America Special Paper, 255, 325-338.

Cameron, T. D. J., Crosby, A., Balson, P. S., Jeffrey, D. H., Lott, G. K., Bulat, J., & Harrison, D. J. (1992). *United Kingdom offshore regional report: the geology of the southern North Sea.* HMSO for the British Geological Survey, Londres.

Carrapa, B. (2009). *Tracing exhumation and orogenic wedge dynamics in the European Alps with detrital thermochronology.* Geology, 37, 1127-1130.

Carrapa, B., & Garcia-Castellanos, D. (2005). *Western Alpine back-thrusting as subsidence mechanism in the Tertiary Piedmont basin* (western Po Plain, NW Italy). Tectonophysics, 406, 197-212.

Chiang, C-S., Yu, H-S., & Chou, Y-W. (2004). *Characteristics of the wedge-top depozone of the southern Taiwan foreland basin system.* Basin Research, 16, 65-78.

Christie-Blick, N., & Biddle, K. T. (1985). *Deformation and basin formation along strike-slip faults.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37, 1-34.

Clague, D. A. (1981). *Linear island and seamount chains, aseismic ridges and intraplate volcanism: results from DSDP.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 32, 7-22.

Cloos, M. (1993). *Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts.* Geological Society of America Bulletin, 105, 715-737.

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2014). El Futuro de la Producción de Aceite en México: Recuperación Avanzada y Mejorada IOR-EOR. Comisión Nacional de Hidrocarburos.

Cooper, M. A., & Williams, G. D. (Eds.). (1989). *Inversion tectonics.* Geological Society of London Special Publication, 44.

Critelli, S., & Le Pera, E. (1994). *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines thrust-top basins (Italy).* Journal of Sedimentary Research, A64, 824-835.

Crouch, J. K., & Suppe, J. (1993). *Late Cenozoic tectonic evolution of the Los Angeles basin and inner California borderland: a model for core complex-like crustal extension.* Geological Society of America Bulletin, 105, 1415-1434.

Crowell, J. C. (1974a). *Sedimentation along the San Andreas fault, California.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 19, 292-303.

Crowell, J. C. (1974b). *Origin of late Cenozoic basins in southern California.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 22, 190–204.

Crowell, J. C. & Link, M. H. (Eds.). (1982). *Geologic history of Ridge basin southern California* (Book 22). Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles.

DeCelles, P. G. & Giles, K. A. (1996). *Foreland Basin systems.* Basin Research, 8, 105-123.

DeRito, R. F., Cozzarelli, F.A. & Hodge, D.S. (1983). *Mechanism of subsidence of ancient cratonic rift basins.* Tectonophysics, 94, 141-168.

Dewey, J. F. (1980). *Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries.* Geological Association of Canada Special Paper, 20, 553-573.

Dewey, J. F., & Burke, K. (1974). *Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny.* Geology, 2, 57-60.

Dickinson, W. R. (1974). *Plate tectonics and sedimentation.* En W. R. Dickinson (Ed.), *Tectonics and Sedimentation* (Pub. Esp. 22, pp. 1-27). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Ángeles.

Dickinson, W. R. (1981). *Plate tectonics through geological time.* Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series *A, Mathematical and Physical Sciences,* 301(1461), 207-215.

Dickinson, W. R. (1995). *Forearc basins.* En Busby, C. J., & Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins.* Oxford, Blackwell Science, 221-261.

Dickinson, W. R., & Lawton, T. F. (2001). *Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico.* Geological Society of America Bulletin, 113, 1142-1160.

Dickinson, W. R., & Lawton, T. F. (2003). *Sequential intercontinental suturing as the ultimate control for Pennsylvanian Ancestral Rocky Mountains deformation.* Geology, 31, 609-612.

Dickinson, W. R., & Seely, D. R. (1979). *Structure and stratigraphy of forearc regions.* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 2-31.

Dickinson, W. R., & Snyder, W. S. (1978). *Plate tectonics of the Laramide orogeny.* Geological Society of America Memoir, 151, 355-366.

Dickinson, W. R. (2006). *Geotectonic evolution of the Great Basin.* Geosphere, 2(7), 353-368.

Dypvik, H., Sandbakken, P.T., Postma, G., & Mork, A. (2004). *Early post-impact sedimentation around the central high of the Mjolnir impact crater (Barents Sea, Late Jurassic).* Sedimentary Geology, 168, 227-247.

Einsele, G. (1985). *Basaltic sill-sediment complexes in young spreading centers: genesis and significance.* Geology, 13, 249-252.

Einsele, G. (2000). Sedimentary Basins – Evolution, Facies, and Sediment Budget. (2nd, completely revised and enlarged ed.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04029-4

Gachuz-Muro, H., Berumen-Campos, S., Alcazar-Cancino, L. O., Rodríguez-Pimentel. J. A. (2007). Quebrache -A Natural CO_2 Reservoir: A New Source for EOR Projects in Mexico. Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference held in Buenos Aires, Argentina, 15-18 April, SPE-107445. https://doi.org/10.2118/107445-MS

Galloway, W. E., Ganey-Curry, P. E., Li, X., & Buffler, R. T. (2000). *Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin.* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 84, 1743-1774.

Gawthorpe, R. L., & Leeder, M. R. (2000). *Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins.* Basin Research, 12, 195-218.

Graham, S. A., Dickinson, W.R., & Ingersoll, R. V. (1975). *Himalayan-Bengal model for flysch dispersal in Appalachian-Ouachita system.* Geological Society of America Bulletin, 86, 273-286.

Guzman, V. A. E. (2019). The Tampico-Misantla Super Basin, Look Alike to the Permian Basin? American Association of Petroleum Geologists Global Super Basins, The Permian Conference Sugarland, Texas, January 23.

Hamilton, W. (1979). *Tectonics of the Indonesian region.* United States Geological Survey Professional Paper 1078.

Helwing J. A. (1985). Origin and Classification of Sedimentary Basins. 17th Annual Offshore Technology Conference (OTC) in Houston, Texas, May 6-9. OTC 4843.

Hoffman, P. F., Dewey, J. F., & Burke, K. (1974). *Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 19, 38-55.

Horton, B. K. (2012). *Cenozoic evolution of hinterland basins in the Andes and Tibet.* University of Texas, Austin, EUA. En Busby, C. & Azor, A. (Eds.) Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Blackwell Publishing Ltd.

Horton, B. K., Hampton, B. A., LaReau, B. N., & Baldell on, E. (2002). *Tertiary provenance history of the northern and central Altiplano (central Andes, Bolivia): A detrital record of plateau-margin tectonics.* Journal of Sedimentary Research, 72, 711-726.

Howell, P. D., & van der Pluijm, B. A. (1999). *Structural sequences and styles of subsidence in the Michigan basin.* Geological Society of America Bulletin, 111, 974-991.

Hudec, M. R., Jackson, M. P. A., & Schultz-Ela, D. D. (2009). *The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins.* Geological Society of America Bulletin, 121, 201-221.

Ingersoll, R. V. (2011). Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature (Chapter 1). En C. Busby & A. Azor (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (1st ed., pp. 2-43). Blackwell Publishing Ltd. https://doi.org/10.1002/9781444347166

Ingersoll, R. V. (1988). *Tectonics of sedimentary basins.* Geological Society of America Bulletin, 100, 1704-1719.

Ingersoll, R. V. (1997). *Phanerozoic tectonic evolution of central California and environs.* International Geology Review, 39, 957-972.

Ingersoll, R. V. (2008). *Subduction-related sedimentary basins of the U.S.A. Cordillera.* En Miall, A.D. (Ed.), The sedimentary basins of the United States and Canada. Sedimentary Basins of the World (Vol. 5, pp 395-428). Elsevier.

Ingersoll, R. V., & Busby, C. J. (1995). *Tectonics of sedimentary basins.* En Busby, C. J., & Ingersoll, R. V. (Eds.), Tectonics of sedimentary basins. Oxford, Blackwell Science, 1–51.

Ingersoll, R. V., & Rumelhart, P. E. (1999). *Three-stage evolution of the Los Angeles basin, southern California.* Geology, 27, 593-596 (Corrección, 27, 864).

Ingersoll, R. V., Dickinson, W. R., & Graham, S. A. (2003). *Remnant-ocean submarine fans: largest sedimentary systems on Earth.* En Chan, M. A., & Archer, A. W. (Eds.), *Extreme depositional environments: mega end members in geologic time.* Geological Society of America Special Paper, 370, 191-208.

Jordan, T. A. (1995). *Retro-arc foreland and related basins.* En Busby, C. J. & Ingersoll R. V. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins, (pp. 331-363). Blackwell Science, Oxford.

Jordan, T. E. (1981). *Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States.* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 65, 2506-2520.

Kanamori, H. (1986). *Rupture process of subduction-zone earthquakes.* Annual Reviews of Earth and Planetary Science, 14, 293-322.

Karig, D. E. (1970). *Kermadec arc-New Zealand tectonic confluence.* New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 13, 21-29.

Kingston, D. R., Dishroon, C. P., & Williams. P. A. (1983a). Global Basin Classification System. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67 (12), p. 2175-2193.

Kingston, D. R., Dishroon, C. P., & Williams. P. A. (1983b). Hydrocarbon Plays and Global Basin Classification. AAPG Bulletin, 67 (12), p. 2194-2198.

Kinsman, D. J. J. (1975). *Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins.* En Fischer, A.G. and Judson, S. (Eds.), Petroleum and global tectonics (pp. 83-126). Princeton University Press.

Klein, G. de V. (1985) The control of depositional depth, tectonic uplift, and volcanism on sedimentation processes in the back-arc basins of the western Pacific Ocean. Journal of Geology, 93, 1-25.

Klemme, H. D. (1975). Giant Fields Related to their Geologic Stteing-A Possible Guide to Exploration, Bull. Can. Pet. Geo., 23, 1.

Klemme, H. D. (1980). Petroleum basins-classifications and characteristics. Journal of Petroleum Geology 3 (2), 187-207.

Klett, T. R. (2004). Oil and Natural Gas Resources Assessment: Classifications and Terminology. Encyclopedia of Energy (4), 595-605. https://doi.org/10.1016/B0-12-176480-X/00265-5

Kopriva, B. T. (2012). Response of Minibasin Subsidence to Variable Deposition: Experiments and Theory [Master Thesis, The University of Texas at Austin].

Lawton, T. F. (1994). *Tectonic setting of Mesozoic sedimentary basins, Rocky Mountain region, United States.* En Caputo, M. V., Peterson, J. A., & Franczyk, K.J. (Eds.), *Mesozoic systems of the Rocky Mountain region, USA* (pp. 1-25). Rocky Mountain Section, Society for Sedimentary Geology, Denver.

Leeder, M. R. (1995). *Continental rifts and proto-oceanic rift troughs.* En Busby, C. J., & Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins* (pp. 119-148). Blackwell Science, Oxford.

Leeder, M. R., & Gawthorpe, R. L. (1987). *Sedimentary models for extenstional tilt-block/half-graben basins.* Geological Society of London Special Publication, 28, 139-152.

Lonsdale, P. (1975). *Sedimentation and tectonic modification of the Samoan archipelagic apron.* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 59, 780-798.

Loza-Espejel, R. (2014). *Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias foreland, con ejemplos representativos* [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Magoon, L. B., & Beaumont, E. A. (1999). Treatise of Petroleum Geology/Handbook of Petroleum Geology: Exploring for Oil and Gas Traps. Chapter 3: Petroleum Systems.

Magoon, L. B., & Dow, W., G. (1994). The petroleum system - from source to trap, American Association of Petroleum Geologists Memoir 60, USA.

Mann, P., (1999). Sedimentary Basins of the World. Caribbean Basins (Vol. 4). Elsevier B. V. ISBN: 978-0-444-82649.

Marsaglia, K.M. (1995). *Interarc and backarc basins.* En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins.* Oxford, Blackwell Science, 299-329.

Matthews, W. J., Hampson, G. J., Trudgill, B. D., Underhill, J. R. (2007). *Controls on fluvio-lacustrine reservoir distribution and architecture in passive salt-diapir provinces: Insights from outcrop analogs.* American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 91 (10), pp. 1367-1403.

McGraw-Hill. (2003a). Dictionary of Earth Science (2nd ed.). USA. p. 420. https://doi.org/10.1036/0071417982

McGraw-Hill. (2003b). Dictionary of Geology and Mineralogy (2nd ed.). USA. p. 420. ISBN 0-07-141044-9.

Meneses de Gyves, J. (1980). Geología de la Sonda de Campeche. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 32 (1), 1-26.

Miall, A. D. (1995). *Collision-related foreland basins.* En Busby, C. J., & Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins* (pp. 393-424). Blackwell Science, Oxford.

Miall, A.D. (2008). *The southern midcontinent, Permian basin, and Ouachita.* En Miall, A. D. (Ed.), *The sedimentary basins of the United States and Canada Sedimentary Basins of the World* (Vol. 5, pp. 297-327). Elsevier.

Molnar, & Atwater, T. (1978). *Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to age of subducted oceanic lithosphere.* Earth and Planetary Science Letters, 41, 330-340.

Moore, G. F., & Karig, D. E. (1976). *Development of sedimentary basins on the lower trench slope.* Geology, 4, 693-697.

Nicholson, C., Sorlien, C. C., Atwater, T., Crowell, J. C., & Luyendyk, B. P. (1994). *Microplate capture, rotation of the western Transverse Ranges, and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system.* Geology, 22, 491-495.

Nicolas, A. (1985). *Novel type of crust produced during continental rifting.* Nature, 315, 112-115.

Nilsen, T. H., & Sylvester, A. G. (1995). *Strike-slip basins.* En Busby, C. J., & Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins* (pp. 425-547). Blackwell Science, Oxford.

O'Dale, C. (2010). *Impact Crater Explorations.*

Ori, G. G. & Friend, P. F. (1984). *Sedimentary basins, formed and carried piggyback on active thrust sheets.* Geology, 12, 475-478.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Moran-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F. (1992). *Texto Explicativo de la Quinta Edición de la Carta Geológica de la República Mexicana escala 1:2'000,000.* Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, ISBN 968-36-2386-7, ISBN 968-6710-16-7.

OXFORD University Press (2008). *A Dictionary of Earth Sciences* (3rd ed.). New York, U.S.A., p 654. ISBN 978-0-19-921194-4.

Pemex Exploración y Producción. (2010a). *Provincias Geológicas de México.* Pemex Exploración y Producción, Subdirección Técnica de Exploración.

Pemex Exploración y Producción. (2010b). *Provincias Petroleras de México.* Pemex Exploración y Producción, Subdirección Técnica de Exploración.

Perrodon, A., 1985. Géodynamique Pétrolière. Genèse et repartition des Gisements D´Hydrocarbures. ELF AQUITAINE Masson. 385 p.

Pratsch, J. C. (1992). *Plate Tectonics and Development of Sedimentary Basins. GL602 Petroleum Geology.* IHRDC Video Library for Exploration and Production Specialists, Boston, USA.

Price, R.A. (1973). *Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies.* En DeJong, K.A., and Scholten, R., eds., Gravity and tectonics. New York, John Wiley and Sons, 491-502.

Purser, B. H., & Bosence, D. W. J. (Eds.). (1998). *Sedimentation and tectonics in rift basins: Red Sea: Gulf of Aden.* New York, Chapman and Hall.

Reading, H. G. (1980). *Characteristics and recognition of strike-slip fault systems.* International Association of Sedimentologists Special Publication, 4, 7-26.

Ritts, B. D., Weislogel, A., Graham, S. A., & Darby, B. J. (2009). *Mesozoic tectonics and sedimentation of the giant polyphase nonmarine intraplate Ordos basin, western North China block.* International Geology Review, 51, 95-115.

Romero, M. (2013). *Geología de Exploración.* Diplomado en Geociencias. Halliburton, México, D.F. (inédito).

Rosales-Rodríguez, J. (2007). *Evaluación integral de los flujos de calor en el Golfo de México* [Tesis de Maestría, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura-Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional]. 104 p.

Schneider, C. L., Hummon, C., Yeats, R. S., & Huftile, G. L. (1996). *Structural evolution of the northern Los Angeles basin, California, based on growth strata.* Tectonics, 15, 341-355.

Sclater, J. G., Anderson, R. N., & Bell, M. L. (1971). *Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific.* Journal of Geophysical Research, 76, 7888-7915.

Secretaría de Energía. (2014). Mapa de Ruta Tecnológica de CCUS en México.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42

Secretaría de Energía (2018). Mapa de Ruta Tecnológica de CCUS en México.

Sengor, A. M. C. (1976). *Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of Alpine-type orogens*. Geology, 4, 779-782.

Sengor, A. M. C. (1995). *Sedimentation and tectonics of fossil rifts*. En Busby, C. J., & Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins* (pp. 53-117). Blackwell Science, Oxford.

Sengor, A. M. C. & Burke, K. (1978). *Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications.* Geophysical Research Letters, 5, 419-421.

Sengor, A. M. C., Burke, K., & Dewey, J. F. (1978). *Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the upper Rhine graben as an example.* American Journal of Science, 278, 24-40.

Shah, A. K., Brozena, J., Vogt, P., Daniels, D., & Plescia, J. (2005). *New surveys of the Chesapeake Bay impact structure suggest melt pockets and target-structure effect.* Geology, 33, 417-420.

Sitian, L., Shigong, Y., & Jerzykiewicz, T. (1995). *Upper Triassic-Jurassic foreland sequences of the Ordos basin in China.* Society for Sedimentary Geology. Special Publication, 52, 233-241.

Smith, G. A., & Landis, C. A. (1995). *Intra-arc basins.* En Busby, C. J., & Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins* (pp. 263-298). Blackwell Science, Oxford.

Stein, C. A. & Stein, S. (1992). *A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age.* Nature, 359, 123-129.

Sternbach, Ch. A. (2020). Super basin thinking: Methods to explore and revitalize the world's greatest petroleum basins. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 104 (12), 2463-2506. https://doi.org/10.1306/09152020073

Stewart, S. A. y Allen, P. J. (2002). *A 20-km-diameter multi-ringed impact structure in the North Sea.* Nature, 418, 520-523. (Also see Discussion and Reply, 428.)

Stewart, S. A. & Allen, P. J. (2005). *3D seismic reflection mapping of the Silverpit multi-ringed crater,* North Sea. Geological Society of America Bulletin, 117, 354-368.

Taylor, B., & Karner, G. D. (1983). *On the evolution of marginal basins.* Reviews of Geophysics and Space Physics, 21, 1727-1741.

tenBrink, U. S., Marshak, S., & Bruna, J-L. G. (2009). *Bivergent thrust wedges surrounding oceanic island arcs: insight from observations and sandbox models of northeastern Caribbean plate.* Geological Society of America Bulletin, 121, 1522-1536.

Trop, J. M., & Ridgway, K. D. (1997). *Petrofacies and provenance of a Late Cretaceous suture zone thrust-top basin, Cantwell basin, central Alaska Range.* Journal of Sedimentary Research, 67, 469-485.

Underwood, M. B., & Moore, G. F. (1995). *Trenches and trench-slope basins.* En Busby, C. J., & Ingersoll, R. V. (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins* (pp. 179-219). Blackwell Science, Oxford.

United States *Geological Survey. (2014). Geologic Province and Thermo-Tectonic Age Maps.* Earthquake Hazards Program. United States Geological Survey. Archived from the original on 7 June 2014. Retrieved 6 June 2014.

Wagen, M. (2010). *Physical Principles of Sedimentary Basin Analysis.* Cambridge University Press, UK.

Watts, A. B., Karner, G. D., & Steckler, M. S. (1982). Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London.* Series *A, Mathematical and Physical Sciences*, 305 (1491), 249-281.

Welte, D. H., Horsfield, B., Baker. D. R. (1997). *Petroleum and Basin Evolution – Insights from Petroleum Geochemistry, Geology and Basin Modeling.* Springer-Verlag Berlin Heiddelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-60423-2

Wernicke, B. P. (1992). *Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera.* En Burchfiel, B. C., Lipman, P. W., & Zoback, M. L. (Eds.), The Cordilleran orogen: conterminous U.S. The Geology of North America, G-3 (pp. 553-581). Geological Society of America.

Willett, S. D., Beaumont, C. & Fullsack, P. (1993). *Mechanical model for the tectonics of doubly Vergent Compressional Orogens.* Geology, 21, 371-374.

World Resources Institute. (noviembre de 2024). *Climate Analysis Indicator Tool.* https://www.climatewatchdata.org/countries/MEXend_year=2021&start_year=1990

Worrall, D. M., & Snelson, S. (1989). *Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt.* En Bally, A. W., & Palmer, A. R. (Eds.), The geology of North America: an overview. The Geology of North America (pp. 91-138). Geological Society of America.

3 Cuencas sedimentarias y sus asociaciones de facies

Noé Santillán Piña, José Luis Arcos Hernández y Hatziry Yeyetzi Pérez Aquiahuatl

Sumario

3.1. Resumen

3.2. Abstract

3.3. Introducción

3.4. Conceptos fundamentales

3.5. Tipos de sedimentos

3.6. Ambientes tectónicos y cuencas sedimentarias

3.6.1. Principales facies sedimentarias en cuencas extensionales (Tipo Rift)

3.6.2. Principales facies sedimentarias en cuencas tipo aulacógeno

3.6.3. Principales facies sedimentarias en cuencas antepaís (Foreland)

3.6.4. Principales facies sedimentarias en cuencas asociadas a fallas de rumbo (Tipo Pull-Apart)

3.7. Conclusiones

3.8. Autoevaluación

3.9. Bibliografía

3.1 Resumen

Aproximadamente el 80 % de las rocas que se encuentran sobre la superficie terrestre corresponden a rocas sedimentarias, cuyos componentes fueron formados, transportados y acumulados en algún ambiente sedimentario. Los procesos que interactúan con los sedimentos son los que determinan sus atributos sedimentológicos y su distribución, incidiendo directamente en las características y configuración de diferentes facies. Estos rasgos, al conservarse en las rocas nos permiten inferir e interpretar las condiciones del depósito.

La acumulación de los sedimentos dentro de una cuenca sedimentaria ocurre de forma variada, pudiendo estar presentes facies terrígenas, químicas, depósitos orgánicos y productos derivados de la actividad volcánica, o bien, una mezcla de las anteriores. Las características de las áreas fuente y los ambientes de depósito desarrollados son el resultado de la historia tectónica y evolución geológica de la región.

En México existen diversas cuencas sedimentarias producto de la deformación de la litósfera ocasionada por procesos de extensión (divergencia), compresión (convergencia), desplazamiento lateral (transpresión y transtensión), enfriamiento o flexión, lo que dio origen a depresiones topográficas que posteriormente fueron rellenadas por sedimentos que constituyen variadas secuencias estratigráficas. En el presente capítulo se describen las características generales de los procesos sedimentarios que dan lugar a los diversos ambientes de depósito y asociaciones de facies en los siguientes tipos: Cuencas Extensionales (Cuenca Tipo Rift), Cuenca Tipo Aulacógeno, Cuenca Antepaís (Foreland basin) y Cuencas Asociadas a Fallas laterales regionales (Cuencas Pull-Apart).

3.2 Abstract

Approximately 80 % of the rocks found on the earth's surface correspond to sedimentary rocks, whose components were formed and transported in some sedimentary environment; the processes that interact with the sediments are those that determine their sedimentological attributes and distribution, directly

influencing the characteristics and configuration of the facies present. These features, when preserved in the rocks, allow us to infer and interpret the conditions of the deposit.

The accumulation of sediments within a sedimentary basin occurs in a variety of ways, and terrigenous facies, chemical facies, organic deposits and products derived from volcanic activity, or a mixture of them, may be present. The characteristics of the source areas and the deposit environments developed are the result of the tectonic history and geological evolution of the region.

In Mexico there are various sedimentary basins resulting from the deformation of the lithosphere, caused by processes of extension, convergence, cooling or bending, which caused the formation of a topographic depression that was subsequently filled by various lithological units. Hence, in this chapter the typical characteristics of the sedimentary processes that give rise to the various depositional environments and facies associations in the following types: Extensional basin (Rift Type basin), Aulacogen Type basin, Foreland and Associated basins with Strike-slip Faults (Pull-Apart Type basin).

3.3 Introducción

Aproximadamente el 80 % de las rocas que se encuentran sobre la superficie terrestre corresponden a rocas sedimentarias (clásticas, químicas o bioquímicas), cuyos componentes fueron necesariamente formados y transportados en algún ambiente sedimentario, mediante el hielo, viento o agua, con influencia de la gravedad, para ser depositados en las cuencas sedimentarias.

Los procesos que interactúan son los que determinan los atributos sedimentológicos y distribución del sedimento, lo cual incide directamente en las características y configuración de las facies que caracterizan un ambiente determinado, siendo estos rasgos que prevalecen en las rocas aun cuando el ambiente sedimentario haya sido modificado o desaparecido, los que nos permite inferir e interpretar las condiciones de depósito.

Los principales factores que interaccionan en una cuenca sedimentaria y que determinan sus facies, son: el aporte de sedimentos (sistemas clásticos, carbonatados y mixtos), los cambios eustáticos del nivel del mar (sistemas transgresivos y regresivos), los procesos sedimentarios, el clima, los procesos tectónicos y subsidencia, los procesos físicos y biológicos, la química del agua, la actividad volcánica y los ciclos Milankovitch que impactan los patrones climáticos en escalas de tiempo geológico [variación de la excentricidad orbital, inclinación del eje de la Tierra y el movimiento oscilante (precesión) del eje de la Tierra].

Todos estos procesos afectan, en mayor o menor medida, a los ambientes sedimentarios, incidiendo en una gran variabilidad en su estructura, morfología y características sedimentarias, ya que éstos responden con gran sensibilidad a las fuerzas que actúan en ellos, de ahí que se pretende establecer de manera general la interacción entre los sedimentos y los procesos que los afectan, destacando el proceso tectónico dominante y sus implicaciones en la sedimentología y la estratigrafía.

En una cuenca sedimentaria ocurre la acumulación de sedimentos de manera contemporánea de forma variada, por lo que puede haber facies terrígenas, carbonatadas y mixtas en los diferentes sectores, además de que las facies van desde los ambientes transicionales a plataforma, talud y aguas profundas, por lo que también varían en espesor; estos cambios se consideran horizontales (forman secuencias estratigráficas). Por otro lado, también ocurren cambios de manera vertical, por lo que se pueden sobreponer varias unidades estratigráficas de diferentes facies que indican cambios del nivel del mar, cambios en los sistemas de aporte y cambios climáticos, entre otros factores relacionados.

3.4 Conceptos fundamentales

"Un **ambiente sedimentario** es el conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas que determinan las características particulares de un sedimento o roca sedimentaria y es diferenciable de los ambientes adyacentes" (Reineck and Singh, 1980); se caracteriza por su distribución geográfica, su geometría y asociación de facies, así como por los factores climáticos y tectónicos en que se desarrolla.

Las condiciones de sedimentación, resultado de la interacción de dos o más ambientes sedimentarios diferentes, proporcionarán un conjunto de características texturales y/o composicionales particulares, resultado de la acumulación y modificación dentro del sistema, por lo que no es conveniente tratar a cada ambiente por separado.

Vera (1994) señala que el término **facies** fue acuñado por Gressly (1838) para definir "el conjunto de caracteres litológicos y paleontológicos de una roca sedimentaria", y destaca que "en dichas descripciones es necesario combinar los datos geométricos (espesor y forma de los estratos) y los datos relativos a los sedimentos y rocas (litología, textura, estructuras sedimentarias, fósiles, color, etc.)", lo que nos permitirá diferenciar los cuerpos de roca aledaños lateral o verticalmente.

Se pueden establecer facies descriptivas e interpretativas, teniendo dentro de las primeras, a las litofacies y las biofacies, destacando aspectos concretos de los cuerpos sedimentarios como su composición, su estructura interna, su granulometría, su contenido orgánico, entre otros, mientras que, en el sentido interpretativo, se explica el mecanismo de formación de dicho depósito.

Una facies individual puede tener poco valor para realizar una interpretación de un medio sedimentario específico, sin embargo, puede ser muy significativo si en el análisis se relaciona con las facies que eventualmente pudieran encontrarse por encima y por debajo, formando una asociación de facies (Vera, 1994).

Collinson (1969), describe la **asociación de facies** como "grupos de facies genéticamente relacionadas unas a otras, y que tienen algún significado ambiental", esto quiere decir, que pueden reflejar la actividad de un proceso o procesos en un determinado medio o asociación de medios, que actuando en un tiempo suficiente han producido un depósito sedimentario.

El estudio de las asociaciones de facies puede ser considerado como los elementos estructurales que conforman un ambiente sedimentario (Allen, 1983). Esto implica considerar el depósito de manera tridimensional, con lo que se determina su geometría y asociación de facies presentes, lo que se toma como base para elaborar un modelo de facies.

Un **modelo de facies** es una idealización tridimensional del espacio ocupado por un sistema sedimentario, en el cual destacan las relaciones presentes entre las asociaciones de facies analizadas previamente, y en el que se intentan reconstruir las condiciones físicas, químicas y biológicas, así como su evolución temporal (Vera, 1994).

De acuerdo con Vera (1994), el término de **facies sísmica** "se utiliza para denominar al conjunto de propiedades observables en un perfil sísmico para un estrato o conjunto de estratos. Estas propiedades son: configuración, amplitud, frecuencia, continuidad, velocidad del intervalo, etc., y permiten delimitar los diferentes tipos de materiales. Las facies sísmicas vienen controladas por las litofacies de los materiales y especialmente por las geometrías de las superficies de estratificación, espesor de estratos y por la litología".

3.5 Tipos de sedimentos

De acuerdo con estimaciones de Ronov *et al.* (1983, en Boggs, 2009), las rocas sedimentarias cubren alrededor del 80 % de la superficie terrestre, incluyendo aquellas depositadas sobre las rocas volcánicas, ubicadas en el fondo oceánico; representan aproximadamente el 11 % del volumen de la corteza terrestre. De este volumen, cerca del 70 % se encuentran en los continentes (que representan alrededor del 28 % de la superficie de la Tierra), 13 % se localizan en la plataforma y el talud continental (representando el 14 % de la superficie de la Tierra), y finalmente el 17 % se ubican en el fondo oceánico (constituyendo el 58 % de la superficie terrestre).

La cubierta sedimentaria presenta en promedio 2.2 km de espesor, variando ampliamente en diferentes partes de los continentes y cuencas oceánicas (Boggs, 2009), siendo en las últimas donde se ubican la mayoría de los recursos naturales no renovables del subsuelo (acuíferos, yacimientos de hidrocarburos, yacimientos minerales, etc.).

Boggs (2009) menciona que considerando las estimaciones de Ronov *et al.* (1983) sobre la distribución de las rocas sedimentarias, las lutitas son las rocas más

abundantes de los continentes (50 %), seguidas de las areniscas y conglomerados, que tienen un porcentaje similar a las rocas carbonatadas (24 %, incluye carbonatos ricos en hierro), finalizando con las evaporitas (1 %) y las rocas silíceas, principalmente pedernal (1 %).

Las rocas sedimentarias se encuentran conformadas principalmente, de forma única o en proporciones variables, por alguno(s) de los siguientes constituyentes (sedimentos): clásticos, químicos y orgánicos.

Las partículas clásticas son conformadas por fragmentos de roca o monominerálicos, de diversos tamaños, que han sido formadas por la meteorización y descomposición química de rocas preexistentes, permitiendo la concentración de los elementos de mayor resistencia como son los minerales silicatados, incluyéndose también en este grupo, minerales secundarios como los arcillosos y los óxidos de hierro.

Las rocas formadas por partículas clásticas son los conglomerados (conformados por partículas mayores a los 2 mm, denominadas gravas), las areniscas (integradas por granos de arena, cuyo tamaño fluctúa entre 0.0625 y los 2 mm de diámetro), las limolitas (constituidas por granos de limo, con tamaño entre 0.0039 y 0.0625 mm) y las lutitas (conformadas por partículas menores a 0.0039 mm, denominadas arcillas) (Udden, 1914; Wentworth, 1922; en Nichols, 2009). Por su parte, cuando ocurre vulcanismo explosivo dentro de la cuenca o en su entorno, se aportan cantidades importantes de partículas (piroclásticas), como son los fragmentos de roca volcánica, minerales y vidrio.

Las partículas químicas (inorgánicas) son formadas por precipitación a partir de una solución, en donde iones como el sodio, el magnesio y la sílice, pueden ser liberados en solución, formando sedimentos que al litificarse se convierten en calizas, evaporitas y pedernal, principalmente. Estos iones son transportados desde zonas de meteorización, a través de las aguas superficiales y/o subterráneas, llegando finalmente a la cuenca sedimentaria (continental u oceánica). Otro mecanismo de enriquecimiento de los componentes solubles puede darse en el océano mediante la interacción agua-roca, a lo largo de las dorsales en expansión, en donde ocasionalmente pueden producirse concentraciones

suficientemente altas para formar un depósito mineral, como los que se forman en las ventilas hidrotermales.

Las partículas orgánicas son aquellas formadas principalmente por la secreción de $CaCO_3$ o SiO_2 de algunos organismos. También pueden ser fragmentos de organismos (vegetales o animales) que son transportados desde continente o de la zona transicional; en otros casos pueden formarse dentro de la propia cuenca. Estas partículas pueden depositarse junto con detritos o precipitados químicos/bioquímicos.

Cualquiera que sea el origen de un estrato (clástico, químico u orgánico) o secuencia sedimentaria, en muchos casos son cubiertos por sucesivas capas de sedimento más joven que por el sepultamiento cambian las condiciones termodinámicas, produciendo un incremento de la presión y temperatura, que causa múltiples cambios en el sedimento, es decir, ocurre la diagénesis. Principalmente ocurre la compactación del sedimento, aunque también puede haber cementación y en algunos casos disolución y destrucción de algunos de los constituyentes originales. Finalmente se puede llegar a la consolidación, por lo que el sedimento se convierte en roca sedimentaria.

3.6 Ambientes tectónicos y cuencas sedimentarias

Los medios sedimentarios no son idénticos y sus límites no son netos, de ahí que, las propiedades físicas, químicas y biológicas de las rocas sedimentarias están fuertemente influenciadas por la naturaleza de las áreas de origen de los sedimentos (procedencia) y por las condiciones ambientales en que ocurre el depósito. Las características de las áreas fuente y los ambientes de depósito son el resultado de la historia tectónica y evolución geológica de la región, por lo que se forman de manera contemporánea diferentes tipos de sedimentos (Boggs, 2009).

La acumulación de sedimentos suele llevarse a cabo en una depresión topográfica que en la mayoría de los casos es una cuenca sedimentaria, la cual es una forma negativa del relieve representada por una secuencia de rocas sedimentarias

involucradas en un ciclo de depositación-deformación tectónica, y la cual puede cubrir un área de cientos de kilómetros cuadrados (Einsele, 2000). La excepción ocurre, por ejemplo, cuando se acumulan sedimentos a lo largo de un río constituyendo el relleno o terrazas fluviales o cuando se forma travertino (aragonito) en manantiales y lagos de agua dulce, aunque hay otros casos.

El desarrollo y evolución de cada cuenca es particular, aunque en la mayoría de los casos se debe a: a) La interacción y cambios de posición de las placas tectónicas, b) A los arreglos espaciales, y c) Al tipo y duración de las interacciones llevadas a cabo entre ellas.

El ambiente tectónico y su evolución condicionan los siguientes aspectos de una cuenca sedimentaria: a) Su tamaño, b) Su geometría, c) La profundidad del agua, d) La proximidad a las áreas de origen y e) La tasa de subsidencia.

Las cuencas sedimentarias ocurren por la deformación de la litosfera debido a extensión, enfriamiento o flexión, que originan una depresión topográfica en donde influyen los procesos climáticos y los cambios relativos del nivel del mar. Es la tectónica, a través de sus límites y por su influencia sobre la procedencia y los entornos de depósito, quien ejerce un control importante sobre los patrones de sedimentación y las características de las rocas sedimentarias (Einsele, 2000).

Las cuencas de un mismo tipo genético pueden en la mayoría de los casos mostrar similitudes en su evolución sedimentaria, de ahí que el conocimiento de su proceso de formación permite inferir la naturaleza del relleno sedimentario.

Existen diversas clasificaciones sobre cuencas sedimentarias, como la propuesta por Vera (1994); basada en Bally y Snelson (1980), Kingston *et al.* (1983), Miall (1984), Mitchel y Reading (1986), Klein (1987), Allen y Allen (2005) y Einsele (2000); la cual utiliza como criterios de clasificación tres aspectos principales considerados por Dickinson (1974): a) la composición del sustrato sobre el que yace la cuenca, ya sea continental u oceánica; b) la posición que guarda la cuenca con respecto a los límites de placas; y c) el tipo de límite de placa asociado a la cuenca.

Allen y Allen (2013) proponen una clasificación genética de cuencas que considera los procesos litosféricos, los principales mecanismos de subsidencia regional y el levantamiento (isostático, flexural y dinámico), la cual incluye: a) Las cuencas asociadas con la extensión continental (cuencas cratónicas, los bordes continentales, los rifts, los rifts fallidos y los márgenes pasivos, b) Las cuencas asociadas con la flexión (antepaís), y c) Las cuencas de deslizamiento, controladas por la geología estructural de las zonas de deformación transcurrente.

Zhiqiang *et al.* (2023), proponen un esquema de clasificación basado en mecanismos impulsores y propiedades mecánicas de la litosfera. Clasifican las cuencas en rift, por hundimiento, margen continental, antepaís y cuencas transformantes, inducidas por mecanismos de conducción de surgencia térmica, hundimiento por enfriamiento, hundimiento isostático, carga orogénica y transtensión. Cada prototipo tiene sus variedades específicas relacionadas con diferentes propiedades mecánicas de la litosfera, incluido el estilo estructural característico, la actividad magmática, las secuencias sedimentarias, las facies deposicionales y el potencial de hidrocarburos o de otros recursos naturales.

La evolución tectónica de determinada cuenca, y en particular su relleno sedimentario, no pueden ser descritos de manera integral mediante algún tipo de cuenca idealizada, ya que el tipo y duración de su desarrollo, la deformación estructural, características geológicas regionales y variaciones en el nivel del mar, gobernarán el desarrollo de los ambientes sedimentarios, así como de sus productos.

A continuación, se describen únicamente las características generales de los procesos sedimentarios que dan lugar a ambientes de depósito y sus asociaciones de facies, presentes en algunas de las principales cuencas tectónicas teniendo en consideración algunos ejemplos de México. Se desarrollarán los siguientes casos generales: 1) Cuencas Extensionales (Tipo Rift), 2) Cuencas Tipo Aulacógeno, 3) Cuencas Antepaís (Foreland), y 4) Cuencas Asociadas a Fallas de Rumbo (Tipo Pull-Apart).

3.6.1 Principales facies sedimentarias en cuencas extensionales (Tipo Rift)

Einsele (2000) menciona que debido a la diversidad de estilos estructurales que pueden presentarse en las cuencas tipo rift, es difícil establecer facies específicas, sin embargo, se ha identificado con frecuencia una sucesión de (1) depósitos fluviales, (2) depósitos lacustres con tendencia a convertirse en condiciones de playa y, finalmente, (3) el retorno a depósitos fluviales se ha identificado con frecuencia en estructuras de *rift* relativamente pequeñas y simples. Se pueden identificar las tendencias generales en la evolución de las cuencas del rift, sin perder de vista que cada cuenca debe considerarse como un caso individual.

En la figura 3.1, se muestra de forma esquemática una cuenca tipo rift, en donde se produce el rompimiento de la roca al expandirse la corteza terrestre debido a los procesos tectónicos (margen divergente), generando fallas normales y que los bloques centrales se hundan formando un graben. Durante esta fase el magma asciende a la superficie por fisuras y conos volcánicos. El relleno de la cuenca se lleva a cabo por aquellos ambientes sedimentarios que se desarrollan por la alternancia de una serie de sistemas transgresivos, que corresponde al pulso tectónico de hundimiento extensional, seguido de una etapa de progradación durante la inactividad tectónica.

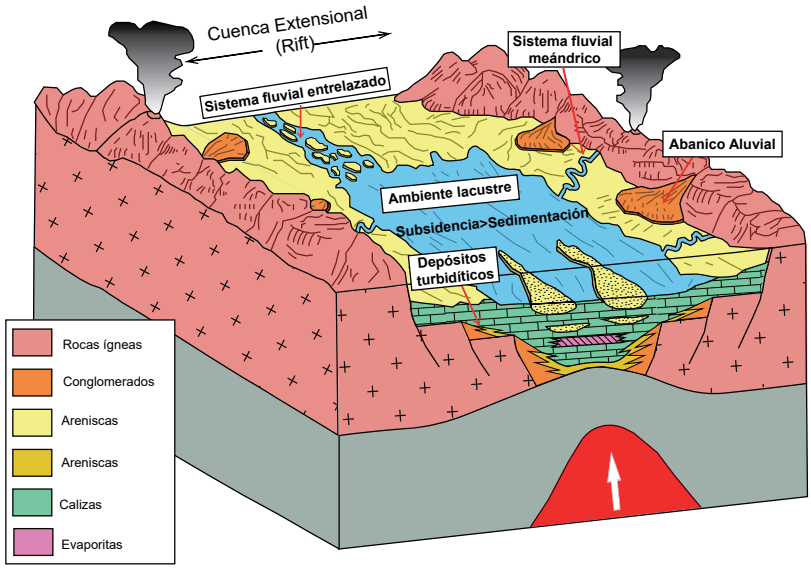


Figura 3.1. Cuenca extensional (tipo rift), donde se ilustran algunos de los principales ambientes de depósito que pueden desarrollarse durante la fase de apertura: sistemas aluviales, sistemas fluviales, sistemas lacustres e intercalaciones de turbidíticas en la porción distal/profunda de la cuenca.

Los sedimentos que se generan durante las etapas iniciales de la apertura (sin-rift) de la cuenca, varían sustancialmente en función de su distancia con las rocas fuente o de procedencia, de la topografía, de la tasa de subsidencia, de la biota y del clima; este último influirá de manera importante en el desarrollo de los agentes de transporte, en el tipo y tasa de sedimentación.

En la primera etapa, suele producirse un exceso de sedimentos clásticos fluviales de fuentes tanto distales como proximales, pudiendo decrecer su aporte, dando paso a la generación de ambientes lacustres, o bien, marinos someros, caracterizados por un escaso contenido de oxígeno; condiciones favorables para la formación de rocas generadoras de hidrocarburos (Einsele, 2000).

Durante las múltiples fases de la apertura, los bloques de corteza inclinados ubicados en los bordes de la cuenca sufrirán erosión y posterior redistribución de los sedimentos, generando discordancias angulares y medios grabens en forma de cuña (trampas estructurales), así como sellos asociados a cambios de permeabilidad (secuencias arcillosas); cada discordancia representa un pulso importante de levantamiento o hundimiento de la cuenca.

Conforme los márgenes continentales continúan su evolución, estos tienden a recibir una menor cantidad de material terrígeno ya que la topografía circundante se va suavizando, viéndose favorecido el desarrollo de ambientes marinos someros que evolucionan a ambientes cada vez más profundos, presentando una sucesión ascendente de sedimentos de diferentes facies, las que también cambian en sentido horizontal.

Por su parte, las facies deltaicas y de plataforma presentes, pueden pasar a facies de talud y pie de talud, las cuales posteriormente pueden evolucionar nuevamente a sedimentos marinos someros, esto como una respuesta a las fases activas dentro del proceso de apertura.

Los cambios en la tasa de subsidencia tenderán a modificar (incrementando o disminuyendo) el espacio ocupado por los sedimentos, generando una retrogradación o progradación de las facies presentes; siendo durante este proceso de ruptura de la corteza, favorecido por la carencia de sedimentos, dado su

distanciamiento de las márgenes continentales, que se formarán cuencas con secuencias marinas de espesor reducido (Einsele, 2000).

De acuerdo con Martins y Catuneanu (2010), uno de los procesos ligados con la subsidencia mecánica, son los episodios de extensión, que gradualmente dan lugar al espacio de acomodo necesario para la acumulación de los sedimentos a velocidades relativamente rápidas; mientras que cuando la subsidencia se realiza a velocidades más altas, la actividad tectónica tiende a presentarse de forma más limitada, permitiendo el llenado gradual del espacio de acomodo disponible.

Desde el punto de vista de la estratigrafía de secuencias, la ciclicidad de estos procesos (hundimiento-apertura) en su fase de progradación, generará patrones de apilamiento vertical ascendente con tendencia al engrosamiento del depósito, definiéndose límites entre secuencias, caracterizados por superficies de inundación asociadas a la transgresión de los sistemas lacustres o marinos, esto como una respuesta a la rápida subsidencia tectónica y acomodo rápido de los sedimentos (Martins y Catuneanu, 2010).

En caso de que se presente una nueva fase de hundimiento, y por consiguiente un ascenso relativo del nivel del mar, se producirá el "ahogamiento" de los sistemas lacustres y el inicio de una nueva secuencia deposicional, redefiniéndose las discordancias, y permitiendo el desarrollo de los sistemas deposicionales aluviales, fluviales y deltaicos sobre los anteriores.

Tiercelin (1990) destaca que las facies presentes varían desde la acumulación de grandes bloques que al litificarse forman conglomerados hasta sedimentos de tamaño medio y fino que al litificarse constituyen areniscas, limolitas y lutitas. Los sedimentos son producto de la intensa erosión de las zonas de topografía positiva de morfología variable, que se relaciona con la fase de desarrollo en que se encuentre la cuenca, lo que incide en los diferentes ambientes sedimentarios que coexisten (abanicos aluviales, deltas, sistemas fluviales y lacustres).

Las facies de abanicos aluviales se caracterizan por la presencia de terrígenos de granulometría gruesa a muy gruesa, depositados a lo largo de los bloques fallados jóvenes, generando brechas con una matriz arcillosa. Las primeras

pueden verse afectadas ante la presencia de tormentas extremas, generando amplios afluentes y depositando el material al pie de los escarpes en ambientes aéreos o sublacustres (Tiercelin, 1990). La morfología y litología de estos depósitos dependen de las condiciones climáticas, pudiendo estar asociados a zonas áridas o semiáridas con escasa presencia de vegetación, así como a zonas de mayor humedad en zonas de depresión. La composición de las rocas que integran la cuenca también se asocia con la actividad tectónica local o con actividad volcánica (Bull, 1964).

Los abanicos lacustres profundos presentan un tamaño reducido y generalmente están unidos al patrón de drenaje principal por uno o varios cañones, a través de los cuales drenan flujos turbidíticos cargados de sedimentos gruesos (gravas y arenas masivas), los cuales son depositados a la salida de estos cañones (sección proximal) (Le Fournier *et al.*, 1985), a profundidades que pueden variar entre los 500 y 1000 m (Stow *et al.*, 1984). Los abanicos en su sección media se caracterizan por la acumulación de arenas, cuya granulometría puede variar de muy gruesas a medias y finas, mientras que en la sección más distal se encuentran distribuidas las arenas muy finas y los sedimentos limo-arcillosos principalmente (Bouma, 1964).

El mecanismo que tiende a generar el inicio del movimiento del sedimento tiene que ver principalmente con la saturación (densidad) del fluido con sedimento y la posterior desestabilización de las laderas, conformando una corriente turbidítica que desciende y se deposita en las zonas más bajas. La presencia de actividad tectónica en la región puede generar sismos, los que en varios casos desencadenan el movimiento de flujos turbidíticos.

La generación de sistemas fluviales y deltaicos está condicionada a los factores climáticos bajo los cuales se desarrolla el rift, donde la formación de los abanicos deltaicos y sistemas fluviales perennes de longitudes mayores a los 100 km, está asociada a regiones de mayor humedad, en los cuales es común encontrar varias de las facies características de los sistemas meándricos, como son las facies de “point bar”, diques, depósitos de meandros abandonados y llanuras de inundación, cuya carga sedimentaria está formada predominantemente por facies granulométricas de grano fino, limos y arcillas. La dinámica presente en

la zona cercana a la línea de costa controla la morfología del delta tanto en el frente deltaico, como en su facies de prodelta desarrollada sobre la plataforma, en donde pueden encontrarse arenas ricas en cuarzo y feldespato, con proporciones variables de sedimentos biogénicos y volcánicos (Tiercelin, 1990).

En las regiones semiáridas, las redes fluviales presentan un régimen temporal, con longitudes de hasta algunas decenas de kilómetros; desarrollan sistemas entrelazados formados principalmente por barras de grava (gruesa a fina), en los cuales se presenta erosión de forma importante durante los episodios de flujo.

Dentro de los sedimentos orgánicos destacan las partículas procedentes de fragmentos de árboles y arbustos transportados por las redes fluviales desde las zonas topográficas altas, que descargan el material clástico dentro de la cuenca, y en donde las corrientes turbidíticas en aguas profundas (mayores a 100 m.) intervienen en la redistribución de los sedimentos y de la materia orgánica asociada.

También pueden encontrarse aquellos materiales generados dentro de la propia cuenca de depósito, como las algas (tipo cianobacterias), cuyo crecimiento suele estar controlado por la hidrología de la zona, siendo favorables para su desarrollo los cuerpos de agua ricos en carbonato de calcio (Tiercelin, 1990), cuya preservación requiriere condiciones anóxicas, como las que presentan algunos medios lacustres, en donde la estratificación de las aguas (dependiente de la profundidad), puede favorecer que las capas profundas de agua no se mezclen con las capas superficiales (Hutchinson, 1957). La acumulación de estos lodos orgánicos puede alcanzar decenas de metros de espesor y un contenido de carbono orgánico total (TOC) que puede variar entre el 2 y 6 % (Tiercelin, 1990). El flujo de calor hidrotermal, asociado a la intensa actividad tectónica, inducirá en algunos casos la evolución térmica de la materia orgánica que se transforman en carbón o en hidrocarburos.

Los sedimentos evaporíticos, esencialmente minerales carbonatados y nitratos, se presentan regularmente intercalados con capas orgánicas, alcanzando espesores del orden de centímetros a metros y llegan a cubrir grandes extensiones dentro de algunos segmentos de la cuenca. Factores como la petrología de la cuenca, el régimen de las aguas superficiales (controlado por la tectónica) y el

sistema hidrotermal, coadyuvan al transporte y al patrón de distribución de los elementos solubles en las diferentes zonas de la cuenca (Tiercelin, 1990).

Los minerales metalíferos en su forma de sulfuros polimetálicos masivos son uno de los principales depósitos asociados a las dorsales oceánicas, en donde la actividad hidrotermal proporciona las condiciones ideales para su formación, por lo que se forman en algunos casos yacimientos minerales de interés para su explotación y comercialización.

Algunas de las principales cuencas sedimentarias en México formadas bajo un régimen tectónico extensional (tipo rift), son la Cuenca del Golfo de México durante el triásico-Jurásico, la cual presentó un periodo de extensión y posteriores episodios de subsidencia tectónica y térmica, y la Cuenca de Chihuahua (contemporánea con el desarrollo del paleogolfo de México), considerada como una cuenca *rift* simétrica resultado de una evolución tectónica que consta de diversas etapas a lo largo del tiempo geológico (Díaz, 2014).

3.6.2 Principales facies sedimentarias en cuencas tipo aulacógeno

Vera (1994) señala que se denominan "aulacógenos a los surcos subsidentes profundos con sustrato de corteza continental adelgazada, limitados por fallas normales y que se relacionan en uno de sus extremos con una margen continental o con una cadena plegada", en donde "su génesis responde a las fases iniciales del ciclo de Wilson, pero deteniéndose en la etapa inicial del *rift* intracontinental, razón por la que también se les llama *'rifts abortados'*". Al respecto, Arche (1992) destaca que "la tectónica de placas ha permitido interpretar los aulacógenos como brazos fallidos que no desarrollan dorsales oceánicas en uniones triples de rifts, dos de los cuales evolucionan posteriormente a una cuenca oceánica" cuando ocurre un incremento significativo del nivel del mar.

Boggs (2009) menciona que es en esos "canales largos y estrechos que conforman los brazos del aulacógeno, y que se extienden hacia los cratones continentales en un ángulo alto desde los cinturones plegados, en donde se lleva a cabo

la deposición de gruesas secuencias de sedimentos durante largos periodos de tiempo. Estos depósitos pueden incluir sedimentos no marinos (abanicos aluviales), de plataforma marina y facies de aguas profundas como las turbiditas". Respecto a su relleno sedimentario, Vera (1994) menciona que "es semejante al de los bordes de los cratones (y plataformas) pero difieren en dos rasgos principales: el primero es que los materiales depositados tienen mayores espesores y el segundo, es que estos materiales están deformados, mientras que en las cuencas de los bordes de cratones quedan horizontales o subhorizontales".

La historia evolutiva de los aulacógenos, así como de las facies de sedimentación dependerán de la fase de desarrollo en que se encuentre (Hoffman *et al.*, 1974, Milanovski, 1981): Graben, Subsidencia o Compresión.

Los primeros materiales en depositarse durante la fase de graben o fase incipiente (inicial), son rocas volcanoclásticas, y si se tiene la intrusión del manto, se tendrá la presencia de rocas volcánicas. Conforme se incrementa la subsidencia, los altos topográficos ubicados en los sectores laterales incrementan el nivel de erosión favoreciendo la acumulación de sedimentos que al litificarse forman areniscas y conglomerados arcósicos; estas litologías se encuentran distribuidas dentro del aulacógeno como producto de los sistemas fluviales entrelazados. Una vez que el aulacógeno es cubierto por las aguas oceánicas (transgresión), pueden depositarse facies siliciclásticas de granulometría fina, seguidas de dolomías arcillosas y estromatolíticas, de profundidades someras, alcanzando espesores de hasta 2,500 m. (Arche, 1992).

Arche (1992) menciona que, durante la fase de subsidencia tectónica, "la sedimentación es marina, variando desde plataformas carbonatadas someras muy extensa a turbiditas en el centro de la cuenca. En el extremo distal se pueden formar deltas de gran tamaño (Figura 3.2), en donde el espesor de los materiales acumulados es de más de 5 km", observándose la presencia de episodios costeros y fluviales (Vera, 1994).

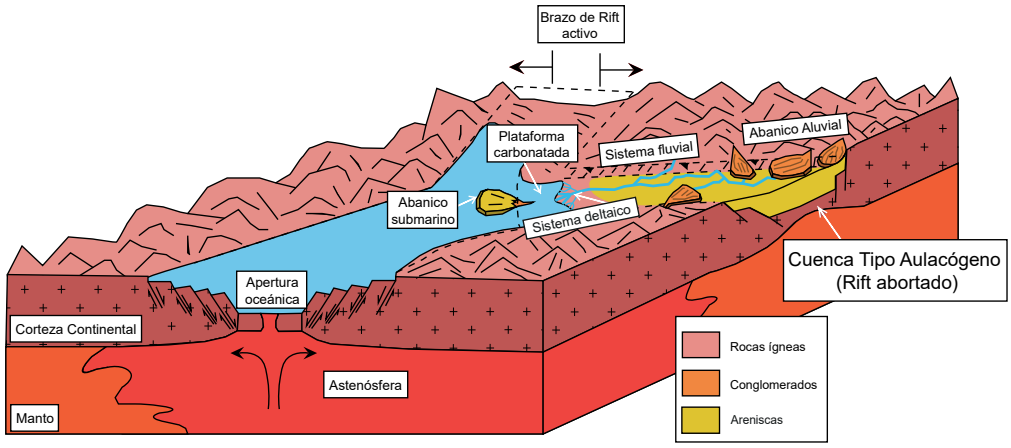


Figura 3.2. Cuenca tipo aulacógeno. donde se ilustran algunos de los principales ambientes de depósito que pueden desarrollarse: abanicos aluviales, sistemas fluviales, ambiente deltaico, plataforma carbonatada y abanicos submarinos.

Finalmente, durante la fase de *compresión* o de inversión tectónica, la estructura y tipo de sedimentación cambia radicalmente, ya que cesa la subsidencia al presentar la cuenca una ligera compresión producto del plegamiento; pasando de la presencia de fallas normales a inversas; cambiando nuevamente a una sedimentación de tipo continental (Arche, 1992).

Milanovsky (1992) refiere que "los aulacógenos paleozoicos contienen gruesos espesores de evaporitas"; y que "la subsidencia de muchos aulacógenos estuvo acompañada por la extrusión de volúmenes considerables de rocas volcánicas, compuestas principalmente por basaltos alcalinos y el emplazamiento de cuerpos intrusivos asociados".

Una de las cuencas de México que ha sido clasificada como tipo aulacógeno por autores como Charleston (1973) y Alfonso (1978) es la de Sabinas, señalando que se trata de un *rift* abortado o aulacógeno (Flores, 1981), lo cual es apoyado por Dickinson y Yarborough (1979), quienes mencionan que de lo observado en perfiles sísmicos transversales a la cuenca, podría afirmarse que ésta se originó por rifting, posiblemente como parte de un aulacógeno, asociado con la apertura del Golfo de México, en donde las principales facies de depósito están representadas por carbonatos, evaporitas y rocas siliciclásticas costeras depositadas sobre plataformas extensas en un margen pasivo (Eguiluz, 2001).

3.6.3 Principales facies sedimentarias en cuencas antepaís (Foreland)

"Las cuencas de antepaís son sistemas de depósito alargadas, formadas en la corteza continental, como hundimientos alabeados asociados con el engrosamiento, contracción y deformación de cinturones plegados y cabalgados (CPC) y el cratón adyacente" (Price, 1973; Dickinson, 1974; DeCelles y Giles, 1996; DeCelles, 2012; en Ocampo *et al.,* 2016), las cuales de acuerdo a Dickinson (1974) pueden ser divididas como: a) Cuencas periféricas, situadas en el arco externo de un orógeno durante la colisión continente-continente, y b) Cuencas de retroarco, situadas tras un arco magmático y ligadas a la subducción de litósfera oceánica (placa oceánica-placa continental).

Arche (1992) señala que "el relleno de las cuencas antepaís es muy complejo, con rápidos cambios de facies transversales y longitudinales provocados por las diferentes fases de actividad tectónica que dificultan las correlaciones", en donde predomina "la sedimentación continental clástica, procedente principalmente de la cadena en plegamiento y transportada por ríos subsecuentes que la cortan, formando enormes abanicos aluviales al alcanzar la cuenca".

"Cuando existe comunicación con el mar se establece una clara polaridad: en un extremo de la cuenca hay sedimentación continental y deltaica, mientras que en el otro hay sedimentación turbidítica, con un talud que las separa y que migra con el tiempo. En las fases finales de relleno se pueden formar potentes evaporitas al aislarse temporalmente áreas con sedimentación marina que se desecan por completo, acabando el relleno con facies continentales (abanicos aluviales, fluviales y lacustres) que suelen exhibir importantes discordancias progresivas" (Riba, 1976; Puigdefábregas *et al.*, 1986; Anadón *et al.*, 1986; en Arche, 1992).

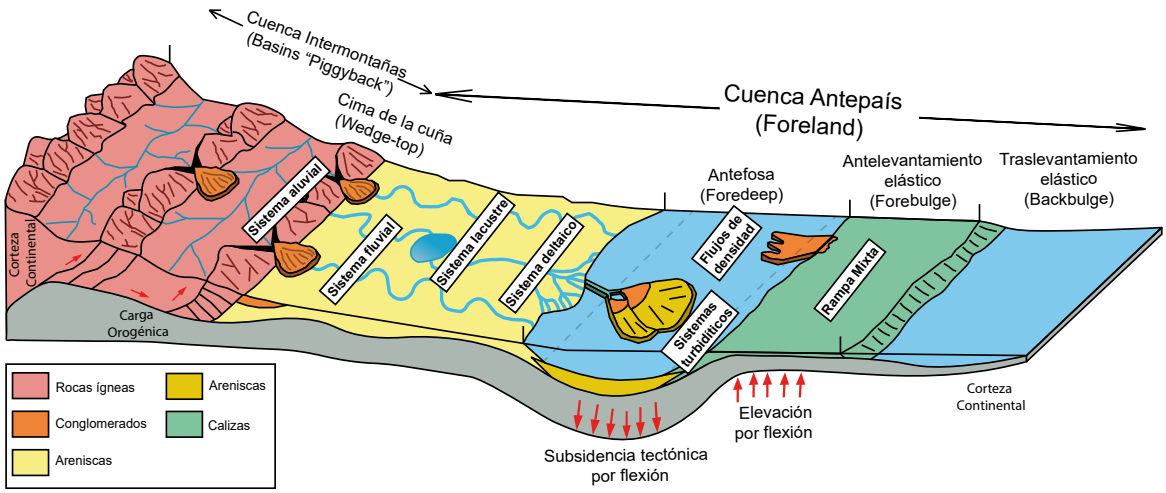
La evolución de la cuenca presenta variaciones como resultado de la forma irregular del margen continental sujeto a colisión, generando que la carga tectónica del cinturón plegado de empuje (fold-thrust belt) se emplace en diferentes momentos a lo largo del frente de la cuenca, generando diversos pulsos de hundimiento y suministro de sedimentos (Einsele, 2000).

Ocampo *et al.* (2016) afirman que "el modelo ideal de una cuenca antepaís fue propuesto por DeCelles y Giles (1996), el cual consiste en cuatro depozonas discretas, desarrolladas bajo condiciones locales de diferente cinemática y subsidencia (Allen y Allen, 2005), reconocidas como: cima de la cuña (wedge-top), antefosa (foredeep), antelevantamiento elástico (forebulge) y traslevantamiento elástico (backbulge)".

La evolución de cada depozona, en términos de asociaciones de facies, tasa de sedimentación, subsidencia, preservación potencial y profundidad, será diferente dependiendo de su ubicación con respecto al cinturón adyacente.

El lugar que ocupan las partículas que forman secuencias sedimentarias depende de su localización al momento del depósito, respecto a estas cuatro depozonas, más que a la última relación geométrica con el cinturón plegado de empuje, condicionando de esta forma los patrones de sedimentación (Figura 3.3). Las partículas tienden a conservar las características originales adquiridas en la depozona en que se forman, a menos que estas sean erosionadas de la cuña orogénica e incorporadas a un régimen deposicional activo.

Figura 3.3. Cuenca antepaís periférica (Foreland), donde se ilustran las cuatro depozonas generadas durante la deformación y subsidencia asociada a los cinturones orogénicos (cima de la cuña, antefosa, "antelevantamiento elástico" y "traslevantamiento elástico", así como los principales ambientes de depósito desarrollados (sistemas aluviales, fluviales y lacustres, sistemas deltaicos, rampas mixtas, sistemas turbidíticos y flujos de gravedad de alta densidad).



La descripción realizada a continuación de estas depozonas, se basa principalmente en el trabajo realizado por DeCelles y Giles (1996), quienes destacan que dentro de los principales ambientes de depósito que se desarrollan dentro de las cuencas antepaís asociados a los cinturones orogénicos, se encuentran: (1) los sistemas fluviales y lacustres (ambiente continental), (2) los sistemas deltaicos y rampas mixtas (ambiente marino marginal), y (3) los sistemas turbidíticos y flujos de gravedad de alta densidad (ambientes profundos); siendo común observar la superposición o traslape entre un sistema y otro.

En la cima de la cuña (wedge-top), los sedimentos se depositan sobre la parte superior frontal de la cuña orogénica, incluyendo las cuencas intermontanas ("piggyback" o "thrust top") que pueden estar aisladas o no de la parte principal del relleno de la cuenca (Einsele, 2000).

La acumulación de los sedimentos se da bajo la influencia del levantamiento (producto de la propagación) y la subsidencia flexural regional originada por la carga de la propia cuña y/o cargas subsuperficiales (DeCelles y Giles, 1996), mostrando un adelgazamiento hacia el interior (hinterland). Estos presentan una granulometría de arenas (gruesas a muy gruesas) y gravas, asociada a sistemas fluviales desarrollados en condiciones subaéreas, mientras que en un ambiente con condiciones subacuosas, están presentes los flujos en masa y sedimentos finos de plataforma.

Los sedimentos de la antefosa (foredeep) son depositados entre el frente estructural del cinturón de empuje y el flanco proximal del antelevantamiento elástico (forebulge). El tipo de sedimentación está caracterizado por una transición desde una sedimentación marina profunda (turbiditas de aguas profundas), a una sedimentación marina somera o continental.

El acomodo principal de los sedimentos es resultado de: a) la subsidencia flexural debido a la topografía, b) las variaciones en la carga de sedimento (espesor) que pueden producir una compleja geometría del relleno sedimentario y c) las características de la subducción (DeCelles y Giles, 1996).

La zona de antelevantamiento elástico (forebulge), al ubicarse entre la antefosa (foredeep) y la zona de traslevantamiento elástico (backbulge), puede presentar elevación por flexión, favoreciendo la erosión y la limitada acumulación de sedimentos, en donde el desarrollo de plataformas carbonatadas de espesor reducido puede ser común (DeCelles y Giles, 1996).

Los sedimentos de la zona de traslevantamiento elástico (backbulge), derivan del cinturón montañoso, aunque pueden ocurrir contribuciones desde el cratón y pueden desarrollarse plataformas carbonatadas en condiciones subaéreas. El acomodo de sedimentos, de mayor espesor con respecto a la zona de antelevantamiento elástico (forebulge), resulta principalmente de la agradación hacia un equilibrio del perfil de drenaje (en sistemas subaéreos) o nivel base (en sistemas de flujos) (DeCelles y Giles, 1996).

Busby e Ingersoll (1995), señalan que los ambientes deposicionales que predominan en las cuencas de antepaís de retroarco, son de carácter no marino y marino somero, en donde la progradación progresiva generada por el cinturón plegado ocasiona que grandes regiones de la cuenca eventualmente se incorporan al sistema de empuje, colocando depósitos costeros sobre secuencias marinas, y depósitos fluviales, a su vez, sobre las facies costeras.

La interacción y eficacia de la colisión-hundimiento tectónico, incide en la variación del nivel eustático, determinando si la cuenca será marina o no marina; además de que condiciona el desarrollo de los ambientes sedimentarios (continentales, transicionales o marinos). En una cuenca antepaís de retroarco la carga de empuje no es lo suficientemente significativa como para sumergir la corteza continental durante un bajo nivel del mar, generando un hundimiento deficiente, mientras que en una cuenca antepaís periférica, la inmersión tiende a ubicar a la corteza continental por debajo del nivel del mar.

Busby e Ingersoll (1995) destacan que otro factor que determina el carácter de las facies presentes es el nivel (insuficiente o excesivo) del relleno sedimentario, en donde una cuenca deficientemente llena tiende a presentar facies distales sobrepuestas progresivamente sobre las facies intermedias y proximales y, en donde estudios de procedencia y paleocorrientes, permiten establecer un

suministro de sedimentos desde la zona de antelevantamiento elástico (forebulge) hasta el cinturón de empuje. Por su parte, en una cuenca no marina deficientemente llena, la progradación implica el depósito de arenas de río y facies lacustres que varían a depósitos más gruesos conformados por gravas de facies fluviales y de abanico aluvial proximal.

Dos de las principales cuencas sedimentarias en México formadas bajo un régimen tectónico compresional, relacionadas a un margen tectónico de colisión océano-continente (cuencas foreland de retroarco), ubicadas al frente de dos cinturones orogénicos principales, que corresponden con la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Chiapas, son las Cuencas de Chicontepec y de Veracruz, las cuales son objetivos muy importantes para la exploración y explotación petrolera, ya que de los grandes espesores de las secuencias sedimentarias terrígenas que las rellenan, se han obtenido abundantes recursos petroleros (Loza, 2014).

3.6.4 Principales facies sedimentarias en cuencas asociadas a fallas laterales o de rumbo (Tipo *Pull-Apart*)

Arche (1992) menciona que "las fallas de rumbo son aquellas que poseen un movimiento horizontal (pero son muy raras las que sólo tienen movimiento paralelo al plano de falla). Si son importantes y rompen la litosfera completamente se denominan laterales regionales (De Sitter, 1964) o transcurrentes (Norris *et al.*, 1978) y, si comienzan y acaban en zonas de subducción o en dorsales oceánicas se denominan transformantes (Wilson, 1965).

Por su parte, Loza (2014) destaca que "las cuencas relacionadas a fallas de rumbo pueden ser clasificadas en tipos de miembros extremos, aunque la mayoría de las cuencas son híbridas. Las cuencas transtensionales (incluyendo las *pull-apart*), se forman cerca de las curvas de liberación, y las cuencas transpresionales se forman en curvas de restricción (Crowell, 1974). Las cuencas asociadas a rotaciones de corteza alrededor de ejes verticales dentro de bloques rotacionales ("transrotacional"; Ingersoll, 1988) pueden experimentar cualquier combinación de extensión, compresión y dirección (Ingersoll y Busby, 1995).

Las cuencas transtensionales se forman en uniones de fallas izquierdas con escalonamientos izquierdos y también, en uniones de fallas derechas con escalonamientos derechos (Crowell, 1974; Reading, 1980; Christie-Blick y Biddle, 1985; Nilsen y Sylvester, 1995). Debido a este escalonamiento y a la geometría que caracteriza a estas cuencas, la extensión de las unidades depositadas en su interior es irregular, siendo ésta más reducida en las secuencias más antiguas, respecto a las más jóvenes.

Respecto a la sedimentación, Vera (1994) menciona que "las cuencas *pull-apart* se originan como consecuencia de que entre dos fallas más o menos paralelas, que presentan un cierto enfrentamiento, se individualicen áreas en las que por efecto de una curvatura o un escalón de la traza principal de la falla transcurrente se produce un hueco, que tiende a rellenarse por sedimentos rápidamente", en donde "el espesor máximo de sedimentos está en relación con el tamaño de la misma, siendo de unos 3 km por cada 30-35 km de anchura", aunque "en muchas cuencas pueden alcanzarse espesores de 9-10 km para intervalos de tiempo relativamente cortos (10 Ma)". Al respecto, Arche (1992) resalta que "se pueden formar cuencas sedimentarias con rellenos muy potentes tanto en los segmentos extensionales como en los compresivos".

Durante el desarrollo de una cuenca *pull-apart*, al presentarse un estiramiento de la corteza continental, pueden presentarse rocas volcánicas en el centro de esta (Crowell, 1974), que incluye magmas silícicos e intermedios (Einsele (2000).

En cuanto al desarrollo de ambientes sedimentarios, si el proceso ocurre en un área continental, es habitual que primero se forme un ambiente lacustre, seguido de abanicos aluviales que descienden de los bloques periféricos hacia zonas más bajas; y si el movimiento continúa, pueden formarse redes fluviales longitudinales (Arche, 1992), como se observa en la figura 3.4.

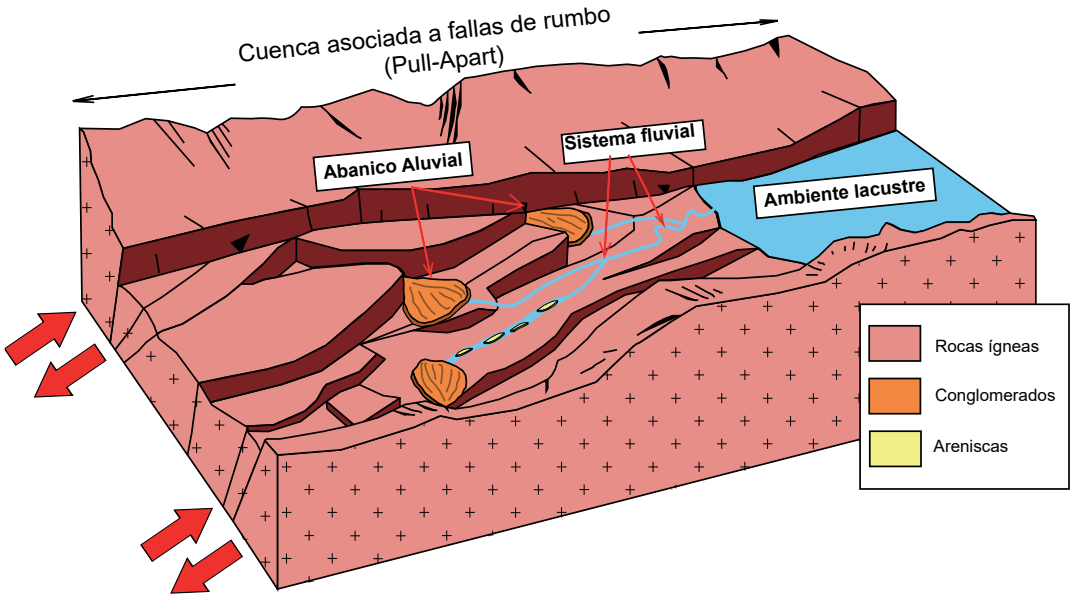


Figura 3.4. Cuenca transtensional derecha (***pull-apart***), donde se ilustran algunos de los principales ambientes de depósito que pueden desarrollarse: sistema lacustre, sistemas fluviales y aluviales.

Einsele (2000) destaca que la asociación de ambientes fluviales y lacustres "puede crear cuencas con rellenos cíclicos cuando existe un equilibrio entre el suministro de sedimentos y la subsidencia de la cuenca. Los pulsos tectónicos moderados (por ejemplo, episodios de deslizamientos y subsidencia) o el cambio climático de húmedo a semiárido pueden cambiar repetidamente el sistema deposicional de facies lacustre a facies de llanura trenzada y viceversa".

Ingersoll y Busby (1995) señalan que "el relleno sedimentario de las cuencas asociadas a fallas de rumbo puede ser extraordinariamente variable y complejo, dependiendo si la cuenca es submarina, sublacustre, subaérea, o una combinación de éstas, con variaciones a través del tiempo y el espacio", por lo que son comunes los cambios abruptos de facies.

De ahí que, de acuerdo con Nilsen y McLaughlin (1985), existen algunas cuencas caracterizadas por diversas facies de depósito que incluyen deslizamientos de talud, abanicos aluviales, redes fluviales meándricas y entrelazadas, abanicos deltaicos, depósitos costeros someros, lacustres profundos, turbiditas, así como la presencia de precipitados químicos y calizas algáceas.

En el margen de cuenca los depósitos se caracterizan por la presencia de pequeños abanicos aluviales, dominados por flujos de escombros, que presentan brechas sedimentarias gruesas y conglomerados formados a lo largo de las zonas activas del desplazamiento principal. En los márgenes de menor actividad (o inactivos) los abanicos aluviales son de mayores dimensiones, permitiendo el desarrollo de flujos y depósitos fluviales, con conglomerados integrados por gránulos y una menor presencia de brechas (Nilsen y McLaughlin, 1985).

Vera (1994) señala que el depósito en las cuencas oceánicas es dominado por materiales pelágicos con facies muy uniformes en regiones amplias, presentando laminación o cuerpos tabulares, los cuales se acuñan al borde de la dorsal.

El Golfo de California es un sistema de *rift* activo con deformación transtensional entre un movimiento de límites de placa divergente y transformante con orientación NW-SE de aproximadamente 1500 km de longitud y 200 km de ancho; el sistema se encuentra definido por un arreglo de fallas transformantes laterales derechas que conectan una serie de cuencas tipo *pull-apart* desarrolladas del Mioceno Medio-Tardío (Julià-Miralles *et al.*, 2024) al Reciente. Arche (1992) menciona que "las cuencas de extensión actúan como trampas de sedimentos, y así, en el borde norte, potentes acumulaciones de materiales continentales depositados por el Río Colorado, que, tras rellenar la depresión de Salton con más de 5 km de sedimentos, vierte ahora al mar formando un delta importante".

Otra cuenca tipo *pull-apart* en México, es la Cuenca de Chihuahua, la cual de acuerdo con Haenggi (2002) presenta un movimiento lateral derecho, que empezó a formarse durante el Oxfordiano, asociada con la rotación relativa de la placa de Norteamérica en sentido antihorario. Se documenta que durante el Tithoniano y Neocomiano, la tasa de sedimentación eventualmente superó a la de subsidencia tectónica y, al iniciarse un evento regresivo se favoreció el depósito de evaporitas en su porción oriental; siendo durante el Albiano medio, que los mares avanzaron sobre áreas previamente emergentes, depositándose carbonatos de agua somera, situación que prevaleció con interrupciones menores hasta el Cenomaniano temprano.

3.7 Conclusiones

En las cuencas extensionales tipo Rift debido a su diversidad de estilos estructurales, es difícil establecer facies específicas, sin embargo, se ha identificado una sucesión de (1) depósitos fluviales, (2) depósitos lacustres con tendencia a convertirse en condiciones de playa y, (3) el retorno a depósitos fluviales (Einsele, 2000). En la primera etapa, suele producirse un exceso de sedimentos clásticos fluviales. Conforme los márgenes continentales continúan su evolución, estos tienden a recibir una menor cantidad de material terrígeno, favorecido el desarrollo de ambientes marinos someros que evolucionan a cada vez más profundos.

En las cuencas tipo Aulacógenos, Vera (1994) menciona que su relleno sedimentario "es semejante al de los bordes de los cratones, pero difieren en dos rasgos principales: el primero es que los materiales depositados tienen mayores espesores y el segundo, que estos materiales están deformados. Las facies de sedimentación presentes, dependerá de la fase de desarrollo en que se encuentre (Hoffman *et al.*, 1974, Milanovski, 1981): Graben, Subsidencia o Compresión.
En las cuencas tipo Foreland Arche (1992) señala que el relleno de las cuencas es complejo, con rápidos cambios de facies transversales y longitudinales provocados por las diferentes fases de actividad tectónica que dificultan las correlaciones, en donde predomina la sedimentación continental clástica.

Finalmente, en las cuencas tipo Pull-Apart, el relleno sedimentario puede ser extremadamente variable y complejo, dependiendo si la cuenca es submarina, sublacustre, subaérea, o una combinación de éstas. De acuerdo con Nilsen y McLaughlin (1985), existen algunas cuencas caracterizadas por diversas facies de depósito que incluyen deslizamientos de talud, abanicos aluviales, redes fluviales meándricas y entrelazadas, abanicos deltaicos, depósitos costeros someros, lacustres profundos, turbiditas.

3.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. Es el conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas que determinan las características particulares de un sedimento o roca sedimentaria; se caracteriza por su distribución geográfica, su geometría y asociación de facies.

   a) Ambiente sedimentario
   b) Facies
   c) Sedimentología
   d) Modelo de facies

2. Es el conjunto de caracteres litológicos y paleontológicos de una roca sedimentaria, que nos permite diferenciar los cuerpos de roca aledaños lateral o verticalmente.

   a) Modelo de facies
   b) Facies
   c) Modelo de facies
   d) Facies sísmica

3. Es el grupo de facies genéticamente relacionadas unas a otras, y que tienen algún significado ambiental.

   a) Modelo de facies
   b) Facies
   c) Facies sísmica
   d) Asociación de facies

4. Es una idealización tridimensional del espacio ocupado por un sistema sedimentario, en el que se intenta reconstruir las condiciones físicas, químicas y biológicas, así como su evolución temporal.

   a) Facies
   b) Facies sísmica
   c) Asociación de facies
   d) Modelo de facies

5. ¿Qué tipo de cuenca se produce cuando hay rompimiento de la roca al expandirse la corteza terrestre?

   a) Pull-Apart
   b) Rift
   c) Aulacógeno
   d) Foreland

6. ¿Qué tipo de fallas se asocian principalmente a las cuencas tipo Rift?

   a) Normales
   b) Inversas
   c) Laterales
   d) Rumbo

7. Factores que influyen en las características de los sedimentos durante las etapas iniciales de la apertura (sin-rift) de la cuenca.

   a) Distancia de la roca fuente
   b) Topografía y tasa de subsidencia
   c) Biota y clima
   d) Todos los anteriores

8. Es un ejemplo de cuenca tipo Rift.

   a) Cuenca de Veracruz (Paleógeno-Neógeno)
   b) Cuenca de Parras (Paleógeno)
   c) Cuenca del Golfo de México (Triásico-Jurásico)
   d) Cuenca de Chihuahua (Paleozoico)

9. Tipo de cuenca caracterizada por una serie de surcos subsidentes profundos con sustrato de corteza continental adelgazada debido a extensión, limitados por fallas normales, que se relacionan con un margen continental o con una cadena plegada.

a) Aulacógenos
b) Halógenos
c) Rift
d) Intraplaca

10. Los rifts abortados ¿qué tipo de cuenca son?

a) Cuenca Foreland
b) Cuenca Rift
c) Cuenca Aulacógena
d) Cuenca Pull-Apart

11. Corresponde a las fases de desarrollo presentes en la historia evolutiva de una cuenca tipo aulacógeno.

a) Distención, sedimentación y diagénesis
b) Corrimiento, compactación y litificación
c) Graben, subsidencia y compresión
d) Horts, distención y compresión

12. Ejemplo de una cuenca tipo aulacógeno

a) Cuenca de Veracruz
b) Cuenca de Sabinas
c) Cuenca de Chihuahua
d) Cuenca del Golfo de México

13. Son cuencas que pueden ser divididas en periféricas, situadas en el arco externo de un orógeno durante la colisión continente-continente, y de retroarco, situadas tras un arco magmático y ligadas a la subducción de litósfera oceánica.

a) Cuenca Foreland
b) Cuenca Rift
c) Cuenca Aulacógena
d) Cuenca Pull-Apart

14. Corresponde a la depozona, dentro de las cuencas de antepaís, en donde los sedimentos se depositan sobre la parte superior frontal de la cuña orogénica.

a) Traslevantamiento elástico (backbulge)
b) Antefosa (foredeep)
c) Antelevantamiento elástico (forebulge)
d) Cima de la cuña (wedge-top)

15. Es un ejemplo de una cuenca tipo Foreland.

a) Cuenca de Veracruz
b) Cuenca de Sabinas
c) Cuenca de Chihuahua
d) Cuenca del Golfo de México

16. ¿Con qué otro nombre se le conocen a las Cuencas Foreland?

a) Transtensionales
b) Extensionales
c) Intracontinental
d) Antepaís

17. Tipo de fallas que se relacionan a las cuencas tipo Pull-Apart

a) Normales
b) Cabalgaduras
c) Transformantes
d) Ninguna de las anteriores

18. ¿Las cuencas transtensionales donde se forman en fallas laterales?

a) Curvas de liberación
b) Curvas de restricción
c) Curvas híbridas
d) Curvas rotacionales

19. ¿Las cuencas transpresionales donde se forman en fallas laterales?

a) Curvas de liberación
b) Curvas de restricción
c) Curvas híbridas
d) Curvas rotacionales

20. Es un ejemplo de cuenca tipo *pull-apart*.

a) Cuenca de Veracruz
b) Cuenca de Sabinas
c) Cuenca de Chihuahua
d) Cuenca del Golfo de México

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	a)	11.	c)	16.	d)
2.	b)	7.	d)	12.	b)	17.	c)
3.	d)	8.	c)	13.	a)	18.	a)
4.	d)	9.	a)	14.	d)	19.	b)
5.	b)	10.	c)	15.	a)	20.	c)

3.9 Bibliografía

Alfonso, Z. J. (1978). Geología regional del sistema sedimentario Cupido. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 30, 1-55.

Allen, J. R. L. (1983). Studies in fluviatile sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. devonian), welsh borders. Sedimentary Geology, 33 (4), 237-293.

Allen, P. A. y Allen, J. R. (2005). Basin analysis: Principles & Applications. Blackwell Scientific Publications, Oxford, United Kingdom, 549p.

Allen, P. A. y Allen, J. R. (2013). Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. Wiley-Blackwell Scientific Publications, Third edition, Oxford, United Kingdom, 633p.

Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M., Riba, O. (1986). Syntetocnic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, Eastern Ebro Basin margins (NE Spain). *Spec Publs int. Ass. Sediment*, 8, 259-271.

Arche, A. M. (1992). Sedimentología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Colección nuevas tendencias, 2, 528.

Bally, A. W. y Snelson, S. (1980). Realms of subsidence. In: Facts and principles of world petroleum occurrence (A. D. Miall, Ed). *Canadian Petroleum Geology*, Meta, 6, 9-75.

Boggs, Sam Jr. (2009). Petrology of sedimentary rocks. 2nd Edition. Cambridge University Press, 607p.

Bouma, A. H. (1964). Ancient and recent turbidites. *Geologie en Mijnbouw* 43, 375-379.

Bull, W. B. (1964). Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County. California. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 352, 79-129.

Busby, C. J., and Ingersoll, R. V. 1995. Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science Publications, 579p.

Charleston, S. (1973). *Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila Series,* Coahuila, Mexico. [Ph. D. dissertation, University of Michigan, Ann Arbor].

Christie-Blick, N., and Biddle, K.T. (1985). Deformation and basin formation along strike-slip faults. Society of Economic *Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 37, 1–34.

Collinson, J. D. (1969). The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology,* 39, 194-221.

Crowell, J.C. (1974). Origin of late Cenozoic basins in southern California. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 22, 190-204.

DeCelles, P. G. and Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research,* 8, 105-123.

De Sitter, L. U. (1964). Structural Geology. McGraw-Hill, 551p.

Díaz, F. Y. (2014). *Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias asociadas a rift, con ejemplos representativos.* [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Dickinson, W. R. (1974). Plate tectonics and sedimentation. In Tectonics and Sedimentation (W. R. Dickinson, Ed.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications,* 22, 1-27.

Dickinson, R. W. and Yarborough, H. (1979). Plate tectonics and hydrocarbon accumulation: eds. AAPG Continuing Education Course Note Series 1, 62.

Einsele, G. (2000). Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Springer-Verlag, Berlin, 628p.

Eguiluz de Antuñano, S. (2001). Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico. En Bartolini, C., Buffler, R. T. y Cantú Chapa, A. (Eds), *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems* (75, 241-270). AAPG Memoir.

Flores, L. R. (1981). Análisis tectónico estructural del Golfo de Sabinas a partir de datos de subsuelo, superficie y estructural: Instituto Mexicano del Petróleo, proyecto C 1079, internal report.

Gressly Amanz (1838). Observations géologiques sur le Jura soleurois. Nouveaux mémoires de la Société Helvetique des Sciences Naturelles. Neuchatel, 2, 349.

Haenggi, W. T. (2002). Tectonic history of the Chihuahua Trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 55, 38–94.

Hoffman, P. F., Dewey, J. F., & Burke, K. C. (1974). Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a Proterozoic example from Great Slave Lake Canada. En R. H. Dott and Jr. R. H. Shaver (eds.). Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Published by Society for Sedimentary Geology,* 19, 38-55.

Hutchinson, G. E. (1957). A treatise on limnology. Geography and physics of lakes (edited by Wiley) Hew-York, 1 (1), 540.

Ingersoll, R.V. (1988). Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1704-1719.

Ingersoll, R. V., and Busby, C. J. (1995). Tectonics of sedimentary basins. En Busby, C.J., Y Ingersoll, R.V., eds., Tectonics of sedimentary basins. Oxford, Blackwell Science, 1–51.

Julià-Miralles, M., Yarbuh, I. Spelz, R. M., Negrete-Aranda, R., Contreras., J., Fletcher, J. M. González-Fernández, A., Zierenberg, R., Caress, D. W. (2024). Strain localization instabilities and the genesis of multiple axes of seafloor spreading in the Carmen basin, southern Gulf of California. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 113, 1265–1283.

Kingston, D. R., Dishroon, C.P. y Williams, P. A. (1983). Global Basin Classification System. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 67, 2175-2193.

Klein, G. de V. (1987). Current aspects of basin analysis. Sedimentary Geology, 50,95-118.

Le Fournier, J., Chorowicz, J., Thouin, C., Baltzer, F., Chenet, P.Y., Henriet, J.P., Masson, D., Mondeguer, A., Rosendahl, B. R., Spy-Anderson, F. L and Tiercelin, J. J. (1985). Le bassin du lac Tanganyika: evolution tectonique et sedimentaire. C. R. Acad. Sci. Paris 301, II 1053-1058.

Loza, E. R. (2014). *Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias foreland, con ejemplos representativos.* [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Martins-Neto, M.A., and Catuneanu, O. (2010). Rift sequence stratigraphy. Marine and Petroleum Geology, 27, 247-253.

Miall, A. D. (1984). Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer-Verlag, New York (1 edition), 644p.

Milanovski, E. E. (1981). Aulacogens of ancient platforms problems of their origin and tectonic development. Tectonophysics, 73, 213-248.

Milanovsky, E. E. (1992). Aulacogens and aulacogeosynclines: regularities in setting and evolution. Tectonophysics, 215 (1–2), 55-68.

Mitchell, A. H. G. y Reading, H. G. (1986). Sedimentation and Tectonics. In Sedimentary Environments and Facies (H. G. Reading, Ed.), 2nd edition, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 471-519.

Nichols, G. (2009). Sedimentology and Stratigraphy (2nd ed.). Wiley-Blackwell, Oxford UK, 419p.

Nielsen, T. H. and McLaughlin, R. J. (1985). Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins of California. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 37, 79-103.

Nilsen, T. H., and Sylvester, A.G. (1995). Strike-slip basins. En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., Tectonics of sedimentary basins. Oxford, Blackwell Science, 425–457.

Norris, R. J., Carter, R. M. y Trumbull, I. M. (1978). Cainzonic sedimentation in basin adjacent to a major continental transform boundary in Southern New Zealand. J. Geol. Soc. London, 135, 191-205.

Ocampo-Díaz Y. Z. E., Pinzon-Sotelo, M. P, Chávez-Cabello, G., Ramírez-Díaz, A., Martínez-Paco, M., Velasco-Tapia, F., Guerrero-Suastegui, M., y Barboza Gudiño, J. R. (2016). Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norteamérica durante el Cretácico Tardío. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33 (1), 3-33.

Price, R. A., 1973. Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies, en DeJong, K., Scholten, R.A., (eds.), Gravity and Tectonics: New York, Wiley, 491-502.

Puigdefábregas, C., Muñoz, J.A. and Marzo, M. (1986). Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. Int. Assoc. Sedimental. Spec., 8, 229-246.

Reading, H.G. (1980). Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 4, 7-26.

Reineck H. E. and Singh I. B. (1980). Depositional Sedimentary Environments: with Reference to Terrigenous Clastics. Second edition. Springer-Verlag, Berlin, 551p.

Riba, O. (1976). Syntectonic unconformities of the Alto Cardener. Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. Sediment. Geol., 15, 213-233.

Ronov, A. B., Holser, T. W. and Levinson A. A. (1983). Earth's Sedimentary Shell. *American Geological Institute,* Reprint Series 5, 80.

Stow, D. A. V., Howell, D. G. and Nelson, C. H. (1984). Sedimentary, tectonic and sea-level controls on submarine fan and slope-apron turbidite systems. *Geo-Marine Letters, Springer-Verlag New York Inc.,* 3, 57-64.

Tiercelin, J. J. (1990). Rift-basin sedimentation: responses to climate, tectonism and volcanism. Examples of the East African Rift. *Journal of African Earth Sciences,* 10, 283-305.

Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin,* 25, 655–744.

Vera, T. J. A. (1994). Estratigrafía. Principios y Métodos. Ed. Rueda. Madrid, 806.

Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology,* 30, 377–394.

Wilson, J. T. (1965). A new class of faults and their bearing in continental drift. Nature, 207, 343-347.

Zhiqiang, F., Dengliang, G., Stephan A. G., Gaokui, W., and Taizhong, D. (2023). Classification of sedimentary basins. Society of Exploration Geophysicists and the American Association of Petroleum Geologists. *Third International Meeting for Applied Geoscience & Energy Expanded,* 1663-1667.

4 Los Terrenos Tectonoestratigráficos de México y su importancia como basamento de las cuencas sedimentarias

Javier Arellano Gil, Leticia Sánchez Guillén, Juan Manuel Cruz Gazpar y Noé Santillán Piña

Sumario

4.1. Resumen
4.2. Abstract
4.3. Introducción
4.4. Las provincias en geociencias
4.4.1. Las Provincias Fisiográficas
4.4.2. Las Provincias Biogeográficas
4.4.3. Las Provincias Geológicas
4.4.4. Las Provincias Tectónicas
4.4.5 Las Provincias de Terrenos Tectonoestratigráficos
4.5. Los Terrenos Tectonoestratigráficos de México
4.5.1. Terrenos tectonoestratigráficos del noroeste
4.5.1.1. Terreno Alisitos
4.5.1.2. Terreno Vizcaíno
4.5.1.3. Terreno Caborca
4.5.1.4. Terreno Cortes
4.5.1.5. Terreno Chihuahua
4.5.2. Terrenos tectonoestratigráficos del noreste
4.5.2.1. Terreno Coahuila
4.5.2.2. Terreno Oaxaquia
4.5.3. Terrenos tectonoestratigráficos del centro
4.5.3.1. Terreno Guerrero Compuesto
4.5.3.2. Terreno Central
4.5.3.3. Terreno Parral
4.5.4. Terrenos tectonoestratigráficos del sur
4.5.4.1. Terreno Mixteco
4.5.4.2. Terreno Chatino
4.5.4.3. Terreno Maya
4.6. Conclusiones
4.7. Autoevaluación
4.8. Bibliografía

4.1 Resumen

En el territorio de México se tienen 13 terrenos tectonoestratigráficos que son segmentos de la corteza terrestre, los cuales se caracterizan por tener un basamento de rocas cristalinas (metamórficas o ígneas) resultado de procesos tectónicos principalmente de acreción, sus límites son fallas laterales regionales, por lo que, en general son bloques alóctonos. Sus basamentos se componen de rocas metamórficas e intrusivas del Precámbrico y del Paleozoico principalmente, su cubierta es sedimentaria y/o ígnea, comprende edades del Paleozoico al Cuaternario. La cubierta sedimentaria ha experimentado diferentes fases de deformación dependiendo de su ubicación paleogeográfica y tectónica, resaltando los siguientes eventos: la integración de Pangea en el Paleozoico, la disgregación de Pangea en el Triásico-Jurásico medio, la Orogenia Laramídica que formó el Orógeno Mexicano durante el Cretácico tardío-Cenozoico temprano, la Orogenia Chiapaneca que formó el Orógeno de Chiapas del Paleoceno al Mioceno y otros eventos geológicos regionales y locales que propiciaron la formación de fallas inversas, normales y laterales.

Las secuencias sedimentarias de México se formaron en diferentes ambientes sedimentarios, de diferentes facies y variado contenido paleontológico propio de la paleogeografía, paleoclima y tectónica, entre otras. Cada secuencia es propia de una cuenca sedimentaria que se desarrolló sobre uno o más terrenos tectonoestratigráficos, por lo que conforman el basamento y son las fuentes de sedimentos de la o las secuencias sedimentarias basales.

4.2 Abstract

In the territory of Mexico there are 13 tectonostratigraphic terranes that are segments of the Earth's crust, which are characterized by having a basement of crystalline rocks (metamorphic or igneous) resulting from tectonic processes mainly of accretion, their limits are regional lateral faults so, in general, they are allochthonous blocks. Its basements are composed of metamorphic and intrusive rocks from the Precambrian and Paleozoic, its cover is sedimentary and/or igneous and includes ages from the Paleozoic to the Quaternary. The

sedimentary cover has experienced different phases of deformation depending on its paleogeographic and tectonic location, highlighting the following events: the integration of Pangea in the Paleozoic, the disintegration of Pangea in the Triassic-Middle Jurassic, the Laramide Orogeny that formed the Mexican Orogen during the late Cretaceous-early Cenozoic, the Chiapaneca Orogeny that formed the Chiapas Orogen from the Paleocene to the Miocene and other regional and local geological events that led to the formation of reverse, normal and lateral faults.

The sedimentary sequences of Mexico were formed in different sedimentary environments, of different facies and varied paleontological content typical of paleogeography, paleoclimate and tectonics, among others. Each sequence is typical of a sedimentary basin that developed on one or more tectonostratigraphic terranes, which is why they make up the basement and are the sources of sediments of the basal sedimentary sequences.

4.3 Introducción

En el ámbito geológico, el concepto de Terreno tiene sus orígenes en la minería, tal como lo establece el diccionario de la Real Academia de la Lengua Española (2023): "Conjunto de sustancias minerales que tienen origen común, o cuya formación corresponde a una misma época". Los pioneros que utilizaron el concepto de Terreno (Terrane en inglés) fueron Jones *et al.* (1972), quienes proponen que la parte superior de Alaska es un fragmento continental alóctono. Posteriormente, Jones y colaboradores (1977), describen un prototipo del Terreno Wrangellia, como un fragmento de la corteza terrestre alóctona que se extiende desde la parte centro-sur de Alaska hasta la costa de la Columbia Británica en Canadá, caracterizándose porque su secuencia estratigráfica está delimitada por paleo bordes tectónicos (antiguos límites de placas).

Un terreno tectonoestratigráfico es una región de la corteza terrestre que se identifica por tener una secuencia estratigráfica distintiva (conjuntos petrotectónicos) formada en una zona paleogeográfica específica, presenta diferentes niveles de deformación y cuyos límites son tectónicos, principalmente fallas

laterales regionales. Los ejemplos más representativos son los cinturones orogénicos formados por la dinámica de las placas tectónicas a lo largo de la historia de la Tierra, en algunos casos se tienen terrenos que contienen rocas del Precámbrico y en otros del Paleozoico con una cubierta sedimentaria o ígnea del Mesozoico y/o del Cenozoico. Es una metodología geocientífica moderna, de gran relevancia, que combina elementos estratigráficos y tectónicos.

En la década de los setentas y ochentas del siglo pasado, varios geocientíficos adoptaron esta nueva metodología para explicar la estratigrafía de los cinturones orogénicos y sus límites, destacando los trabajos de Coney (1978); Coney *et al.* (1980); Coney (1981); Ben *et al.* (1981); Williams y Hatcher (1982); Campa y Coney (1983); Coney y Campa (1984); Longoria (1984), (1991), (1993); Blake *et al.* (1985); Castro (1985); Howell (1985a), (1985b), (1989); Howell *et al.* (1985); Kimbrough (1985); Sedlock *et al.* (1993); Keppie (2004); Moran *et al.* (2005), Centeno *et al.* (2008), Ortega *et al.* (2008) y Sánchez (2008).

En Ciencias de la Tierra el uso de diversas provincias ha permitido delimitar regiones del planeta con características distintivas, resultando de gran valor para comprender la historia de la Tierra, el origen-evolución de la biota y de utilidad para realizar trabajos de exploración-explotación de los recursos naturales del subsuelo.

La tectonoestratigrafía es una metodología científica, objetiva y moderna que conjuga componentes estratigráficos y tectónicos propios de una región en un lapso del tiempo geológico específico, tiene gran relevancia científica, de utilidad para estudiar el origen y evolución de las cuencas sedimentarias, la distribución y formas de vida antigua asociada a paleoclimas y, para aprovechar los recursos naturales que existen en el interior de la Tierra.

4.4 Las provincias en geociencias

En la superficie del territorio nacional se tienen grandes contrastes que permiten estudiarlo desde diferentes ángulos, por lo que se puede dividir principalmente en provincias fisiográficas, provincias biogeográficas, provincias geológicas,

provincias tectónicas y provincias de terrenos tectonoestratigráficos. De acuerdo con el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2003), la gran diversidad de formas que presenta el relieve de México hace que sea uno de los países del mundo con diversas características y variedades topográficas; además de tener diversos climas y un gran potencial en recursos naturales. La República Mexicana está conformada por aproximadamente 1,964,375 km^2 de superficie territorial y 3,149,290 km^2 de superficie marítima; la superficie territorial está integrada por la continental (1,964,375 km^2) y por la insular (5,127 km^2). La superficie de la zona marítima de jurisdicción nacional comprende la extensión del Océano Pacífico (2,320,380 km^2), la del Golfo de México y del Mar Caribe (829,540 km^2), (INEGI, 2003).

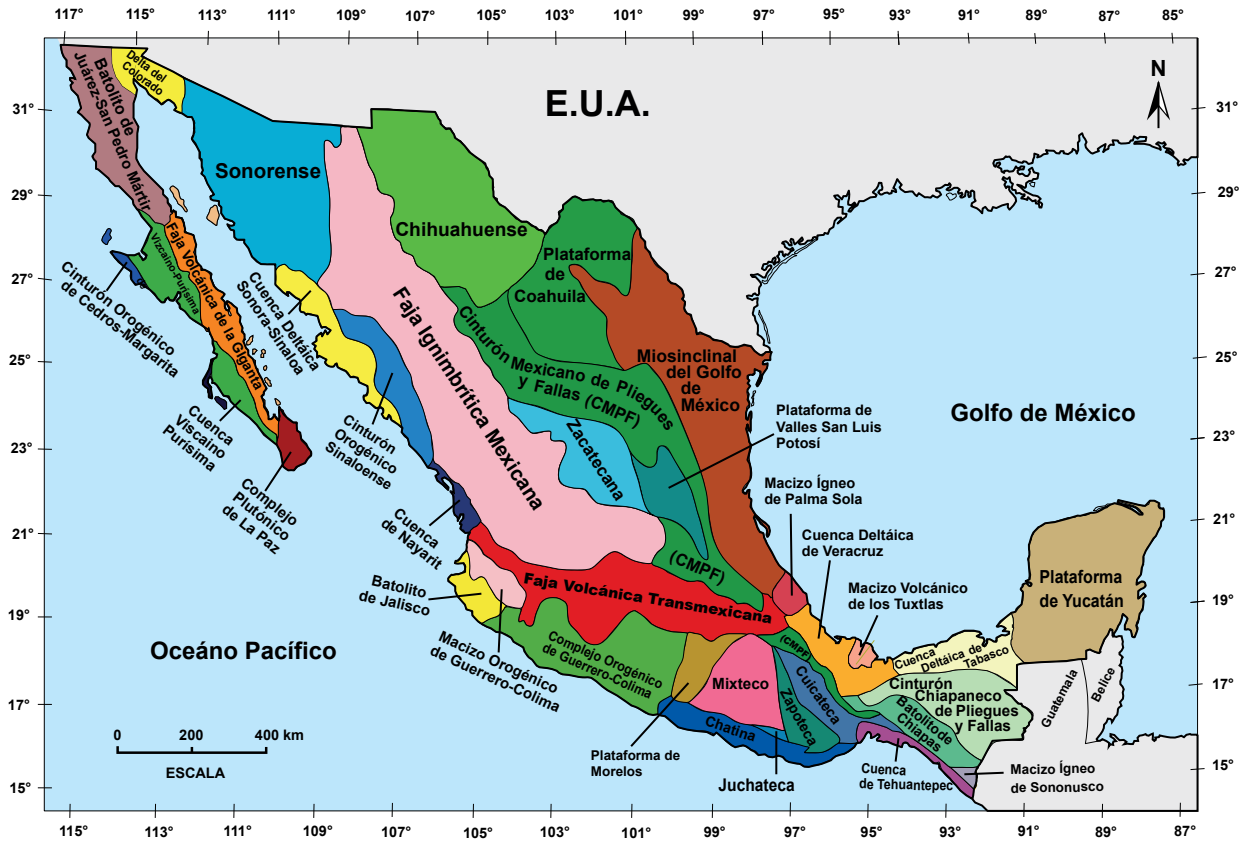
4.4.1 Las Provincias Fisiográficas dividen la superficie terrestre de manera sistemática considerando la disposición, distribución de las zonas continentales y marinas que se distinguen por una geomorfología específica relacionada con los tipos de roca que afloran, con las estructuras geológicas y el clima. En el territorio mexicano se tienen grandes contrastes de relieve e hidrografía, por lo que hay montañas, planicies, lomeríos, cañones, barrancas, etc. Estos contrastes han permitido dividirlo en 15 regiones fisiográficas, entre ellas: la Sierra Madre Oriental, la Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre del Sur, la Faja Volcánica Transmexicana, la Mesa del Centro, la Península de Yucatán, la Península de Baja California y diversas llanuras (INEGI, 2003).

4.4.2 Las Provincias Biogeográficas son zonas extensas de la superficie terrestre que presentan similitudes a nivel biológico, es decir, se relacionan con especies de organismos endémicos (plantas y animales), cuya existencia se debe principalmente al relieve, el clima y el tipo de sustrato (rocas o suelos). En el territorio nacional existen 14 provincias biogeográficas diferenciadas entre sí por la distribución, función y organización de la flora y fauna (Morrone, 2019), por lo que existe una gran diversidad específica y ecosistémica que sitúan a México como uno de los países con la mayor megadiversidad de la Tierra; estas provincias tienen una estrecha relación con las provincias fisiográficas y geológicas.

4.4.3 Las Provincias Geológicas son regiones de la Tierra que se distinguen por una historia geológica, por tener un particular registro estratigráfico (secuencias

estratigráficas), un estilo propio de deformación (estructuras geológicas) y características tectónicas particulares (relaciones entre placas tectónicas). En el territorio nacional han sido delimitadas 35 provincias geológicas (Ortega *et al.*, 1992), en las que existe una enorme variedad de rocas con edades del Precámbrico al Holoceno (Figura 4.1). Las secuencias cristalinas del Precámbrico y Paleozoico sirven de basamento de las rocas ígneas, sedimentarias y vulcanosedimentarias que se formaron del Paleozoico superior al Cuaternario. El mayor contenido paleontológico se presenta en las secuencias sedimentarias de ambientes marino, transicional y continental; de manera subordinada, también, existe registro paleontológico en secuencias vulcanosedimentarias.

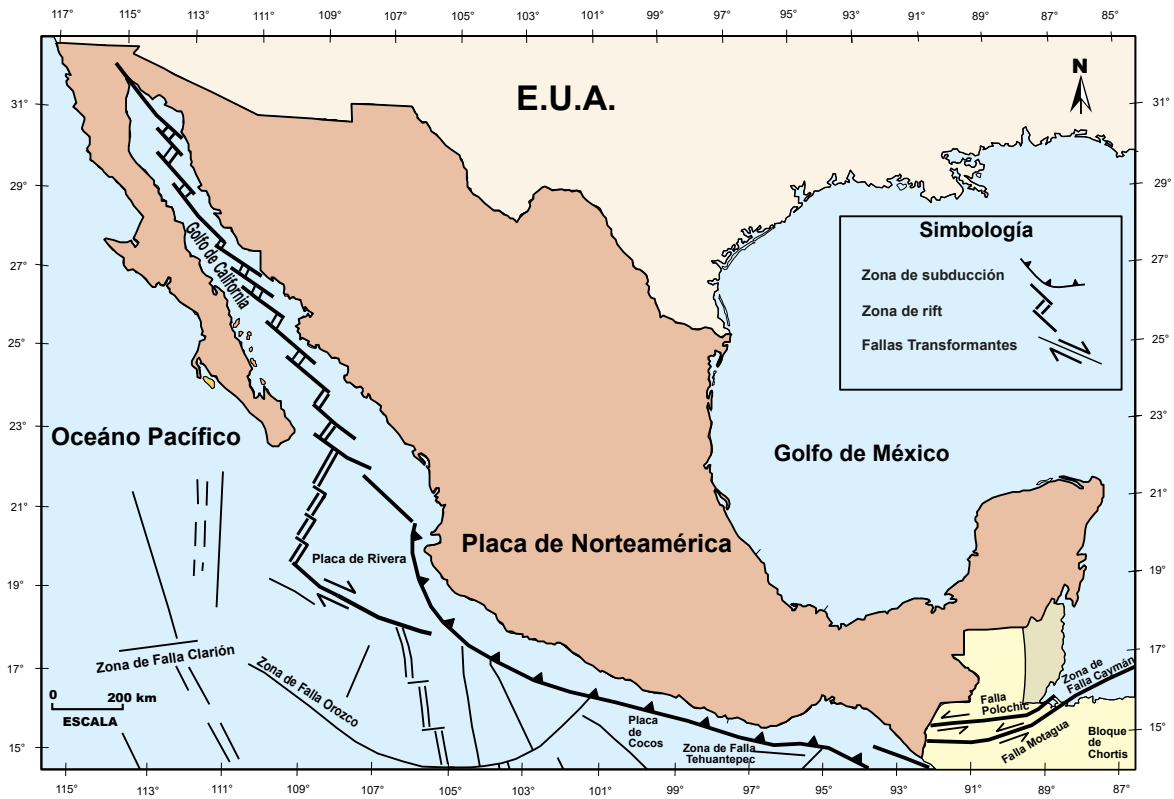
Figura 4.1. Provincias geológicas de México. Modificado de Texto explicativo de la quinta edición de la Carta geológica de la República Mexicana. Esc. 1:2,000,000 de Ortega *et al.*, 1992.



4.4.4 Las Provincias Tectónicas

Corresponden a placas delimitadas por uno o más tipos de límite (convergentes, divergentes o fallas transformantes) para un tiempo geológico particular, de tal manera que con base en el registro geológico de México se puede establecer cómo fue la distribución de las placas tectónicas en el Precámbrico, en el Paleozoico y en el Cenozoico. En la figura 4.2 se muestra la distribución de las placas tectónicas de México durante el Plioceno al Holoceno, se observa que la mayor parte del territorio mexicano se encuentra en la Placa de Norteamérica, colinda al noroeste con la Placa del Pacífico (límite transformante), en el centro-poniente con la Placa de Rivera (límite convergente), al sur con la Placa de Cocos (límite convergente) y en el sureste con la Placa del Caribe (límite transformante). La interacción de estas placas ha tenido gran influencia en la configuración actual del territorio, particularmente en el tipo de relieve y en los aspectos geológicos-geomorfológicos.

Figura 4.2. Mapa tectónico de México del Neógeno-Cuaternario con sus principales límites. (Modificado de Aranda *et al.*, 2000; Campa y Coney, 1983; Ferrari *et al.*, 2005).



4.4.5 Las Provincias de Terrenos Tectonoestratigráficos

Son entidades geológicas que se caracterizan por tener una secuencia estratigráfica coherente (conjuntos petrotectónicos), que le imprimen una historia geológica particular y la refieren a un asentamiento (dominio) paleogeográfico específico, lo que la hace ser una pieza única en el cinturón orogénico, donde los procesos tectónicos y bordes de antiguas placas pueden ser delimitados (Longoria, 1993).

Para la delimitación de los Terrenos Tectonoestratigráficos se consideran tres aspectos fundamentales: a) la tectónica de placas, b) la estratigrafía y, c) la paleogeografía. Cada terreno tiene un paquete de rocas característico propio de su historia geológica (secuencia estratigráfica), está delimitado por fallas acorde a un modelo tectónico particular (Howell, 1989). De acuerdo con Longoria (1993), los terrenos tectonoestratigráficos se pueden clasificar de dos maneras:

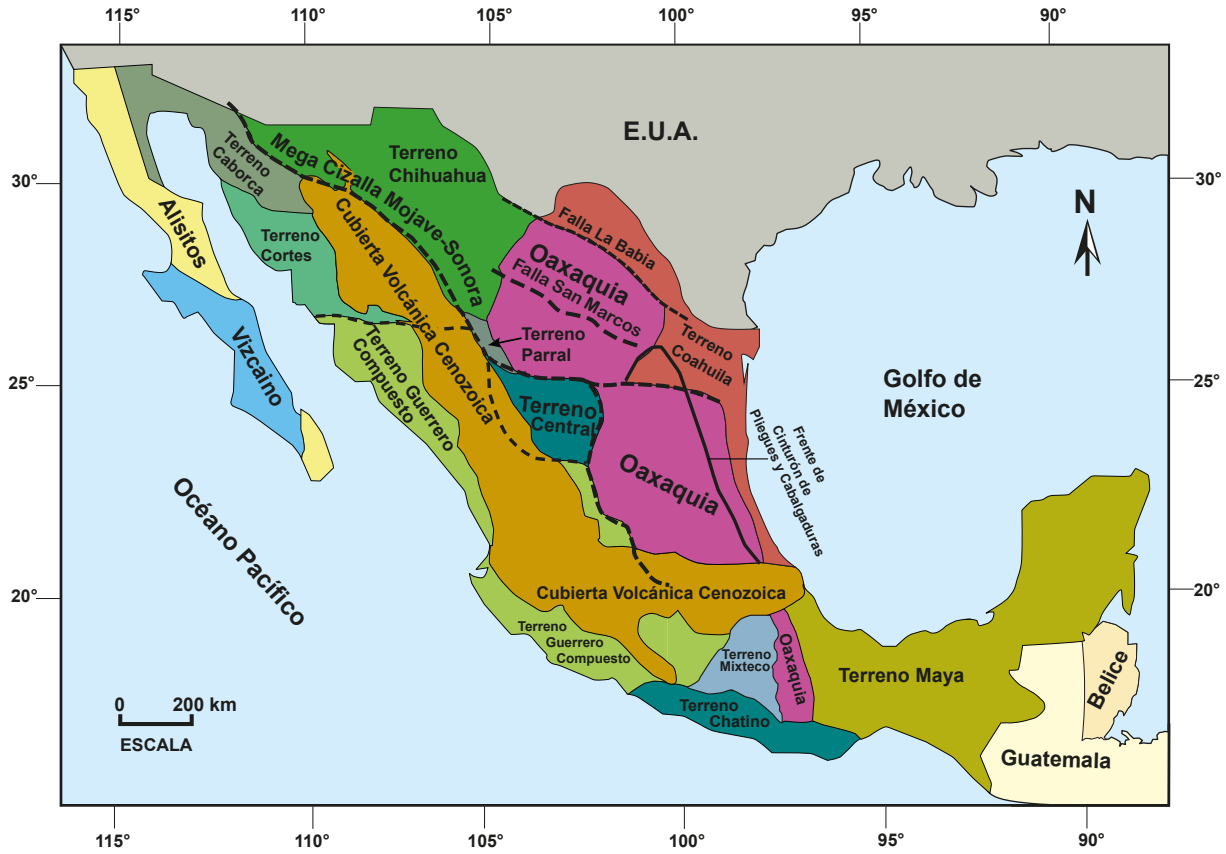
a) De acuerdo con su naturaleza y grado de complejidad, distinguiéndose: i) **terreno simple**, formado por un sólo juego de conjuntos petrotectónicos coherentes que se caracterizan por tener una sucesión estratigráfica observable y, ii) **terreno compuesto o amalgamado**, formado por más de un juego de conjuntos petrotectónicos que han perdido una estratigrafía coherente debido a una intensa deformación (fallamiento y plegamiento), por lo que se presentan fragmentados.

b) De acuerdo con el desplazamiento, expresado por la magnitud (distancia) de la interrupción paleogeográfica, distinguiéndose dos casos: i) **terreno alóctono**, en el cual la traslación de los conjuntos petrotectónicos suelen ser muy corta (de decenas a cientos de kilómetros) resultando en la yuxtaposición de conjuntos petrotectónicos de un mismo dominio paleogeográfico y, ii) **terreno exótico**, donde la traslación de los conjuntos petrotectónicos es de miles de kilómetros, involucrando una yuxtaposición paleogeográfica de conjuntos petrotectónicos formados en el mismo tiempo geológico en diferentes dominios y provenientes de distintas paleolatitudes; resulta de la transposición de elementos paleobiogeográficos o paleomagnéticos bastante remotos, cuyo transporte se debe primordialmente a fallas laterales regionales, en su mayoría transpresivas.

Por otro lado, cuando el terreno está compuesto por rocas cristalinas con litologías y tramas particulares, se tienen dos variantes: a) **Terrenos metamórficos**, que se componen de conjuntos de rocas metamórficas asociadas a un mismo proceso o evento tectónico y, b) **Terrenos plutónicos** cuando se componen de rocas ígneas intrusivas que fueron exhumadas y que afloran en amplias regiones del planeta.

A lo largo de los últimos 45 años varios geocientíficos han realizado propuestas sobre la distribución, características y límites de los terrenos tectonoestratigráficos en el territorio nacional, siendo los trabajos de Campa y Coney (1983), Sedlock *et al.* (1993), Centeno *et al.* (2008) y Ortega *et al.* (2008), los que se tomaron como base para realizar la propuesta de los 13 Terrenos Tectonoestratigráficos de México (Figura 4.3).

Figura 4.3. Provincia de Terrenos Tectonoestratigráficos. (Modificado de Campa y Coney, 1983; Centeno y Guerrero, 2008; Morán *et al.*, 2005; Ortega *et al.*, 2008).



4.5 Los Terrenos Tectonoestratigráficos de México

El territorio mexicano tiene grandes contrastes producto de la compleja evolución geológica desde el Precámbrico hasta la actualidad, por lo que, para su estudio, los geocientíficos han agrupado a conjuntos de rocas por su edad, composición, origen, estructuras geológicas y distribución geográfica en segmentos de la corteza terrestre denominados terrenos tectonoestratigráficos. Esta agrupación permite sintetizar la geología de México y dividir su territorio en entidades de extensión regional limitadas por fallas, con una historia geológica particular, diferente de las entidades contiguas, sin embargo, pueden compartir una secuencia sedimentaria o volcánica únicamente como una cubierta superficial, por lo que, los últimos segmentos de su desarrollo comparten una historia común. La base para estudiar los terrenos tectonoestratigráficos es contar con sólidos conocimientos de estratigrafía, tectónica, geocronología, petrología y geoquímica.

Para delimitar los terrenos tectonoestratigráficos, se deben de considerar los siguientes seis parámetros (Longoria, 1993): a) identificar el basamento cristalino (ígneo o metamórfico), su estratigrafía, su petrología y su edad; b) identificar y caracterizar las fallas regionales que limitan el basamento; c) determinar el contenido y abundancia paleontológica con afinidades (plantas y animales) que permitan caracterizar el ambiente sedimentario, la paleogeografía y el clima; d) identificar los rasgos geomorfológicos más característicos y comunes que estén relacionados con los procesos de deformación (sierras, planicies, valles, cañones, etc.); e) clasificar a las rocas por su composición, origen y edad y, elaborar la columna estratigráfica de cada terreno; f) identificar el paleomagnetismo en las rocas, como un rasgo distintivo de procedencia y/o deformación en cada terreno.

La división de terrenos tectonoestratigráficos en México ha sido motivo de discusión y se han realizado ajustes conforme avanza el conocimiento geológico, de tal manera que Campa y Coney (1983) dividen al territorio en 14 terrenos; Sedlock *et al.* (1993) en 17 terrenos y Keppie (2004) en 11 terrenos. Otros autores han realizado divisiones locales que han permitido delimitar con mayor precisión algunos sectores del territorio mexicano, tal es el caso de Centeno *et al.*

(2008) y Ortega *et al.* (2008) quienes han realizado importantes contribuciones al conocimiento de la geología local y regional.

En este trabajo se considera que México tiene 13 terrenos tectonoestratigráficos (Figura 4.3). Para realizar su división, se tomó como base su continuidad estratigráfica (particularmente su columna estratigráfica), su homogeneidad interna, los estilos de deformación y sus límites; por lo que cada uno de los terrenos se distingue por su composición geológica. Los contactos corresponden con una discontinuidad estratigráfica y/o tectónica. Es importante señalar que "Los límites de cada terreno dividen secuencias de rocas separadas totalmente por diferencias físicas y temporales" (Campa *et al.*, 1981).

Un terreno es resultado de un conjunto de procesos con los que se deforma y transforma la litósfera: eventos sísmicos, sedimentológicos, gravitatorios, volcánicos, metamórficos y tectónicos. Las secuencias estratigráficas del territorio mexicano que se han estudiado para conocer la edad de los terrenos tectonoestratigráficos es por tres métodos principales: a) geocronológicos con Rb-Sr y Sm-Nd, b) análisis isotópicos de Sm-Nd, realizados en rocas cristalinas del basamento y, c) declinación paleomagnética, proporcionan información sobre posiciones polares paleomagnéticas de los terrenos, con lo que se infiere la historia de su movimiento, su deformación, el proceso de acreción y post-acreción entre otros (Cabral *et al.*, 1986). Esta metodología ha permitido determinar la temporalidad de los procesos metamórficos e ígneos (Campa y Coney, 1983). Con el análisis de la información antes indicada, se distingue cada terreno y se delimitan los terrenos aledaños.

En el territorio mexicano, existe una diversidad de rocas metamórficas e intrusivas que constituyen el basamento, cuyas edades van del Precámbrico al Triásico. Los basamentos más antiguos tienen una cubierta constituida de rocas sedimentarias paleozoicas con un importante registro paleontológico; en otros, la cubierta sedimentaria es del Mesozoico y/o Cenozoico.

Los afloramientos de unidades estratigráficas de afinidad Grenvilliana se distribuyen de Tamaulipas a Oaxaca, con una dirección norte-sur y corresponden con los complejos Oaxaqueño y Guichicovi (Arellano *et al.*, 2021). Las rocas gnéisicas

más antiguas que se encuentran en el Estado de Oaxaca forman parte del basamento Proterozoico descrito con el nombre de Oaxaquia (Ortega *et al.*, 1995).

En la parte Norte del territorio mexicano, en Chihuahua y Coahuila afloran secuencias sedimentarias con edades del Pérmico al Triásico, que constituyeron la margen del Pacífico de lo que fue Gondwana (bloque meridional del planeta), la que posteriormente colisionó con Laurencia (bloque septentrional del planeta), Báltica y Siberia para formar el Supercontinente Pangea, durante la Orogenia Ouachita (Weber *et al.*, 2007). Las mencionadas rocas se extienden desde la parte norte del territorio mexicano hasta el sur, en los estados de Puebla, Oaxaca y Chiapas, e incluso rebasan el territorio mexicano hasta países centroamericanos como Guatemala y Belice (Centeno y Keppie, 1999; González, 2016).

En el noreste del estado de Oaxaca, sur de Puebla y noreste de Guerrero afloran rocas metamórficas del Complejo Acatlán (Paleozoico inferior), son resultado del metamorfismo de depósitos marinos y rocas ígneas (Ortega, 1978b). Es un conjunto de rocas polideformadas: esquistos, gneises, granitoides, migmatitas y eclogitas, entre otras, producto del cierre de la cuenca oceánica de Iapetus por la colisión ocurrida entre Laurencia y Gondwana del Ordovícico tardío al Silúrico temprano, producto de la denominada Orogenia Acateca (Ortega *et al.*, 1999).

Las rocas cristalinas del basamento, su cubierta (sedimentaria, volcanosedimentaria e ígnea) y las fallas regionales son esenciales para caracterizar y delimitar los 13 terrenos tectonoestratigráficos que se tienen en México, cuyas características generales se describen a continuación por zonas geográficas:

4.5.1 Terrenos tectonoestratigráficos del noroeste

Los estudios paleomagnéticos realizados en el sector este y oeste de Estados Unidos de América (USA) y Canadá, reflejan direcciones y posiciones polares paleomagnéticas específicas en rocas del basamento, por lo que se infiere que ocurrieron movimientos de rotación y traslación tectónica en bloques (terrenos tectonoestratigráficos) delimitados por fallas regionales (Beck, 1976; Cabral *et al.*, 1986; Cox, 1980), condición paleomagnética que se extiende en el noroeste de México. Esta interpretación coincide con lo analizado por Campa y Coney

(1983) quienes documentan la extensión del cratón de Norteamérica (del Precámbrico), el cual se prolonga al sur, en el noroeste de México, donde se tiene un basamento autóctono cubierto de rocas del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. A continuación, se describen las características más notables de cinco terrenos tectonoestratigráficos ubicados en el noroeste.

4.5.1.1 Terreno Alisitos

Se ubica en el noroeste de México, con una longitud aproximada de 300 km de largo por 30 km de ancho, se extiende desde Riverside, California (USA) hasta la antigua falla lateral transpresiva Agua Blanca, localizada en San Vicente, Baja California (México); aunque también se tiene un segmento en el sector meridional de Baja California Sur, producto de un desplazamiento de una falla lateral derecha. Se compone de rocas deformadas de edades que van del Cretácico inferior a la base del Cretácico superior, resultado de la acreción de una margen continental (Freydier *et al.*, 2000). Es una secuencia de más de 4,000 m de espesor (Busby *et al.*, 2006) que formó parte de un segmento del océano, por lo que se compone de rocas sedimentarias de cuenca intra-arco del Aptiano-Albiano (Schmidt *et al.*, 2014); su cubierta son rocas volcánicas y volcanoclásticas continentales de composición andesítica (Campa y Coney, 1983) y derrames máficos intercalados con rocas hidroclásticas (Busby *et al.*, 2006). El basamento está intrusionado por numerosos plutones del Cretácico, que indican estabilidad del paleopolo con referencia al polo de Norteamérica (Molina *et al.*, 2014).

4.5.1.2 Terreno Vizcaíno

Se localiza en Baja California Sur, en la península del Vizcaíno, y en las islas de Cedros y Margarita (Servais *et al.*, 1982; Busby *et al.*, 2006), el complejo representa la raíz de un arco magmático con edades que van desde el Triásico hasta el Cretácico inferior (Campa y Coney, 1983). Es un terreno compuesto del Mesozoico, abarca una yuxtaposición compleja de rocas oceánicas pertenecientes a la Ofiolita Vizcaíno (dunita-harzburgita), rocas gabroicas cumulíticas y no cumulíticas que han sido cortadas por diques de tipo máfico; también se tiene almohadillas,

hialoclastitas y flujos masivos (Kimbrough y Moore, 2003), mezclas y secuencias volcánicas submarinas de arco; su cubierta son rocas continentales (Campa y Coney, 1983). Se tiene evidencia paleomagnética que sugiere un movimiento de tipo paleo-latitudinal similar entre el continente de Norte América y el Terreno Vizcaíno desde el Triásico tardío (Boschman *et al.*, 2018).

4.5.1.3 Terreno Caborca

Se ubica en el sector noreste de la península de Baja California y en el oeste de Sonora, siendo las referencias más importantes las ciudades de Mexicali, Puerto Peñasco y Caborca; se extiende hacia USA, en los Estados de California, Arizona y Nevada. En el extremo noroeste los estudios paleomagnéticos indican la acreción de un terreno alóctono (Molina y Geissman, 1996). Se compone de un basamento Proterozoico cristalino de inicios del Precámbrico (Anderson y Silver, 1979). Las rocas del paleoproterozoico afloran de manera aislada y consisten en esquistos y rocas metavolcánicas, las que se encuentran intrusionadas por granitoides del mesoproterozoico con edades de 1.4 a 1.1 Ga (Molina e Iriondo, 2005). La cubierta son depósitos de carbonatos y detritos del Paleozoico, incluye rocas del Devónico, Misisípico y Pensilvánico de ambientes de plataforma (Brunner, 1976; Stewart *et al.*, 1997), cubiertas por una secuencia siliciclástica de aguas profundas del Pérmico inferior, sobre la secuencias descansan discordantemente rocas terrígenas del Triásico superior de la Formación Barranca, las que están cubiertas por una sucesión mesozoica de ambientes transicionales y marinos de la Formación Santa Rosa y secuencias equivalentes (González, 1980), además de secuencias de rocas clásticas y volcanoclásticas.

4.5.1.4 Terreno Cortes

Se ubica dentro de Sonora y se extiende hasta el norte de Sinaloa con secuencias expuestas en el área de Barita, Sierra El Aliso, Cerro Cobach y Sierra El Encinal, en una franja de aproximadamente 140 km de largo, por 50 km de ancho (Stewart *et al.*, 1990). Es un terreno autóctono que forma parte del margen continental

del Mesozoico de Norteamérica (Centeno *et al.*, 2008); este terreno cabalga al margen del Terreno Caborca (Valencia *et al.*, 1999). El basamento de edad Ordovícico se compone de rocas siliciclásticas (lutitas y areniscas), carbonatos y pedernal de ambiente marino profundo, en menor proporción se tienen rocas volcánicas (Stewart *et al.*, 1990), las que están cubiertas por lutitas, areniscas y barita del Devónico, calizas del Misisípico inferior y conglomerados, pedernal y lutita del Misisípico superior, subyacen a una secuencia de pedernal, limolita y arenisca del Pensilvánico (Poole *et al.*, 2000), las que a su vez, están cubiertas por rocas marinas del Pérmico inferior y secuencias del Triásico, compuestas de rocas siliciclásticas continentales del Grupo Barranca (Formaciones Arrayanes, Santa Clara, y Coyotes) que descansan discordantemente sobre las rocas del Paleozoico (Stewart y Roldán, 1991); dicho grupo se depositó en ambientes fluviales, deltaicos, abanicos aluviales y marinos someros. La cubierta más joven son calizas del Cenozoico y sucesiones de rocas volcánicas continentales.

4.5.1.5 Terreno Chihuahua

Se extiende desde el noreste de Sonora, centro y noreste de Chihuahua y el norte de Durango, se relaciona con el orógeno Ouachita del Paleozoico tardío; en su sector sureste-noroeste su contacto es mediante una falla profunda; su límite oriente es Oaxaquia; en el sector suroeste, el límite es la discontinuidad estructural regional Megacizalla Mojave-Sonora (Campa y Coney 1983), que pone en contacto el Terreno Caborca hacia noroeste. El basamento son rocas cristalinas Precámbricas, que de acuerdo con Mauger *et al.* (1983), son de edad Grenvilliana, constituido de metagranitos, anfibolitas y en menor proporción gneises y cuarcitas aflorando como bloques alóctonos (Handschy *et al.*, 1987), correlacionables con las anfibolitas precámbricas de la sierra del Cuervo y Carrizalillo (Mauger, 1983). El basamento está cubierto de rocas del Paleozoico inferior pertenecientes a la plataforma sur de Laurencia y rocas clásticas y volcanoclásticas del Paleozoico superior al Mesozoico inferior (Barbosa *et al.*, 2016). La secuencia Paleozoica se compone de lutitas, calizas y areniscas de aproximadamente 3,000 m de espesor (Malpica y de la Torre, 1980), seguida de la cubierta volcánica del Cenozoico.

4.5.2 Terrenos tectonoestratigráficos del noreste

En la porción noreste de México sobresalen dos terrenos: Coahuila y Oaxaquia, que están separados en dirección NW-SE por la Falla la Babia; el primero se extiende al norte hacia USA y el segundo al sur hasta Oaxaca; es importante resaltar que Oaxaquia fue desplazado en su sector central por la Megacizalla Mojave-Sonora. Ambos terrenos forman parte del orógeno Ouachita, que bordean el límite sur del Cratón de Norteamérica y que se extiende a la margen del Golfo de México. El Terreno Oaxaquia se prolonga y adelgaza lateralmente hasta el sur del país.

4.5.2.1 Terreno Coahuila

Es un terreno compuesto que se localiza en el noreste de Coahuila, norte de Nuevo León, oriente de Tamaulipas y norte de Veracruz; el basamento es Proterozoico y forma la parte sur del cinturón orogénico de los Apalaches-Ouachita, que se extiende por más de 3,000 km en el margen sur del Cratón de Norteamérica (Poole *et al.*, 2005). El basamento corresponde a conjuntos de arcos magmáticos y zonas de antearco emplazados en América del Norte durante el proceso de cierre del Océano Protoatlántico en el Paleozoico tardío (Humphrey, 1956; Imlay, 1943) que al acrecionarse se deformaron y metamorfizaron. La cubierta sedimentaria se divide en dos: a) en el sector poniente, sobre el basamento se encuentra una secuencia sedimentaria del Aptiano al Maastrichtiano constituido de la base a la cima por las siguientes formaciones: Las Uvas, Acatita, Aurora, Indidura, Lutita Parras y Grupo La Difunta; b) en el sector oriente la columna estratigráfica abarca del Calloviano al Maastrichtiano y se constituye de las siguientes unidades: Minas Viejas, Zuluaga, Olvido, La casita, Menchaca, Barril Viejo, Padilla, Patula, La Mula, La Virgen, Cupido, Cupidito, La Peña, Aurora, Tamaulipas superior, Eagle Ford y Lutita Parras (González *et al.*, 2007; Eguiluz, 2022). Toda la cubierta sedimentaria tiene deformación de piel delgada (fallas inversas, cabalgaduras y pliegues) producto de la deformación laramídica.

4.5.2.2 Terreno Oaxaquia

Es un terreno compuesto que se extiende desde el noreste de Coahuila, pasando por Tamaulipas, Nuevo León, Zacatecas, San Luis Potosí, Guanajuato, Puebla y Oaxaca; en su sector central está cubierto por la Faja Volcánica Transmexicana. Su límite oeste es con los terrenos Chihuahua, Parral Central, Guerrero Compuesto y Mixteco; su límite norte y noreste es con el terreno Coahuila; al sureste limita con el Terreno Maya y al sur con el Terreno Chatino. Sus límites son fallas laterales regionales entre las que destacan: la Megacizalla Mojave-Sonora, la Falla Caltepec, la Falla Chacalapa y la Falla Oaxaca (Elías Herrera *et al.*, 2005; Elías y Ortega, 2002; Tolson, 2005). El basamento Proterozoico y Paleozoico presenta afinidad de Gondwana y es una extensión del Cratón de Norteamérica (Centeno *et al.*, 2008), son conjuntos de rocas gnéisicas que se engloban con el nombre de Complejo Oaxaqueño y forman parte del basamento (Ortega *et al.*, 1995), con metamorfismo de alto grado en facies que varían de granulita a granulita-anfibolita, charnockitas, anortositas y pegmatitas, con edad entre 1,450 Ma y 975 Ma y una edad de residencia cortical entre 1.5 y 1.35 Ga (Solari *et al.*, 2003; Schulze, 2011), la cual equivale a menos de una tercera parte de la edad de nuestro planeta (Arellano *et al.*, 2021). La cubierta sedimentaria va del Cámbrico al Plio-cuaternario. Del Cámbrico al Pérmico predominan areniscas, lutitas, conglomerados y algunos horizontes calcáreos. Las secuencias sedimentarias del primer intervalo agrupan a las formaciones Tiñú, Santiago e Ixcaltepec (Pantoja y Robinson, 1967; Pantoja, 1970); en el Pérmico hay registro de rocas volcanoclásticas (McKee *et al.*, 1999; Rosales *et al.*, 2005). Del Triásico (Carniano-Noriano) afloran lutitas y areniscas (turbiditas) de la Formación La Ballena (Labarthe *et al.*, 1982; Silva, 1993; Tristán y Torres, 1994; Centeno y Silva, 1997; Barbosa *et al.*, 1998, 1999, 2004). El Jurásico medio está representado por rocas andesíticas, riolíticas y volcanoclásticas de arco volcánico (Silva, 1993); las que están cubiertas por calizas, evaporitas, calizas arcillosas del Jurásico superior al Turoniano. Las rocas sedimentarias más jóvenes son areniscas de la Formación Caracol del Coniaciano-Maastrichtiano (Silva, 1993). El basamento y las secuencias de la cubierta volcánica y sedimentaria, en algunas zonas subyacen a rocas volcánicas alcalinas del Cenozoico, que se asocian a un límite convergente de placas (Morán *et al.*, 2000).

4.5.3 Terrenos tectonoestratigráficos del centro

En el sector central y oeste de México se tiene a los terrenos: Guerrero Compuesto, Parral y Central, los que se caracterizan por tener un basamento metamórfico de rocas paleozoicas y volcánicas mesozoicas, fuertemente deformadas por procesos de acreción y cuyos límites son fallas laterales regionales. Se presentan cubiertos parcialmente por rocas volcánicas de la Sierra Madre Oriental y de la Faja Volcánica Transmexicana.

4.5.3.1 Terreno Guerrero Compuesto

Es un terreno de grandes dimensiones, se extiende en la porción centro-oeste de México, cubriendo parte de los estados de Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Aguascalientes, Colima y Guerrero; su límite al este es con la Megacizalla Mojave-Sonora y al oeste la zona de subducción de la Placa Farallón que se encuentra bajo la Placa Norteamericana. Se considera como un terreno compuesto ya que lo integran los siguientes cinco terrenos: Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan (Talavera *et al.*, 1995; Mendoza y Suastegui, 2000; Centeno, 2005; Centeno *et al.*, 2008), que muestran un basamento común de origen volcánico, correspondiente con la denominada Roca Verde Taxco Viejo, se compone de una secuencia foliada conformada por tobas, brechas y lavas andesíticas del Triásico superior (Campa, 1975; Fries, 1960), producto de la acreción ocurrida en la zona oeste de México; sobreyaciendo de forma discordante se tienen ensambles de arco submarino (ambiente intraoceánico), con edades de Bajociano-Cenomaniano (Lapierre *et al.*, 1992). Lo anterior se relaciona con el cierre de la cuenca Arperos (Martini *et al.*, 2012), producto de la subducción del extremo este de la placa Farallón (Ocampo *et al.*, 2016), donde probablemente ocurrió un cambio de polaridad en la placa de subducción (Guerrero, 2004). De acuerdo con trabajos de Fitz y colaboradores (2014), las muestras de illita provenientes del cinturón de pliegues y cabalgaduras (Orógeno Mexicano) tienen edades de 82+/- 0.5 y 83+/- 1.5 Ma, que indican la edad de la deformación. La cubierta sedimentaria corresponde con las formaciones: Villa de Ayala, Acapetlahuaya, Amatepec, Teloloapan, Miahuatepec-Pachivia del Cretácico (Aptiano-Turoniano). En el límite entre los estados de Guerrero y Morelos la cubierta se compone de

depósitos marinos carbonatados, de las formaciones Xochicalco y Morelos del Albiano y la Formación Cuautla del Cenomaniano; estas, a su vez, se encuentran cubiertas por la secuencia turbidítica (areniscas y lutitas) de la Formación Mezcala del Turoniano-Maastrichtiano. El basamento y las rocas sedimentarias mesozoicas se presentan cubiertas por las secuencias clásticas (conglomerados y areniscas) de la Formación Balsas del Paleoceno-Eoceno y por rocas volcánicas del Oligoceno de las formaciones Tilzapotla y Tlayca. Todas las unidades anteriores en algunos sectores se presentan cubiertas por rocas volcánicas del Mioceno al Holoceno de la Faja Volcánica Transmexicana.

4.5.3.2 Terreno Central

Se extiende desde el sureste de Durango hasta el suroeste de Coahuila y norte de Zacatecas, su límite norte es la Megacizalla Mojave-Sonora; al oriente colinda con Oaxaquia, al sur con el Terreno Guerrero Compuesto y al occidente se tiene una cubierta de rocas volcánicas cenozoicas de la Sierra Madre Occidental. El basamento es del Pérmico superior y del Jurásico medio (Centeno 2005), originado por un complejo de acreción relacionado con un proceso de subducción que propició la acumulación de la Formación Taray. Esta unidad consiste de intercalaciones de arenisca rica en cuarzo, lutita y escasos lentes de pedernal negro altamente deformados (Anderson *et al.*, 2005; Centeno, 2005; Centeno *et al.*, 2008); contiene bloques de diversos tamaños de rocas volcánicas, arenisca cuarzosa, intercalaciones de lutita y arenisca, fragmentos de caliza y conglomerado calcáreo relacionado con rellenos de canal, que contienen bivalvos, crinoides, gasterópodos, corales y briozoarios (Anderson *et al.*, 2005; Barbosa *et al.*, 1998; Bartolini *et al.*, 2001). Le sobreyace discordantemente rocas volcánicas de composición riolítica a andesítica de la Formación Nazas y capas rojas volcanoclásticas del Oxfordiano de la Formación La Joya (Jones *et al.*, 1995; Anderson *et al.*, 2005; Centeno *et al.*, 2008). Estas rocas cambian transicionalmente a calizas marinas marginales y a secuencias clásticas-carbonatadas desde Jurásico superior al Cretácico inferior, son correlacionables con las unidades de los terrenos Oaxaquia del Oeste y Parral (Formaciones Zuloaga y La Caja). Las secuencias más jóvenes son calizas arcillosas y calizas del Cretácico.

4.5.3.3 Terreno Parral

Se localiza en el norte de México, en la parte norte de Durango y el sur de Chihuahua; limita hacia el norte con el terreno Chihuahua, al poniente y sur su límite es la Megacizalla Mojave-Sonora y la Cubierta Volcánica del Cenozoico; al oriente colinda con el Terreno Oaxaquia y en el sur con el Terreno Central. Su basamento es un complejo metamórfico del Paleozoico, de la unidad Esquisto Pescaditos, constituido de esquistos de muscovita-granate, además de clorita de facies esquisto verdes y esquistos de moscovita-cordierita de facies anfibolita; contiene horizontes blastomiloníticos en sus límites por falla (Centeno, 2005; Eguiluz *et al.*, 2014). El conjunto metamórfico tiene edades de 350 y 326 +/- 26, obtenidas por fechamientos K-Ar (Zaldivar y Garduño, 1984; Eguiluz y Campa, 1982); se presentan intrusiones de diques graníticos sintectónicos con edades superiores a los 360 Ma obtenidas por fechamientos Ar-Ar (Centeno, 2005). El basamento está cubierto por sucesiones vulcanosedimentarias y sedimentarias de la Formación Gran Tesoro (Triásico inferior a Jurásico inferior), la integran dos unidades: la primera es de filita, pizarra, andesita, basalto, microdiorita y ultrabasanita; la segunda unidad tiene rocas polideformadas de lutita, limolita, algunos niveles de tobas, además hay diques de diabasa que han sido cortados por diques graníticos, los cuales están deformados y juntos cortan la segunda unidad. Todo ha sido cubierto discordantemente por lechos rojos y rocas volcánicas de la Formación Nazas (Centeno *et al.*, 2008), que cambian gradualmente a calizas del Tithoniano, sobre la que se tienen en sucesión rocas calcáreo-arcillosas y calizas del Cretácico (Centeno, 2005; Centeno *et al.*, 2008; Eguiluz *et al.*, 2014).

4.5.4 Terrenos tectonoestratigráficos del sur

En la porción sur-sureste del territorio mexicano, se localizan los terrenos Mixteco, Chatino y Maya, con diversos basamentos desde el Devónico hasta el Mesozoico; el primero presenta un basamento metamórfico en diferentes grados, sus límites están bien identificados con fallas, como la Falla Caltepec, Falla Chacalapa, Falla Papalutla, el segundo representa un cuerpo alóctono con intrusivos, también delimitado por la Falla Chacalapa y una zona de cizalla, denominada Tierra Colorada; el último de los terrenos de éste sector es el Maya, el cual se extiende en el sureste de México, tiene un basamento tipo apalachiano y se relaciona con

la discontinuidad Torreón-Monterrey que se extiende desde el norte del país. Todas las cubiertas sedimentarias en estos terrenos son de diferente composición, incluso se tiene una cubierta ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana.

4.5.4.1 Terreno Mixteco

Se localiza en centro de Puebla, noroeste de Oaxaca, el este de Guerrero y Morelos; está limitado al norte-oeste por la Falla Papalutla, en la porción norte-este por la Falla Caltepec (Elías *et al.*, 2005; Sánchez, 2008 y Tolson, 2005); en el sector sur-sureste su límite es con la Falla Chacalapa y en el norte está cubierto por rocas ígneas de la Faja Volcánica Transmexicana. Tiene un basamento metamórfico conocido como Complejo Acatlán, que está formado esencialmente de esquistos, gneises, metasedimentos, rocas verdes, metagranitos y cuerpos ofiolíticos (Ortega, 1978b). El grado de metamorfismo es muy variable, ya que se presentan facies de esquistos verdes, eclogitas y anfibolitas (Ortega, 1978b). La edad establecida con U-Pb en circones del complejo Acatlán es de 353+/- 1 Ma (Elías *et al.*, 2007), idéntica a la edad obtenida por Lu-Hf en eclogitas (Estrada, 2013). Presenta diferentes grados de metamorfismo y variaciones en su composición (Campa y Coney, 1983). El basamento está cubierto discordantemente por terrígenos y carbonatos de la Formación Olinalá (Flores y Buitrón, 1982) y Matzitzi del Paleozoico superior, cubiertas a su vez por rocas del Jurásico medio de carácter continental, que pasan transicionalmente a sedimentos terrígenos finos de ambientes mixtos y finalmente marinos. La cubierta sedimentaria del Cretácico es variada, predominando secuencias carbonatadas y calcáreo-arcillosas; en algunos sitios, las rocas de mayor competencia mecánica ascendieron por cabalgadura producto de la orogenia Laramide (De Cserna *et al.*, 1980, Sánchez, 2008). Las cubiertas más jóvenes son secuencias terrígenas lacustres, fluviales y volcánicas del Cenozoico.

4.5.4.2 Terreno Chatino

También ha sido descrito como Terreno Xolapa (Campa *et al.*, 1981), con dimensiones de 600 km de largo con 70 km de ancho (Sedlock *et al.*, 1993), se extiende

desde la parte central de Guerrero, teniendo como límite la cabalgadura Tierra Colorada que ponen en contacto a rocas metamórficas de la Formación Villa Ayala y Acapetlahuaya (Campa y Coney, 1983; Ortega y Corona, 1986), se prolonga hasta el sur-sureste de Oaxaca, teniendo como límite la Placa de Cocos; al norte su límite es la Falla Chacalapa en Oaxaca (Ortega y Corona, 1986). El basamento se compone de ortogneis cuarzo feldespático de composición granodiorítica, con edades entre 976 +/- 34 Ma obtenidas de dataciones en circones (Herrmann *et al.*, 1994) y rocas metasedimentarias del Mesozoico (Guerrero *et al.*, 1978), se presenta intrusionado por pegmatitas, aplitas y migmatitas y mármol cipolino (Campa y Coney, 1983). La cubierta sedimentaria está compuesta de afloramientos aislados de terrígenos del Mioceno (Durham *et al.*, 1981) y por rocas volcánicas ácidas.

4.5.4.3 Terreno Maya

Se ubica en la plataforma de Yucatán, en los estados de Yucatán, Quintana Roo y Campeche; también abarca la parte oriental de Oaxaca y Chiapas; además comprende la zona norte de Guatemala y Belice; su límite oeste es el Terreno Oaxaquia. La acreción del terreno Maya ocurrió del Triásico al Jurásico superior (Campa y Coney, 1983), por lo que se formó un basamento metamórfico tipo Apalachiano (Ramírez, 1984), compuesto de granulitas de edad Grenvillana en el Bloque de la Mixtequita (Murillo, 1994), con edades isotópicas de 911 Ma y 1,769 Ma (Weber y Köhler, 1999). La cubierta sedimentaria es una secuencia transgresiva con capas rojas de ambiente continental, incluye rocas vulcanosedimentarias de la Formación Todos los Santos, correspondiente con depósitos marinos del Jurásico superior (Ramírez, 1984) y tobas del Berriasiano-Valanginiano (Carrasco, 1975); que a su vez están cubiertas por depósitos marinos de lutitas, calizas arcillosas y evaporitas del Cretácico inferior que subyacen a calizas de plataforma del Albiano al Turoniano (Ramírez, 1984).

4.6 Conclusiones

El conocimiento de la evolución geológica de México se fundamenta en gran medida en la agrupación y evolución de los terrenos tectonoestratigráficos, lo que permite explicar los grandes contrastes geológicos que tiene el territorio mexicano, el que se divide en 13 terrenos, cuyos límites están marcados por fallas regionales y cada uno de ellos tiene un basamento cristalino distintivo, en la mayoría de los casos del Precámbrico o del Paleozoico, relacionado con un evento geológico que modificó la corteza terrestre debido a la dinámica de la Tectónica de Placas. La cubierta sedimentaria e ígnea es variada, con edades del Paleozoico superior al Cenozoico, cuya composición depende principalmente del ambiente sedimentario, el paleoclima, la tectónica y la paleogeografía. Las secuencias sedimentarias se formaron en cuencas sedimentarias que se desarrollaron sobre los terrenos tectonoestratigráficos que constituyen el basamento, por lo que es común que se presenten discordantemente sobre más de uno. Las rocas del relleno sedimentario son de diferentes paleoambientes y edades, con diversas facies, que en algunos casos preservan un buen registro paleontológico (plantas y animales) que han permitido conocer el desarrollo de la vida, los paleoambientes y obtener fechamientos relativos. La cubierta volcánica es aislada y de diferentes edades, siendo la actividad magmática del Cenozoico la más abundante y con mayor distribución.

4.7 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cómo se les denomina a los segmentos de la corteza terrestre que se caracterizan por tener un basamento de rocas cristalinas resultado de procesos tectónicos principalmente de acreción y están delimitados por fallas laterales regionales por lo que, en general son bloques alóctonos?

   a) Provincia geológica
   b) Provincia metalotectónica
   c) Terreno tectonoestratigráfico
   d) Provincia fisiográfica

2. ¿Cómo son los límites entre las secuencias sedimentarias que se formaron en cuencas sedimentarias y el basamento que forma parte de uno o más terrenos tectonoestratigráficos?

   a) Concordantes
   b) Transicionales
   c) Discordantes
   d) Continuos

3. ¿De acuerdo con su naturaleza, qué tipo de terreno tectonoestratigráfico se forma por un sólo juego de conjuntos petrotectónicos coherentes que se caracterizan por tener una sucesión estratigráfica observable?

a) Terreno simple
b) Terreno amalgamado
c) Terreno compuesto
d) Terreno híbrido

4. ¿Cómo se llaman las regiones de la Tierra que se distinguen por una historia geológica distintiva, por tener un particular registro estratigráfico, un estilo propio de deformación y características tectónicas particulares?

a) Provincia geológica
b) Provincia metalotectónica
c) Provincia tectonoestratigráfico
d) Provincia fisiográfica

5. ¿Cuántos Terrenos Tectonoestratigráficos principales hay en el Territorio de México?

a) Diez
b) Veinte
c) Ocho
d) Trece

6. ¿Cuál es el nombre del terreno tectonoestratigráfico que se ubica en la plataforma de Yucatán, principalmente en los estados de Yucatán, Quintana Roo y Campeche?

a) Terreno Mixteco
b) Terreno Maya
c) Terreno Cortés
d) Terreno Alisitos

7. ¿Cuál es la metodología científica, objetiva y moderna que conjuga componentes estratigráficos y tectónicos propios de una región en un lapso del tiempo geológico específico, que tienen gran relevancia científica, son de utilidad para estudiar el origen y evolución de las cuencas sedimentarias, la distribución y formas de vida antigua asociada a paleoclimas?

a) Sedimentología
b) Tectonoestratigrafía
c) Geología estructural
d) Paleontología

8. ¿Qué provincias consideran la disposición, la distribución de las zonas continentales y marinas que se distinguen por una geomorfología específica relacionada con los tipos de roca que afloran, con las estructuras geológicas y el clima?

a) Provincias metalotectónicas
b) Provincias biogeográficas
c) Provincias fisiográficas
d) Provincias biológicas

9. ¿Qué terreno tectonoestratigráfico se localiza en centro de Puebla, noroeste de Oaxaca, este de Guerrero, este de Morelos y está limitado por las fallas Papalutla, Caltepec y Chacalapa?

a) Terreno Mixteco
b) Terreno Maya
c) Terreno Cortés
d) Terreno Alisitos

10. ¿Cómo se denominan las extensas zonas de la superficie terrestre que presentan similitudes a nivel biológico, que se relacionan con especies de organismos endémicos, cuya existencia se debe principalmente al relieve, el clima y el tipo de sustrato?

a) Provincias metalotectónicas
b) Provincias biogeográficas
c) Provincias fisiográficas
d) Provincias biológicas

11. ¿Cuál es el nombre del terreno tectonoestratigráfico compuesto que se extiende desde el noreste de Coahuila, pasando por Tamaulipas, Nuevo León, Zacatecas, San Luis Potosí, Guanajuato, Puebla y Oaxaca, además de que su sector central está cubierto por la Faja Volcánica Transmexicana?

a) Terreno Oaxaquia
b) Terreno Maya
c) Terreno Mixteco
d) Terreno Chatino

12. ¿Para la delimitación de los terrenos tectonoestratigráficos se considera principalmente a la tectónica de placas, la estratigrafía y la?

a) Paleogeografía
b) Paleontología
c) Paleomagnetismo
d) Paleoclimatología

13. ¿Qué nombre reciben los terrenos tectonoestratigráficos donde la traslación es de miles de kilómetros, involucrando una yuxtaposición paleogeográfica de conjuntos petrotectónicos formados en el mismo tiempo geológico en diferentes dominios y provenientes de distintas paleolatitudes?

a) Terreno exótico
b) Terreno amalgamado
c) Terreno alóctono
d) Terreno híbrido

14. ¿Qué tipo de terreno tectonoestratigráfico está formado por más de un juego de conjuntos petrotectónicos que han perdido una estratigrafía coherente debido a una intensa deformación, por lo que se presentan fragmentados?

a) Terreno simple
b) Terreno fallado
c) Terreno compuesto
d) Terreno híbrido

15. ¿Cuál es el nombre del terreno tectonoestratigráfico que se localiza en Baja California Sur, en la península del Vizcaíno, en las islas de Cedros y Margarita, que corresponde con la raíz de un arco magmático con edades que van desde el Triásico hasta el Cretácico inferior?

a) Caborca
b) Cortes
c) Chihuahua
d) Vizcaíno

16. ¿Es el resultado de un conjunto de procesos con los que se deforma y transforma la litósfera, como eventos sísmicos, sedimentológicos, gravitatorios, volcánicos, metamórficos y tectónicos?

a) Provincia geológica
b) Provincia metalotectónica
c) Terreno tectonoestratigráfico
d) Provincia fisiográfica

17. La base principal para estudiar a los terrenos tectonoestratigráficos es contar con sólidos conocimientos de estratigrafía, tectónica, geocronología, petrología y:

a) Geoquímica
b) Termodinámica
c) Sísmica
d) Gravimetría

18. La división de terrenos tectonoestratigráficos en México ha sido motivo de discusión y se han realizado ajustes conforme avanza el conocimiento geológico, sin embargo, los autores que establecieron las bases son:

a) Campa y Coney (1983)
b) Williams y Hatcher (1982)
c) Centeno y Guerrero (2008)
d) De Cserna y Ortega (1980)

19. ¿Qué nombre reciben los terrenos tectonoestratigráficos donde la traslación de los conjuntos petrotectónicos suelen ser relativamente cortas resultando en la yuxtaposición de conjuntos petrotectónicos de un mismo dominio paleogeográfico?

a) Terreno exótico
b) Terreno amalgamado
c) Terreno alóctono
d) Terreno híbrido

20. ¿Qué nombre reciben las provincias compuestas por placas tectónicas que están delimitadas por uno o más tipos de límites?

a) Provincias geológicas
b) Provincias metalotectónicas
c) Provincias tectónicas
d) Provincias fisiográficas

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	b)	11.	a)	16.	c)
2.	c)	7.	b)	12.	a)	17.	a)
3.	a)	8.	c)	13.	a)	18.	a)
4.	a)	9.	a)	14.	c)	19.	c)
5.	d)	10.	b)	15.	d)	20.	c)

4.8 Bibliografía

Anderson T. H. y Silver, L. T. (1979). The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora. En T. H. Anderson y J. Roldán Quintana (Eds.), *Geology of northern Sonora* [Field Trip 27, Guidebook]. Geological Society of America University of Pittsburgh.

Anderson, T. H., Jones, N. W. y Mckee, J. W. (2005). The Taray Formation: Jurassic (?) mélange in the northern Mexico-Tectonic implications. En T. H. Anderson, J. A. Nourse, J. W. McKee y M. B. Steiner (Eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (Vol. 393, pp. 254-427). Geological Society of America Special Paper. https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.427

Arellano Gil, J., Schulze Schreiber, C. H., Santillán Piña, N. Velasco de León, P., Domínguez Trejo, I., Arcos Hernández, J. L. y López Miguel, C. (2021). Aspectos geológicos del estado de Oaxaca. I Marco Geológico de Oaxaca. En *El patrimonio paleontológico y geológico de Oaxaca* (p. 253), México.

Barbosa Gudiño, J. R., Hoppe M., Gómez Anguiano, M. y Martínez Macías, P. R. (2004). Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (3), 299-319.

Barbosa Gudiño, J. R., Torres Hernández, J. R., y Villasuso Martínez, R. (2016). Revisión estratigráfica y estructura de la Sierra Plomosa, Chihuahua. *Revista mexicana de ciencias geológicas,* 33(2), 221-238.

Barbosa Gudiño, J. R., Tristán González, M. y Torres Hernández, J. R. (1998). The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico. *Geofísica Internacional,* 37(4), 283-292. https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1998.37.4.514

Barbosa Gudiño, J. R., Tristán González, M., Torres Hernández, J. R. (1999). Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A Review. En C. Bartolini, J. L.

Wilson y T. F. Lawton (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, U.S.A.* (Vol. 340, pp. 197-210). Geological Society of America.

Bartolini, C., Cantú Chapa, A., Lang, H. y Barboza Gudiño, J. R. (2001). The Triassic Zacatecas Formation in central Mexico; Paleotectonic, Paleogeographic, and Paleobiogeographic Implications. En: Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, Abelardo Cantú-Chapa, *The western Gulf of Mexico basin; tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems* (Vol. 75, pp. 295-315). Autoedición, American Association of Petroleum Geologists Memoir https://doi.org/10.1306/M75768C12

Beck, M. E. Jr. (1976). Discordant paleomagnetic pole positions as evidence of regional shear in the western Cordillera of North America. Ani *Journal Science*, 276, 694-712.

Ben Abraham, Z., Nur, A., Jones, D. y Cox, A. (1981). Continental Accretion and Orogeny: from oceanic plateaus to allochthonous terranes. *Science*, 213, 47-54.

Blake, M. C. Jr., Jayko, A. S. y McLaughlin, R. J. (1985). Tectonostratigraphic Terranes of the Northern Coast Ranges, California. En D.G. Howell (Ed.), *Tectonostratigraphic terranes of the Circum Pacific region* (n° 1, pp. 159-171). Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series.

Boschman, L. M., Van Hinsbergen, D. J. J., Kimbrough, D. L., Langereis, C. G. y Spakman, W. (2018). The Dynamic History of 220 Million Years of Subduction Below Mexico: A Correlation Between Slab Geometry and Overriding Plate Deformation Based on Geology, Paleomagnetism, and Seismic Tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(12), 4649–4672. https://doi.org/10.1029/2018GC007739

Brunner, P. (1976). Litología y biostratigrafía del Misisípico en el área El Bisani, Caborca, Sonora. *Revista Instituto Mexicano del Petróleo*, 8, 7-41.

Busby, C., Adams, B. F., Mattinson, J. y Deoreo, S. (2006). View of an intact oceanic arc, from surficial to mesozonal levels: Cretaceus Alisitos arc, Baja California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 149(1), 1-46.

Cabral Cano, E., Morán Zenteno D. J., Urrutia Fucugauchi, J. (1986). Paleomagnetismo y Terrenos Tectonoestratigráficos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 47(2), 89-102.

Campa Uranga M. F. (1975). *Las Rocas Ígneas y Metamórficas del Área Taxco-Teloloapan, Guerrero, México,* [Tesis maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México].

Campa Uranga, M. F. y Coney, P. J. (1983). Tectono-Stratigraphic Terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences,* 20, 1040-1051

Campa, Uranga, M. F., Ramírez E, J. y Coney, P. J. (1981). Conjuntos Estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur, Región Comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 42(1-2), 45-67. 1981-42-1y2Campa.pdf (unam.mx)

Carrasco, V. B. (1975) Tobas del Cretácico Inferior del Área de Fortín-Zongolica, Estado de Veracruz. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo,* 7(4), 7-27.

Castro Mora, J. T. (1985). Carta de Terrenos y Conjuntos Estratotectónicos. *Instituto Mexicano del Petróleo,* Boletín Informativo, 56, 27.

Centeno García E. y Keppie, J. D. (1999). Latest Paleozoic - early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of southern Mexico: deformation near a triple junction: *Tectonophysics,* 301(3-4), 231-242.

Centeno García, E. (2005). Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. *Geological Society of America Special Paper 393*, 233-258.

Centeno García, E. y Silva Romo, G. (1997). Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas,* 14(2), 244-260.

Centeno García, E., Guerrero Suastegui, M y Talavera Mendoza, O (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. The *Geological Society of America, Special Paper,* (436).

Coney, P. J. (1978). Mesozoic-Cenozoic Cordilleran Plate Tectonics. *Geological Society of America, Memoir 152.*

Coney, P. J. (1981). Accretionary Tectonics in Western North America. *Arizona Geological Society Digest,* 14, 23-27.

Coney, P. J. y Campa, M. F. (1984). Terrenos Sospechosos de Aloctonia y Acreción del Occidente y Sur del Continente Norteamericano. *Boletín del Departamento de Geología Universidad de Sonora,* 1, 1-24.

Coney, P. J., Jones, D.L. y Monger, J. W. H. (1980). Cordilleran Suspect Terranes. *Nature,* 288, 329-333. https://doi.org/10.1038/288329a0

Cox, A. (1980). Rotation of microplates in western North America, En Strangway, D. W. (Ed.), The Continental Crust and its Mineral Deposits: *Geological Association of Canada Special Paper* (20), 305-321.

De Cserna, Z., Ortega Gutiérrez, F. y Palacios Nieto, M. (1980). *Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla: Libro guía de la excursión geológica en la parte central de la cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla.* En: Quinta convención Geológica Nacional. D. F. México. Sociedad Geológica Mexicana.

Durham, J. W., Applegate, S. P. y Espinosa Arrubarrena, L. (1981). Onshore marine Cenozoic along southwest Pacific coast of Mexico. *Geological Society of America Bulletin 92,* 1384-1394.

Eguiluz de Antuñano, S. (2022). Estratigrafía y evolución estructural, del bloque de Coahuila, noreste de México. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana* 74(2), 2-41.

Eguiluz de Antuñano, S. y Campa Urganda, M. F. (1982). Problemas tectónicos del sector de San Pedro del Gallo, en los estados de Chihuahua y Durango. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros,* 34, 5-42.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M. y Buitrón Sánchez, B. E. (2014). Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 66(3), 507-539.

Elías Herrera, M. y Ortega Gutiérrez, F. (2002). Caltepec fault zone, An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complex, southern Mexico, and regional tectonic implications, *Tectonics,* 21(3), 4-19.

Elías Herrera, M., Macías Romo, C., Ortega Gutiérrez, F., Sánchez Zavala, J. L., Iriondo, A. y Ortega Rivera, A. (2007). Conflicting Stratigraphic and Geochronologic Data from the Acatlán Complex: "Ordovician Granites Intrude Metamorphic and Sedimentary Rocks of Devonian-Permian age. Eos Trans. AGU. 88(23): Jt. Assem. Suppl., Abstract T41A-12 p.

Elías Herrera, M., Ortega Gutiérrez, F., Sánchez Zavala, J. L., Macías Romo, C., Ortega Rivera, A. & Irondo, A. (2005). La Falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. Conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México,* 42, 83-109.

Estrada Carmona, J. (2013). Magmatismo ordovícico en el sur del Bloque Maya y metamorfismo de alta presión misisípico en el Terreno Mixteca: Implicaciones para la evolución tectónica del noroeste de Gondwana durante el Paleozoico (Estudio geoquímico e isotópico y geocronometría por U-Pb y Lu-Hf), [Tesis de doctorado, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México].

Fitz Díaz, E., Van der Pluijm, B., Hudleston, P. y Tolson Jones, G. (2014). Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults. *International Geology Review,* 56, 734-755.

Flores de Dios, A. y Buitrón, B. E. (1982). Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica, (12), 1-28.

Freydier, C., Lapierre, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez, J., Coulon, C. (2000). The Early Cretaceous Arperos basin: An oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *Journal of South American Earth Sciences,* 13(4–5), 325–336. http://doi:10.1016/S0895-9811(00)00027-4

Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región Central Meridional de México. *Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín* (60), 236.

González Guzmán, R. (2016). *Estudio petrogenético del basamento cristalino de la porción sureste del Macizo de Chiapas: Implicaciones tectónicas del Bloque Maya Sur.* [Tesis de doctorado en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México].

González León, C. M. (1980). La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Álamo, Estado de Sonora. *Revista Instituto de Geología,* Universidad Nacional Autónoma de México, 4, 13-18.

González Sánchez F., Puente Solís R., González Partida E. y Camprubí A. (2007). Estratigrafía del noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 49 (1). 43-46.

Guerrero García, J. C., Silver, L. T., & Anderson, T. H. (1978). Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 39, 22-23.

Guerrero Suástegui, M. (2004). *Depositional and tectonic history of The Guerrero Terrane, Sierra Madre del Sur; with emphasis on sedimentary successions*

of the Teloloapan area, southwestern Mexico [tesis de doctorado, University of Newfoundland, Canada].

Handschy, J. W., Keller, G. R. y Smith K. J. (1987). The Ouachita system in northern Mexico. *Tectonics,* 6, 323-330.

Herrmann U., Nelson B. y Ratschbacher, L. 1994.- The origin of a terrane: U/Pb zircon geocronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico). Tectonics.

Howell, D. G. (1985a). *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum Pacific Region* (Earth Sciences Series, Number 1, p. 585) Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources.

Howell, D. G. (1985b). Terranes. *Scientific American,* 253, 90-103.

Howell, D. G. (1989). Tectonic of Suspect Terranes. Mountain building and continental growth. *Geological Magazine,* 127(4).

Howell, D. G., Jones, D. L. y Schermcr, E. R. (1985). Tectonostratigraphic Terranes of the Circum Pacific region. En D. G. Howell (Ed.), Tectonostratigraphic *Terranes of the Circum Pacific Region* (Earth Sciences Series. pp. 3-33). Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources.

Humphrey, W. E. (1956). *Tectonic framework of northeastern Mexico.* Transactions of the Gulf-Coast Association of Geological societies, VI, 25-35.

Imlay, R. W. (1943). Upper Jurassic ammonites from the Placer de Guadalupe district, Chihuahua, Mexico. *Journal of Paleontology,* 17, 527-654.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2003, 5 de junio). Estadísticas a propósito del día mundial del medio ambiente. Datos nacionales. [Comunicado de prensa]. https://paot.org.mx/centro/inegi/05junio.pdf

Jones, D. L., Irwin, W. P. y Ovenshine, A. T. (1972). Southeastern Alaska-a displaced terrane in northwestern North America. *Canadian. Journal. Earth Science* 14, 2565-2557.

Jones, D. L., Silbergling, N. J. y Hillhouse, J. (1977). Wrangellia-A Displaced Terrane in Northwestern North America. *Canadian Journal of Earth Sciences,* 14, 2565-2577.

Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. H. y Silver, L. T. (1995). Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: a possible remnant of a Cordilleran magmatic arc. En C. Jaques Ayala, C.M. González León, Roldán Quintana, J. (Eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Boulder, Geological Society of America Special Paper,* 301 (pp.179-190). The Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/0-8137-2301-9.179

Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico revisited, A 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review,* 46(9), 765-794. https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.9.765

Kimbrough, D. L. (1985). Tectonostratigraphic Terranes of the Vizcaino Peninsula and Cedros and San licnilo Island, Baja California, México. En D.G. Howell (Ed.), *Tectonostratigrafics of the Circum Pacific Region* (Earth Sciences Series Number 1, pp. 285-298). Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources.

Kimbrough, D. L. y Moore, T. E. (2003). Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, México: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc. *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA,* Special Paper 374. http://doi:10.1130/0-8137-2374-4.43

Labarthe Hernández, G., Tristán González, M., Gómez Aranda, J. J. (1982). *Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí* [Folleto técnico 85]. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia.

Lapierre, H., Ortiz, L. E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C. y Zimmermann, J. L. (1992). A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters,* 108, 61-77. https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90060-9

Longoria J. F. (1984). Mesozoic Tectostratigraphic Domains in east-central Mexico in Western, G. E. G. Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America. *Geological Association of Canada, Special Paper 27,* 65-76.

Longoria, J. F. (11-15 de noviembre de 1991). Mesozoic Tectonostratigraphic Evolution of Mexico. International Circum Pacific Terrane Conference V, Santiago, Chile.

Longoria, J. F. (1993). La terrenoestratigrafía, un ensayo de metodología para el análisis de Terrenos con un ejemplo en México. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín. XLIII* (2).

Malpica, C. R. y De la Torre, G. (1980). *Integración Estratigráfica del Paleozoico de México, Partes I, II y III, Proy. C-1079.* Instituto Mexicano del Petróleo.

Martini, M., Fitz, E., Solari, L., Camprubí, A., Hudleston, P. J., Lawton, T. F., Tolson Jones, G. y Centeno García, E. (2012). The Late Cretaceous evolution of the Mexican Fold-Thrust Belt and its possible relationship to the accretion of the

Guerrero Terrane. En J. J. Aranda Gómez, G. Tolson y R.S. Molina Garza (Eds.), *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Trip Guide 25,* 20-38

Mauger, R. L. (1983). Geologic map of the Majalca-Punta de Agua área, central Chihuahua, Mexico. En K. F. Clark, y P. C. Goodell (Eds.), *Geology and mineral resources of north-central Chihuahua: Guidebook of the El Paso Geological Society field conference,* 169-174.

Mauger, R.L., Mc Dowell, F.W., Blount, J.C. (1983) Grenville age Precambrian rocks of the Los Filtros near Aldama, Chihuahua, México, en Clark, D.F., Goodell, P.C. (eds.), Geology and Mineral Resources of North-Central Chihuahua, Guidebook for the 1983 Field Conference. El Paso Geological Society, 165-180.

McKee, J. W., Jones, N. W. y Anderson, T. H. (1999). Late Paleozoic and early mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico. En C. Bartolini, J. L. Wilson y T. F. Lawton (Eds.), *Mesozoic sedimentary and Tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado* (pp.161-189). Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-x.161

Mendoza, O. T. y Suastegui, M. G. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences,* 13 (4–5), 297-324

Molina Garza, R. S. e Iriondo A. (2005). La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana,* 57 (1), 1-26.

Molina Garza, R. S. y Geissman, J. W. (1996). Timing of deformation and accretion of the Antimonio terrane, Sonora, from paleomagnetic data. *Geology,* 24, 1131-1134.

Molina Garza, R. S., Delgado Argote, L. A., Böhnel, H., Ramírez, E., Ortega, A. y Flores, R. C. (2014). A paleomagnetic transect of the mid-Cretaceous Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. En *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California.* (Vol. 211). The Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2014.1211(23)

Morán Zenteno, D. J., Cerca, M. y Duncan Keppie, J. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 57(3), 319-341.

Morán Zenteno, D. J., Martiny, B., Tolson Jones, G., Solís Pichardo, G., Alba Aldave, L., Hernández Bernal, Ma., Macías Romo, C., Martínez Serrano, R. G., Schaaf, P. y Silva Romo, G. (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 53(1), 27-58.

Morrone, J. J, (2019). Regionalización biogeográfica y evolución biótica de México: encrucijada de la biodiversidad del Nuevo Mundo. *Revista Mexicana de Biodiversidad,* 90. https://doi.org./10.22201/ib.20078706e.2019.90.2980

Murillo, M. G. (1994). Petrologic and geochronologic study of grenville-age granulites and post-granulite plutons from the La Mixtequita area, state of Oaxaca in southern [Tesis de maestría, University of Southern California, The graduate school. University Park, USA].

Ocampo Díaz, Y. Z. E., Pinzon Sotelo, M. P., Chávez Cabello, G., Ramírez Díaz, A., Martínez Paco, M., Velasco Tapia, F., Guerrero Suastegui, M. y Barbosa Gudiño, J. R. (2016). Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación Concepción del Oro (Antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norteamérica durante el Cretácico Tardío. *Revista de Ciencias Geológicas, 33*(1), 3-33.

Ortega Gutiérrez, F. (1978 b). Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca., *Revista del Instituto de Geología, 2*(2), 112-131.

Ortega Gutiérrez, F. y Corona Esquivel, R. (1986). *La falla de Chacalapa: Sutura críptica entre los terrenos Zapoteco y Chatino* [Resumen]. En Reunión Anual 1986 de la Unión Geofísica Mexicana, GEOS.

Ortega Gutiérrez, F., Elías Herrera, M., Reyes Salas, M., Macias Romo, C. y López, R. (1999). Late Ordovician–Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana–Laurentia connections. Geology, 27(8), 719–722.

Ortega Gutiérrez, F., Elías, M. y Dávalos, M. G. (2008). On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25*(2).

Ortega Gutiérrez, F., Mitre Salazar, L. M., Roldán Quintana, J., Aranda Gómez, J. J., Morán Zenteno, D., Alaníz Álvarez, S. A. y Nieto Samaniego,

A. F. (1992). Texto explicativo de la quinta edición de la Carta geológica de la República Mexicana. Esc. 1:2,000,000. Instituto de Geología, UNAM, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal y Consejo de Recursos Minerales, 75.

Ortega Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno García, E. (1995). Oaxaquia, a proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology 23,* 1127–1130.

Pantoja Alor, J. (1970). Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca. En L. R. Segura y R. Rodríguez Torres (Eds.), *Excursión México-Oaxaca, Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía* (pp. 67-84). Sociedad Geológica Mexicana.

Pantoja Alor, J. y Robinson R. A. (1967). Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca. *Science,* 157, 1033-1035.

Poole, F. G., Amaya Martínez, R. y Page, W. R. (2000). *Silurian and Devonian carbonate shelf rocks and Lower Jurassic sequence near Rancho Placeritos, west-central Sonora.* [Field Guide for Field Trip 2]. IV Symposium on the geology of northwest Mexico and adjacent areas, Hermosillo, Sonora, México.

Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J. y Amaya Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate tectonic models. *Geological Society of America Special Paper 393,* 543- 596. https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.543

Ramírez Espinosa, J. (1984). La Acreción del Bloque del Terreno Mixteco y Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* 45(1-2), (7-20).

Real Academia Española. (2023). Terreno. https://dle.rae.es/terreno

Rosales Lagarde L., Centeno García E., Dostal J., Sour Tovar F., Ochoa Camarillo H. y Quiroz Barroso S. (2005). The Tuzancoa Formation of Hidalgo State: evidence of a Carboniferous–Permian submarine arc built on continental crust in eastern Mexico. *International Geology Review, 47*(9), 901–919.

Sánchez Zavala, J. L. (2008). *Estratigrafía, sedimentología y análisis de procedencia de la Formación Tecomate y su papel en la evolución del Complejo Acatlán, sur de México* [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, México].

Schmitt, A. K., Danišík, M., Siebel, W., Elitok, Ö., Chang, Y. W. y Shen, C. C. (2014). Late Pleistocene zircon ages for intracaldera domes at Gölcük (Isparta, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 286,* 24-29. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.027

Schulze Schreiber, C. H. (2011). *Petrología y geoquímica de las rocas de Pluma Hidalgo, Oaxaca e implicaciones tectónicas para el Proterozoico de "Oaxaquia"* [Tesis Doctoral, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México].

Sedlock, R. L., Ortega Gutiérrez, F. y Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper 278,* (153).

Servais, M., Rojo Yáñiz, R. y Colorado Liévano, D. (1982). Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato: Postulación de un paleogolfo de Baja California y de una digitación tethysiana en México central. *Geomimet,* 115, 53-71

Silva Romo, G. (1993). *Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas.* [Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega Gutiérrez, F., Cameron, K. L., López, R., y Hames, W. E. (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Roots of an orogen. *Tectonophysics, 365* (1-4), 257–282. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00025-8

Stewart, J. H. y Roldán Quintana, J. (1991). Upper Triassic Bassanca Group: Nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico. En E. Pérez Segura y C. Jacques Ayala (Eds.), *Studies of Sonoran Geology* (Vol. 254, pp. 19-35). Geological Society of America.

Stewart, J. H., Amaya Martínez, R. y Stamm, R. H. (1997). Stratigraphy and regional significance of Mississippian to Jurassic rocks in Sierra Santa Teresa, Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas,* 14, 115-135.

Stewart, J. H., Poole, F. G., Ketner, K. B., Madrid, R. J., Roldán Quintana, J. y Amaya Martínez, R. (1990). Tectonic and Stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico. En G. E. Ghrels y J. E. Spencer (Eds.), *Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora* (Vol. 7, pp. 183-202). Arizona Geological Society, Special Paper.

Talavera Mendoza, O., Ramírez Espinosa, J. y Guerrero Suastegui, M. (1995). Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrene: a Lower Cretaceous evolved intraoceanic island-arc. *Geofísica Internacional,* 34, 3-22.

Tolson Jones, G. (2005). La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 57(1), 111-122.

Tristán González, M. y Torres Hernández, J, R. (1994). Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11*(2), 117-138.

Valencia Moreno, M., Ruiz, J. y Roldán Quintana, J. (1999). Geochemistry of Laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic North American Continent, central Sonora, Mexico. *International Geology Review, 41,* 845-857.

Weber Bodo and Köhler, H. (1999). Sm-Nd, Rb-Sr, and UPb Geochronology of a Grenville terrane in Southern México: Origen and Geologic History of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research 96,* 245-262.

Weber, B., Iriondo, A., Premo, W. R., Hecht, L. y Schaaf, P. (2007). New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE Mexico: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. 10.1007/s00531-006-0093-7

Williams, H. y Hatcher, R. (1982), Suspect Terranes and Accretionary History of the Appalachian orogen: *Geology, 10,* 530-536.

Zaldívar, R. J. y Garduño, M. V. H. (1984). *Estudio estratigráfico y estructural de las rocas del Paleozoico Superior de Santa María del Oro, Durango, y sus implicaciones tectónicas* [Resumen]. Reunión Anual, Sociedad Geológica de México.

5 Yacimientos minerales en cuencas sedimentarias

Aldo Ramos Rosique y Ambar Daniela Vargas Chávez

Sumario

5.1. Resumen
5.2. Abstract
5.3. Introducción
5.4. Circulación de fluidos y yacimientos minerales
5.5. Yacimientos de placer
5.5.1. Procesos formadores de yacimientos de placer
5.5.1.1. Tipos de placeres
5.6. Yacimientos de hierro y manganeso
5.6.1. Formaciones de hierro bandeado
5.6.1.1. Procesos formadores de hierro bandeado
5.6.2. Yacimientos estratificados de manganeso
5.6.2.1. Procesos formadores de manganeso estratificado
5.6.3. Nódulos de manganeso
5.6.3.1. Procesos formadores de nódulos polimetálicos
5.7. Yacimientos estratiformes de cobre en rocas sedimentarias
5.7.1. Procesos concentradores de cobre en rocas sedimentarias
5.8. Yacimientos tipo Valle del Misisipi
5.8.1. Procesos formadores de yacimientos MVT
5.9. Yacimientos sedimentario-exhalativos
5.9.1. Procesos formadores de yacimientos Sedex
5.10. Conclusiones
5.11. Autoevaluación
5.12. Bibliografía

5.1 Resumen

El presente capítulo aborda la relación entre el desarrollo de cuencas sedimentarias y la formación de recursos minerales esenciales para el desarrollo de la humanidad. Durante el ciclo de vida de una cuenca, la circulación de diversos fluidos promueve el transporte de metales, su depósito y acumulación en rocas sedimentarias.

Se describen inicialmente los yacimientos de placer, producto de procesos sedimentarios mecánicos donde la selección diferencial de partículas, según densidad, dureza y estabilidad química, concentra minerales pesados por la acción de aguas superficiales. Estos depósitos han sido cruciales en la extracción de oro, estaño, tierras raras y otros metales.

Posteriormente, se analizan yacimientos formados por sedimentación química, como el hierro bandeado y los depósitos estratificados de manganeso, formados a partir del agua marina y relacionados con corrientes de surgencia. Asimismo, se aborda la formación de nódulos de manganeso, resultado de procesos que involucran el agua marina y fluidos diagenéticos en cuencas con bajas tasas de sedimentación, y que también contienen hierro, níquel, cobalto y cobre.

Se revisan también los depósitos estratificados de cobre en rocas sedimentarias, generados por fluidos diagenéticos en distintas etapas de la diagénesis, en cuencas de rift, y que además contienen plomo y zinc.

Además, se tratan los sistemas de tipo valle del Misisipi, ricos en zinc, plomo, con algo de cobre, alojados en rocas carbonatadas, formados por salmueras que circulan en una cuenca durante su deformación compresional asociada a una orogenia.

Finalmente, se examinan los yacimientos sedimentario-exhalativos, donde fluidos hidrotermales son exhalados al fondo marino formando chimeneas y precipitando sulfuros de zinc en el piso marino y donde fluidos diagenéticos precipitan minerales metálicos (zinc, plomo, cobre) en etapas tempranas de la diagénesis, por debajo del lecho marino.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

5.2 Abstract

This chapter addresses the relationship between the development of sedimentary basins and the formation of mineral resources essential to humanity. During the lifecycle of a sedimentary basin, diverse fluids circulate and transport metals and promote their deposition in sedimentary rocks.

Initially, placer deposits are described, resulting from mechanical sedimentary processes where the differential selection of particles, based on density, hardness, and chemical stability, concentrates heavy minerals, by the action of surface waters. These deposits have been crucial in the extraction of gold, tin, rare earth elements, and other metals.

Subsequently, deposits formed by chemical sedimentation are analyzed, such as banded iron formations and stratified manganese deposits, which are formed from seawater and related to upwelling currents. Likewise, the formation of manganese nodules is discussed, resulting from processes involving seawater and diagenetic fluids in basins with low sedimentation rates.

Copper deposits in sedimentary rocks are also reviewed, generated by diagenetic fluids at different stages of diagenesis in *rift* basins.

Additionally, Mississippi Valley-type systems, rich in zinc and lead, hosted in carbonate rocks, and formed by brines circulating in a basin during compressional deformation associated with orogeny, are addressed.

Finally, sedimentary exhalative deposits are examined, where hydrothermal fluids are expelled onto the seafloor forming chimneys and precipitating zinc minerals on the seafloor; and where diagenetic fluids precipitate metallic minerals in the early stages of diagenesis, beneath the seafloor.

5.3 Introducción

Las cuencas sedimentarias son rasgos geológicos de nuestro planeta cuya riqueza en recursos minerales y energéticos las hace muy importantes para el

desarrollo de la humanidad. Su formación se ha desarrollado a lo largo de miles a millones de años, resultado de la interacción entre el ciclo tectónico, el ciclo del agua y el ciclo de las rocas. Esta compleja interacción ha dado lugar a una gran diversidad de cuencas, que se manifiestan a diferentes escalas y en variados contextos geotectónicos (Woodcock, 2004). El entendimiento de los diversos tipos de cuencas es importante para conocer su dinámica de formación y evaluar su potencial económico de hidrocarburos y yacimientos minerales.

Independientemente de su tipología, las cuencas sedimentarias representan sistemas de flujo de fluidos en la corteza terrestre, constituyendo los principales reservorios de fluidos fósiles del planeta. Desde el inicio de su formación, las cuencas favorecen la circulación de fluidos que actúan como agentes movilizadores y transportadores de todo tipo de elementos y compuestos metálicos a lo largo de extensas distancias. Este proceso de transporte puede culminar en la precipitación de dichos elementos en zonas específicas o trampas, generando depósitos con potencial de importancia económica.

En el presente capítulo se revisan los yacimientos minerales que constituyen fuentes significativas de metales para la humanidad y que se originan a partir de la circulación de fluidos en cuencas sedimentarias. Para cada caso, se destacan las características de los fluidos involucrados, los mecanismos responsables de la concentración metálica y el modelo genético que explica el origen del yacimiento mineral.

5.4 Circulación de fluidos y yacimientos minerales

La formación de yacimientos minerales en cuencas sedimentarias está íntimamente vinculada a la naturaleza y dinámica de los fluidos que circulan durante su formación, evolución y deformación. De hecho, los yacimientos minerales de tipo hidrotermal formados en cuencas sedimentarias son fuentes muy importantes de Pb, Zn, Co, Ag y Cu. Siendo los más importantes aquellos ricos en sulfuros de metales base (Ridley, 2013). La modalidad y condiciones de flujo varían a lo largo del tiempo, conforme la cuenca evoluciona (Figura 5.1). Los fluidos pueden modificar su naturaleza, dirección, composición, presión y

temperatura. Entre los fluidos naturales que circulan en las cuencas sedimentarias se incluyen:

a) **Aguas meteóricas superficiales y de circulación profunda:** El agua de lluvia y el agua subterránea que han interactuado brevemente con las rocas se conocen como aguas meteóricas superficiales, caracterizadas por ser dulces o poco salinas y tener temperaturas relativamente bajas. Aquellas que logran penetrar a mayores profundidades a través de fracturas y circular durante periodos prolongados adquieren características químicas específicas de las rocas circundantes, pudiendo presentar una salinidad y temperatura variables.

b) **Agua marina:** es el agua presente en mares y océanos, cuya composición y temperatura varían con respecto a la profundidad y la acción de las corrientes marinas.

c) **Aguas connatas:** como su nombre lo indica, son aguas que nacieron con los sedimentos. Es decir, se trata del agua que quedó atrapada entre los poros de los sedimentos, antes de la litificación, mientras éstos se depositaban por acción de esa misma agua. Con el tiempo, el agua connata o de cuenca, puede llegar a interactuar con los sedimentos y rocas circundantes, presentando en ocasiones alta salinidad, gran antigüedad y temperaturas variables.

d) **Fluidos diagenéticos:** es el agua derivada de o relacionada con los procesos involucrados en la diagénesis, que ocurren durante la transición de sedimento a roca y que pueden circular a través del relleno sedimentario de la cuenca a lo largo de su evolución.

e) **Fluidos magmáticos:** son los fluidos emitidos a partir de la cristalización de magmas y se caracterizan por ser soluciones acuosas y gaseosas a temperaturas elevadas, con variaciones según el tipo de magma (básico, intermedio o ácido).

f) **Concepto de fluido hidrotermal:** Se define como una solución acuosa caliente (aproximadamente entre 50 y 800 °C) que contiene solutos que van precipitando a medida que las propiedades del fluido varían en el espacio y el tiempo. Estos fluidos pueden originarse a partir de agua de mar, meteórica, connata o magmática, y en la mayoría de los casos se presentan como mezclas en las que una o más de estas aguas naturales predomina.

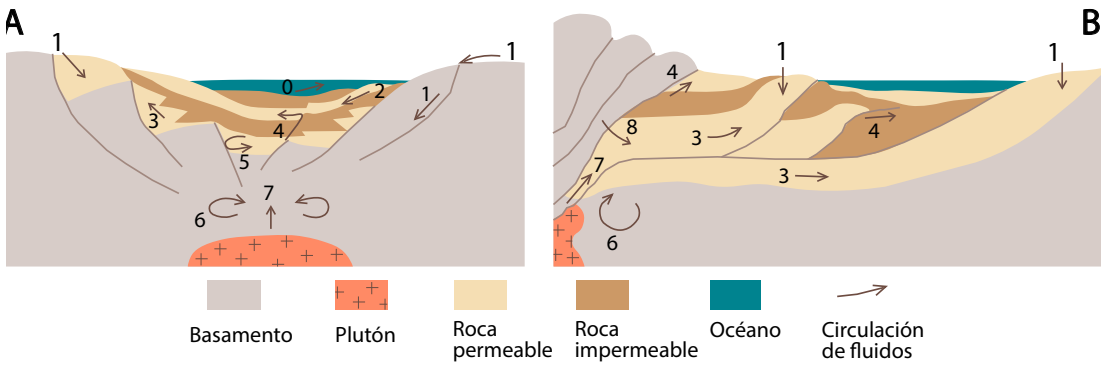


Figura 5.1. Flujo de fluidos en cuencas sedimentarias bajo un régimen extensional (A) y compresional (B). 0. Corrientes de agua marina; 1. Agua meteórica; 2. Fluidos diagenéticos; 3. Agua de cuenca en circulación provocada por compactación o por orogenia; 4. Fluidos circulando a lo largo de fallas; 5. Fluidos circulando de forma convectiva en zonas profundas; 6. Fluidos circulando de forma convectiva alrededor de intrusiones; 7. Fluidos magmáticos (Modificada de Jebrak y Marcoux, 2008).

Durante el nacimiento y desarrollo inicial de la cuenca, el flujo, transporte y depósito ocurren principalmente desde los márgenes hacia el interior. En esta etapa, se forman yacimientos *singenéticos*, o aquellos formados al mismo tiempo que las rocas que los contienen. Este conjunto comprende, por un lado, a los yacimientos de placer, formados por *sedimentación clástica* y *concentración mecánica* de minerales pesados por la acción del agua meteórica superficial, el oleaje, o el viento; y, por otro lado, a los diversos yacimientos de Fe, Mn, P y evaporitas formados por *sedimentación química* a partir del agua marina, dando lugar a diversas rocas sedimentarias químicas y bioquímicas.

Durante la diagénesis, en etapas avanzadas del relleno sedimentario de una cuenca, los fluidos diagenéticos pueden circular en su interior de forma convectiva, abarcando distancias de hasta varios cientos de kilómetros. Estos fluidos pueden ser responsables de la formación de yacimientos *diagenéticos*, que se constituyen por la precipitación de minerales de Cu, Zn, Pb, durante las distintas fases de la diagénesis.

En una etapa madura de la cuenca, una reactivación tectónica puede provocar que los fluidos circulen desde el núcleo hacia los márgenes de una cuenca, como respuesta a esfuerzos convergentes. En este contexto, las aguas connatas

son responsables de la formación de yacimientos *epigenéticos*, aquellos formados posteriormente a la litificación de las rocas sedimentarias que los encajonan, y que contienen minerales de Pb, Zn y Cu.

5.5 Yacimientos de placer

Los placeres son formados por medio de procesos sedimentarios de concentración mecánica gracias a la acción de aguas meteóricas superficiales, agua marina, del viento y en ocasiones del hielo. Se trata de acumulaciones detríticas que concentran minerales de alta densidad resistentes a la meteorización (Slingerland y Smith, 1986; Garnett y Bassett, 2005; Tabla 5.1). La mayoría se forman por la acción del agua en los ríos a lo largo de su recorrido hacia el mar y en las playas. Los placeres forman yacimientos importantes de oro nativo, estaño (casiterita), tierras raras (monacita, xenotima), titanio (rutilo, ilmenita), circonio (circón, badeleita), tántalo (columbita-tantalita: coltán), otros metales, y piedras preciosas como diamante, zafiro, rubí y granate. La acción del agua corriente superficial (placeres aluviales), de oleaje del mar (placeres marinos) o del viento (placeres eólicos), puede realizar el transporte, selección y separación mecánica de los detritos minerales que terminan depositándose cuando la energía del agente de transporte ya no es suficiente o es baja como para continuar transportándolos. El depósito detrítico se ubica en algún rasgo geomorfológico con respecto al cual puede clasificarse, como puede ser la barra de un río, un meandro, un conjunto de dunas, una playa, un delta, etc. Qué minerales pesados se encontrarán en el yacimiento depende, obviamente, del tipo de rocas que se meteorizaron. Si la acción de selección sedimentaria ocurrió en el pasado geológico, de tal modo que el depósito se encuentra en unidades sedimentarias que han sido sepultadas y potencialmente deformadas y metamorfizadas, se distinguen los *paleoplaceres* o placeres fósiles.

Tradicionalmente, los yacimientos de placer han sido muy importantes en la obtención de oro. De hecho, el yacimiento de la Cuenca de Witwatersrand en Sudáfrica, uno de los yacimientos de oro más ricos del planeta, se trata de un paleoplacer formado durante el Arqueano, del cual se estima ha producido 50 millones de kilos de oro puro, o el equivalente al 35-40 % de todo el oro que ha

sido minado en el planeta. Adicionalmente, el Uranio de la uraninita ha sido un importante subproducto en muchas de las minas del dicho distrito. Hoy en día, la importancia histórica de los placeres de oro ha sido sustituida por la minería de roca sólida, mientras que continúan siendo importantes fuentes de platino, casiterita y diamantes. Actualmente, el foco principal en la producción a partir de placeres se ubica en las *arenas minerales* concentradas en líneas de costa, productoras de ilmenita, rutilo y circón, que forman yacimientos de mayor volumen y ley.

Los yacimientos de placer ocurren en casi todas las latitudes, longitudes y altitudes de la superficie de nuestro planeta y sus edades se distribuyen a lo largo de todo el Fanerozoico. Existen importantes yacimientos formados durante el Cenozoico a partir de la meteorización de fuentes primarias del Mesozoico (o más viejas) de diversa índole (yacimientos minerales o diseminaciones preexistentes, etc.).

Tabla 5.1. Minerales normalmente explotados en yacimientos de placer o paleoplacer, en orden de resistencia a la meteorización química. Se indican propiedades físicas, ambientes comunes de depósito y, los tipos de roca que son fuente primaria de los minerales (Modificada de Garnett y Bassett, 2005).

Mineral	Fórmula Química	Densidad (g / cm^3)	Dureza (escala de Mohs)	Tenacidad	Ambiente de depósito	Principal roca fuente
Diamante	C	3.5	10	Frágil	Fluvial y línea de costa	Menas
Oro	Au (Ag)	19.3	2.5 - 3	Maleable	Fluvial	Menas
Grupo del platino	Pt (Fe, Pd, Os, Ir)	6.7 - 22.9	3 - 7	Maleable	Fluvial	Menas
Casiterita	SnO_2	7	6 - 7	Frágil	Fluvial	Menas
Rutilo	TiO_2	< 5.5	6 - 6.5	Frágil	Línea de costa	Varias
Circón	$(Zr, Hf)SiO_4$	4.6	7.5	Frágil	Línea de costa	Ígneas félsicas
Uraninita	UO_2	8.7 - 10.9	5 - 6	Frágil	Fluvial	Granito
Monazita	$(Ce, La, Y, Th)PO_4$	5.1	5	Frágil	Línea de costa	Ígneas félsicas
Granate	$X_2Y_3(SiO_4)_3$ *	3.35 - 4.3	6 - 7.5	Frágil	Línea de costa y fluvial	Gneiss, skarn
Ilmenita	$FeTiO_3$	4.75	5 - 6	Frágil	Línea de costa	Ígneas máficas
Cromita	$FeCr_2O_4$	5.1	7.5 - 8	Frágil	Fluvial	Menas

* X y Y corresponden a cationes de valencia 2+ y 3+

5.5.1 Procesos formadores de yacimientos de placer

Dos aspectos son clave para la formación de placeres: las propiedades de los minerales concentrados; así como los procesos físicos implicados en su concentración mecánica en un ambiente sedimentario clástico.

Para que un mineral pueda ser seleccionado por procesos mecánicos debe contar con características que lo distingan del resto de minerales que son parte del sedimento clástico. La densidad es de las propiedades más importantes y el mineral a ser concentrado deberá presentar un valor mayor a 2.7 g/cm^3, ya que ésta es la densidad promedio del sedimento arenoso consistente principalmente de cuarzo y feldespato. Los minerales que son usualmente concentrados presentan densidades desde 3.5 g/cm^3 (diamante) hasta de 20 g/cm^3 (oro y minerales con elementos del grupo del platino). De igual modo, los minerales deben ser mecánicamente estables para poder resistir el transporte y el continuo retrabajo. Esta estabilidad puede lograrse si el mineral presenta una alta dureza, para no se destruirse por los impactos con cuarzo y otros minerales durante el transporte; o bien, si el mineral cuenta con alta maleabilidad, en cuyo caso se deformará con los impactos, pero no se destruirá; o también, puede ser estable químicamente o poco reactivo, lo que asegurará que no se disuelva o se desintegre en el ambiente sedimentario.

Por otro lado, la forma en que se comporta el sedimento mientras es transportado depende de varios procesos que son en parte interdependientes y, por lo tanto, es difícil de predecir. Entre los factores condicionantes del transporte de los granos minerales están la abundancia relativa de clastos de distintos tamaños y densidades, así como las características específicas del ambiente de transporte y depósito (Ridley, 2013). Además, en el ambiente clástico, la energía del flujo a lo largo del tiempo y espacio es muy variable, permitiendo la incorporación de clastos a lo largo del flujo y diferentes modos de transporte clástico (carga de fondo, saltación, suspensión).

A pesar de la complejidad de estos fenómenos, los procesos involucrados en el ciclo de incorporación, transporte y depósito contribuyen a la selección de partículas según su densidad y tamaño. De manera general, los procesos clave son

los siguientes: las diferencias en la velocidad de sedimentación de los granos minerales y la incorporación diferencial de partículas a lo largo del flujo.

La velocidad de sedimentación o de depósito de partículas minerales, a partir de un flujo laminar o turbulento, está relacionada con su densidad, tamaño y forma. Las partículas más densas y de mayor tamaño tenderán a depositarse más cerca de la fuente o en etapas más tempranas conforme disminuye la energía del flujo. Entonces, la hidráulica de sedimentación da lugar a la selección de partículas durante el flujo de una corriente.

Por otro lado, la incorporación de partículas a lo largo del flujo depende del equilibrio entre las fuerzas cortantes ejercidas por la base del flujo sobre el lecho de la corriente y las fuerzas inerciales de una partícula. De manera general, una partícula pequeña y densa permanecerá en el lecho o en la carga de fondo transportada debido a su perfil bajo y a su mayor tensión inercial, además de que puede quedar protegida entre partículas más grandes y menos densas. En esta forma, la clasificación del sedimento se provoca cuando aguas abajo se transportan solo los componentes más ligeros, por una incorporación selectiva.

5.5.1.1 Tipos de placeres

Cuando un yacimiento mineral preexistente comienza a meteorizarse, las partículas minerales más ligeras son las primeras que comienzan a ser transportadas, dejando a las más pesadas y densas atrás, dando lugar a un yacimiento especial denominado *placer eluvial* o residual. Estos placeres, son formados por la meteorización y no tanto por el transporte, y sedimentación de los detritos minerales.

Los *placeres aluviales* son aquellos formados a lo largo de corrientes superficiales como ríos y arroyos. El tamaño, forma y densidad de las partículas, así como la velocidad, turbulencia y densidad del agua son los factores determinantes de la sedimentación de los minerales. La acumulación puede ocurrir en diversos sitios donde el régimen de flujo cambia significativamente, como por detrás de bloques, en bancos de arena, en la orilla convexa de las curvas o meandros de

los ríos, o en un abanico aluvial. La interrelación entre transporte de partículas y la sedimentación es la que provoca la acumulación de minerales pesados en ciertas zonas del lecho del río. Este tipo de placeres han sido, en su momento, la fuente más importante de oro y hoy en día siguen siendo minados por este metal en muchas partes del mundo. Yacimientos de este tipo son en ocasiones explotados para obtener diamantes, uraninita, elementos del grupo del platino y casiterita.

Los *placeres de arenas minerales* se forman en las orillas o paleo-orillas de una cuenca, en forma de depósitos de arena ricos en minerales pesados, que seguramente hemos admirado en una caminata en la playa viendo arena de diversos colores. Arenas minerales negras pueden contener ilmenita, titanita o casiterita; mientras que arenas rojas pueden ser ricas en granate o circón. Los depósitos ocurren como series de cuerpos lenticulares elongados o capas delgadas a lo largo de una playa, o en depresiones en orillas o litorales rocosos.

Cuando el viento actúa como el agente concentrador se forman los *placeres eólicos,* gracias que remueve las partículas finas y ligeras en desiertos o en costas. Muchos placeres de este tipo son placeres marinos enriquecidos por el viento. Si el hielo es el medio que transporta a los sedimentos, se pueden formar *placeres glaciales,* que en ocasiones contienen oro, con importancia sub-económica.

5.6 Yacimientos de hierro y manganeso

A diferencia de los yacimientos de placer, formados por sedimentación clástica asociada principalmente a la acción de aguas meteóricas, los ejemplos que se presentan a continuación son producto de la *sedimentación química* a partir de agua marina. Se trata de yacimientos formados por la precipitación de componentes originalmente disueltos en la columna de agua, por lo que también se les llama yacimientos *hidrogenéticos*. Las rocas sedimentarias químicas son formadas por este proceso, como por ejemplo calizas y dolomías, evaporitas, pedernal, formaciones bandeadas de hierro, fosforitas, así como acumulaciones de óxidos de manganeso y barita. Los sedimentos químicos se forman principalmente en ambientes marinos de plataforma continental, ambientes de marea

y lagunares, donde también se alojan diversos tipos de yacimientos minerales asociados. Las formaciones ricas en Fe, Mn, y fosfatos, representan yacimientos muy importantes a nivel global, puesto que los procesos sedimentarios son capaces de concentrarlos de forma muy eficiente en rocas sedimentarias químicas. Por ejemplo, la caliza es la fuente primaria esencial en la elaboración de cemento, mientras que las evaporitas son fuentes importantes de K, Na, Ca, Mg, Li, I, Br, Cl, también de boratos, nitratos, sulfatos, utilizados en la industria química y agrícola.

Los procesos formadores de yacimientos minerales en estos ambientes son complejos y dependen muchos factores, desde el estado redox y el pH del agua marina, las condiciones climáticas, la latitud y hasta de la forma en que ha evolucionado la atmósfera y los seres vivos. Además, en muchos casos, los yacimientos llegan a ser modificados en diversas medidas por procesos diagenéticos o metamórficos. En esta sección, se abordarán algunos de los yacimientos de hierro y de manganeso más significativos, como son las formaciones de hierro bandeado, los yacimientos de manganeso estratificado y los nódulos de manganeso presentes en el piso marino.

5.6.1 Formaciones de hierro bandeado

El término se refiere a las rocas formadas por un sedimento químico estratificado formado por una característica alternancia de capas ricas en óxidos u otros minerales de hierro, capas silíceas (pedernal), capas carbonatadas y, en ocasiones, capas sulfuradas. Este bandeamiento se observa a escalas variables, desde microlaminaciones (<1 mm) y microbandas (hasta 5 mm), hasta mesobandas (de mm a dm) y macrobandas (de dm a m).

Los también conocidos como hierros bandeados o taconitas, o por su abreviatura en inglés, BIF (*Banded Iron Formation*); en general son yacimientos muy antiguos que constituyen la fuente más importante de hierro a nivel global. En el oeste de Australia, por ejemplo, formaciones de este tipo albergan algunos de los yacimientos de Fe más grandes del mundo.

Las BIF se depositaron entre el Arqueano y Proterozoico en periodos que coincidieron con diferentes contextos de formación en una cuenca sedimentaria (Figura 5.2). Entre 3500-3000 Ma se formaron las BIF de tipo *Algoma*, asociadas a ambientes de arco volcánico, cuyos afloramientos se encuentran en cinturones de roca verde del Arqueano, como el *greenstone belt* de Abitibi en Ontario. Estos depósitos, sin embargo, no son de gran extensión. Entre 2500 y 2000 Ma se depositaron las BIF de tipo Lake Superior, en ambientes de plataformas continentales estables; el yacimiento más representativo se ubica en la región del Lago Superior, entre Estados Unidos y Canadá. Este tipo representa aproximadamente el 90 % de las reservas mundiales de hierro, destacándose depósitos de tamaño gigante, como el de Mount Whaleback en el oeste de Australia (Provincia de Hamersley), con 1,800 millones de toneladas de mena de hierro. Finalmente, entre 1000 y 500 Ma se formó una variedad atípica denominada BIF de tipo Rapitan, vinculada a sedimentos glaciares, cuyo yacimiento más representativo se encuentra en las montañas McKenzie, en el norponiente de Canadá.

En cuanto a los minerales de hierro, en la mayoría de las BIF se trata de un óxido (hematita o magnetita); no obstante, también puede presentarse carbonato (siderita), silicato (greenalita o minnesotaíta), o sulfuro (pirita), junto con pedernal o lutita carbonosa. El estado redox del ambiente de depósito controla la mineralogía del depósito resultante (Figura 5.3).

5.6.1.1 Procesos formadores de hierro bandeado

Los modelos que explican la formación de las BIF resultan controversiales, debido en parte a la gran antigüedad de estos yacimientos y a la ausencia de ambientes modernos equivalentes. Para comprender su origen, es necesario que cualquier modelo de formación abarque aspectos fundamentales, tales como el origen del hierro y del silicio, los mecanismos de depósito, la causa del bandeamiento a distintas escalas y la restricción temporal de su formación. En términos generales, la génesis de estos sedimentos se atribuye al incremento de oxígeno en la atmósfera terrestre durante el Arqueano y los inicios del Proterozoico, consecuencia directa de la evolución de organismos fotosintéticos.

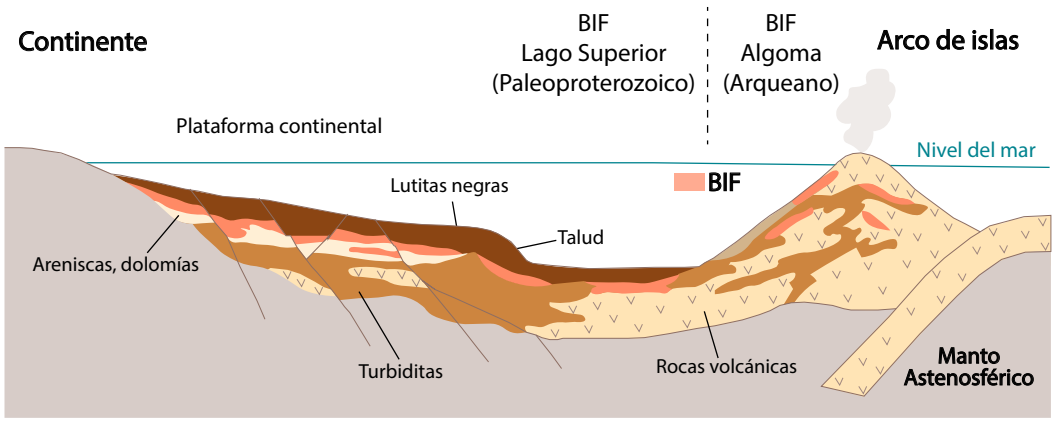


Figura 5.2. Marco geotectónico de las formaciones de hierro bandeado (BIF) de tipo Lago Superior y Algoma (Modificada de Gross, 1980).

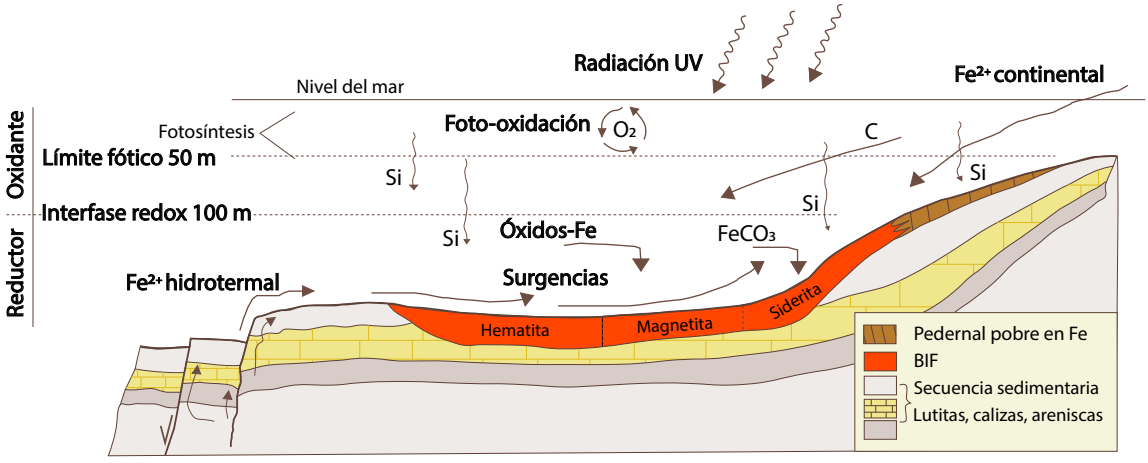


Figura 5.3. Génesis y ambiente de depósito de las formaciones de hierro bandeado (BIF). Se ilustra la surgencia y oxidación de hierro ferroso. La precipitación de compuestos de hierro férrico ocurre en una interfase redox difusa, formada por la producción de oxígeno en niveles someros, ya sea por la acción de organismos fotosintéticos o foto-oxidación inducida por radiación ultravioleta (Modificada de Klein y Beukes, 1989).

En una atmósfera con escaso oxígeno libre, los océanos profundos anóxicos del Arqueano-Paleoproterozoico eran ricos en hierro (y silicio), acumulado gradualmente por aportes directos de exhalaciones hidrotermales o volcánicas (como chimeneas negras y volcanes submarinos), así como por la disolución de la corteza oceánica o la alteración continental de basaltos, en un entorno más reductor que el actual (Figura 5.3). En el océano primitivo, el hierro se encontraba

disuelto en forma divalente (Fe^{2+}), que es relativamente soluble. Conforme la atmósfera experimentó un incremento en sus niveles de oxígeno, la oxigenación de los océanos evolucionó, propiciando la oxidación del hierro disuelto a su forma trivalente (Fe^{3+}), insoluble, lo que resultó en su precipitación en el lecho marino y la consecuente formación de las BIF.

La relativamente alta solubilidad de la sílice permitió que los océanos primitivos estuvieran saturados en este compuesto, en parte debido a la ausencia de organismos capaces de utilizar el silicio para construir sus exoesqueletos (por ejemplo, protozoarios y radiolarios). Esta condición facilitó una precipitación estable y la acumulación de materia silícica en el fondo marino durante las etapas tempranas de la historia de la Tierra. En contraste, los océanos modernos se encuentran subsaturados en sílice, y la evolución biológica ha reducido considerablemente la disponibilidad de este elemento.

De forma más detallada, la precipitación de los minerales de hierro en las BIF de tipo Lago Superior, se ha explicado tradicionalmente en términos del modelo de surgencia (*upwelling*) de Fe^{2+} en las plataformas continentales (Figura 5.3). Según este modelo, el hierro ferroso en las aguas profundas de los mares primitivos fue transportado hacia ambientes menos profundos y más oxidados de la plataforma, por medio de corrientes ascendentes de surgencia. Al interactuar con aguas más someras, el Fe^{2+} es oxidado en la zona donde ocurre la hidrólisis, precipitando hidróxido férrico ($Fe(OH)_3$); y, cuando la actividad de CO_3 es suficientemente alta, se precipita $FeCO_3$. La producción de oxígeno se concentra en la zona fótica, donde la luz solar puede penetrar, promoviendo la fotosíntesis y permitiendo la oxidación del hierro ferroso. Los fotones de luz UV también pueden inducir la hidrólisis y la fotooxidación de Fe ferroso a férrico. Durante el Arqueano-Paleoproterozoico, bacterias marinas planctónicas fotosintéticas pudieron ser responsables de la oxidación del Fe ferroso y la precipitación de hidróxidos férricos.

Simultáneamente, la sobresaturación de los océanos en sílice favoreció la nucleación de sílice en las paredes celulares y la producción biogénica de pedernal. Además, la evaporación del agua marina en zonas superficiales podría ocasionar la sobresaturación local de silicio, promoviendo igualmente la precipitación de pedernal.

La precipitación cíclica de óxidos de hierro y pedernal para formar laminaciones y bandeamientos, responde a una alternancia en los periodos de oxidación del hierro y de precipitación de sílice. Esto implica que tanto la fotosíntesis como la fotoxidación se interrumpen de forma periódica, impidiendo la generación continua de Fe férrico y permitiendo la precipitación alterna de pedernal. Ciclos diurnos explicarían laminaciones finas, debido a la disminución en la producción de oxígeno durante la noche, mientras que ciclos estacionales favorecerían la formación de bandas de mayor espesor, ya que, en estaciones cálidas, se promovería la actividad de bacterias productoras de oxígeno y la precipitación prioritaria de óxidos de hierro sobre el sílice por etapas más prolongadas. También, debe considerarse la disminución episódica de Fe ferroso en la columna de agua, así como otros mecanismos, como la floculación diferencial de coloides de Fe y Si como función de la química del agua y alguna forma de biomineralización.

En términos generales, la formación de BIF en periodos discretos de está vinculada a la evolución de la atmósfera y la biósfera, así como al patrón de evolución de los ciclos tectónicos globales (Klein, 2005).

Las formaciones de hierro de tipo Algoma habrían surgido a partir de la recristalización de sílice coloidal y hierro, en un proceso similar al que se observa actualmente en pequeñas cantidades en entornos volcánicos. Las BIF gigantes de tipo Lago Superior se formaron en plataformas continentales estables durante periodos de transgresión marina y elevado nivel del mar. Estas condiciones, en combinación con el estado evolutivo particular de la biósfera y la atmósfera son únicas del Paleoproterozoico y explican la predominancia de hierro bandeado en ese tiempo.

Después del periodo de Gran Oxidación, cuando los niveles de oxígeno aumentaron sustancialmente en la atmósfera durante el Paleoproterozoico, la atmósfera y los océanos se volvieron más oxidados y el hierro ocurrió principalmente en su forma oxidada e insoluble, de tal forma que la formación de BIF disminuyó. Por otro lado, las BIF de tipo Rapitan estuvieron asociadas a sedimentos glaciales del Neoproterozoico, durante un periodo en que glaciaciones globales cubrieron a continentes y océanos bajo una gruesa capa de hielo. Al estar

cubiertos por una capa de hielo considerable y aislados de la atmósfera, los océanos regresaron a condiciones reductoras parecidas a las que había antes del evento de Gran Oxidación, y la anoxia global llevó a un enriquecimiento de los océanos en hierro ferroso. Durante periodos inter- y post-glaciales, los océanos se re-oxigenaban y ocurría la precipitación de hierro férrico.

5.6.2 Yacimientos estratificados de manganeso

Se trata de depósitos sedimentarios de manganeso que se forman mediante procesos análogos a los de las formaciones de hierro bandeado. De hecho, es frecuente encontrar BIF de tipo Lago Superior en estrecha asociación con depósitos estratificados de manganeso. No obstante, a diferencia de las BIF, los yacimientos de manganeso no se restringen a un único periodo geológico, habiéndose depositado también en etapas posteriores a la formación de estas últimas. Estos depósitos se han formado a lo largo de una amplia gama temporal, desde el Paleoproterozoico hasta tiempos recientes, siendo los yacimientos del Fanerozoico los más extensos.

5.6.2.1 Procesos formadores de manganeso estratificado

Los procesos formadores de yacimientos estratificados de manganeso son muy similares a aquellos que generan las BIF, ya que tanto el manganeso como el hierro tienen un comportamiento geoquímico en función de su estado de oxidación (Robb, 2005). En condiciones reductoras y ácidas, el manganeso se encuentra en forma de Mn^{2+}, que es soluble; en cambio, sus estados más oxidados (Mn^{3+} y Mn^{4+}) tienen menor solubilidad y, en ambientes relativamente oxidantes y alcalinos, precipitan formando óxidos de manganeso, siendo la pirolusita (MnO_2) el mineral más común.

Una diferencia esencial es que el hierro ferroso se oxida más fácilmente, o bien, en condiciones menos oxidantes que el manganeso, lo que permite que el Fe^{3+} precipite primero, dando lugar a la formación de BIF, mientras que el Mn^{2+} permanece en solución. La precipitación primaria del hierro férrico para formar BIF, provocó la disminución de hierro disuelto, de tal modo que la precipitación

posterior, estuvo dominada por óxidos de manganeso, en condiciones más oxidantes y en niveles estratigráficos superiores. Esta diferencia en la oxidación explica la separación espacial y estratigráfica entre depósitos de Fe y Mn observada en cuencas como la del Transvaal y en otras regiones.

Un ejemplo moderno es el Mar Negro, que presenta una marcada estratificación en densidad y composición; en sus aguas, por debajo de los 200 m, las condiciones son muy reductoras, con presencia de H_2S y acumulación de lodos ricos en pirita, lo que empobrece la columna de hierro. Esto permite que el manganeso se concentre en solución en aguas profundas como Mn^{2+}, pero está empobrecido en los 200 m superiores, en donde se oxida, precipita y se acumula en el fondo.

El manganeso en la columna de agua originalmente proviene tanto de emanaciones hidrotermales submarinas como de aportes continentales. Corrientes de surgencia transportan el manganeso reducido hacia áreas someras, donde se oxida y se precipita, siguiendo un mecanismo similar al que forma las BIF. En conjunto, la formación de yacimientos estratificados de manganeso es el resultado de la interacción entre la oxidación diferencial de Fe y Mn, las condiciones fisicoquímicas variables en la columna de agua y las dinámicas de transporte en cuencas sedimentarias.

5.6.3 Nódulos de manganeso

Los nódulos de (ferro-) manganeso son yacimientos que se forman en áreas pelágicas de cuencas oceánicas que presentan tasas de acumulación de sedimentos extremadamente bajas, inferiores a 7 m/Ma. Están ausentes en regiones de sedimentación rápida, en zonas ecuatoriales y de alta latitud, donde además hay una elevada productividad biológica. Están distribuidos de manera generalizada en el fondo de los océanos, siendo la zona de *Clarion-Clipperton*, en el Pacífico Norte, al poniente de México, la que muestra la mayor concentración a unos 5000 m de profundidad, donde se han identificado extensas áreas de formación abundante (>100 nódulos por m^2). Además, en dicha región, se han detectado concentraciones metalíferas elevadas, con hasta 2 wt % de Cu+Ni y notables cantidades de Co y Zn (Heath, 1981).

Fueron descubiertos desde 1868 en el océano Ártico ruso y posteriormente en la expedición oceanográfica realizada entre 1872 y 1876 a bordo del *HMS Challenger*. Desde su descubrimiento, se reveló que una considerable cantidad de recursos de manganeso, hierro, cobre y níquel, junto con cobalto, zinc y otros metales (como el platino), que se encuentran incorporados en su estructura.

En cuanto a su morfología y mineralogía, los nódulos son agregados decimétricos, de forma ovoide, con una textura marcadamente concéntrica, formados entorno a clastos diversos, así como a foraminíferos bentónicos y núcleos exóticos. Presentan un característico fracturamiento interno, evidencia de procesos de compactación. Su composición mineralógica incluye una variedad de óxidos de Fe y Mn, tales como vernadita, birnesita, todorokita, goethita y hematita (Heath, 1981).

5.6.3.1 Procesos formadores de nódulos polimetálicos

La génesis de los nódulos es compleja y es un fenómeno de larga duración aún no completamente comprendido, en donde varios procesos están involucrados, que interactúan y se sobreponen (Robb, 2005). En un extremo del espectro de procesos, está la precipitación directa de metales a partir del agua marina sobre un sustrato que actúa como núcleo, a partir del cual se produce un crecimiento concéntrico. Este proceso formaría nódulos de superficie lisa que serían hidrogenéticos o singenéticos. En otro extremo, están reacciones autigénicas que ocurren durante la diagénesis de los sedimentos marinos, y que formarían nódulos de superficie rugosa de carácter diagenético.

Dentro del espectro de procesos responsables de la formación de nódulos, también se considera: (a) la acumulación de detritos arcillosos y biogénicos (incluyendo material fecal) que contienen metales absorbidos o digeridos, los cuales se liberan durante la disolución y descomposición del sedimento y se integran a fluidos de cuenca; (b) la difusión ascendente de metales a través del agua de poro presente en los sedimentos del lecho marino; la (c) actividad bacteriana, que favorece la oxidación de metales; (d) la captura preferencial de metales de transición disueltos en el agua por parte de oxihidróxidos multi-elementales, como es el caso de la afinidad del Cu y el Ni por la todorokita.

5.7 Yacimientos estratiformes de cobre en rocas sedimentarias

Estos depósitos ocupan la segunda posición en la producción global de cobre, solo detrás de los pórfidos cupríferos (yacimientos magmático-hidrotermales formados en zonas de subducción) y, constituyen una fuente importante de cobalto, además de plomo, zinc, plata, uranio, oro, metales del grupo del platino y renio. Diversos depósitos de distinta edad se distribuyen globalmente, destacándose las reservas significativas de provincias como el cinturón cuprífero centroafricano (*Central African Copperbelt*) y del *Kupferschiefer* en Europa central.

Los yacimientos se asocian a la circulación de aguas connatas y fluidos diagenéticos en una cuenca. En estos sistemas, el transporte y depósito de metales queda restringido a la secuencia sedimentaria por la cual circulan dichos fluidos. Una salmuera de cuenca, que se desplaza a través de sedimento oxidado (caracterizado por la presencia de capas rojas), lixivia los metales base y se enriquece especialmente en cobre, manteniéndose subsaturada respecto al plomo y al zinc. Eventualmente los fluidos precipitarán preferentemente sulfuros de cobre. Tradicionalmente, estos yacimientos se conocen como depósitos de cobre en capas rojas, y se distinguen por una asociación metálica rica en Cu > (Pb+Zn) (Hitzman *et al.*, 2005).

Generalmente, los yacimientos se alojan en secuencias sedimentarias intracontinentales asociadas a cuencas de rift, en donde el relleno sedimentario inicial se depositó como capas oxidadas rojas (*red-beds*) de origen eólico o evaporítico (Figura 5.4); es por esta característica que se usa el término de cobre en capas rojas para referirse a estos yacimientos. Importantes depósitos se asocian a rifts que afectaron a supercontinentes como Rodinia (Neoproterozoico) o Pangea (Permo-Triásico). Posteriormente al relleno de capas rojas, una transgresión marina las cubre con una secuencia de arcillas reductoras, carbonatos y evaporitas.

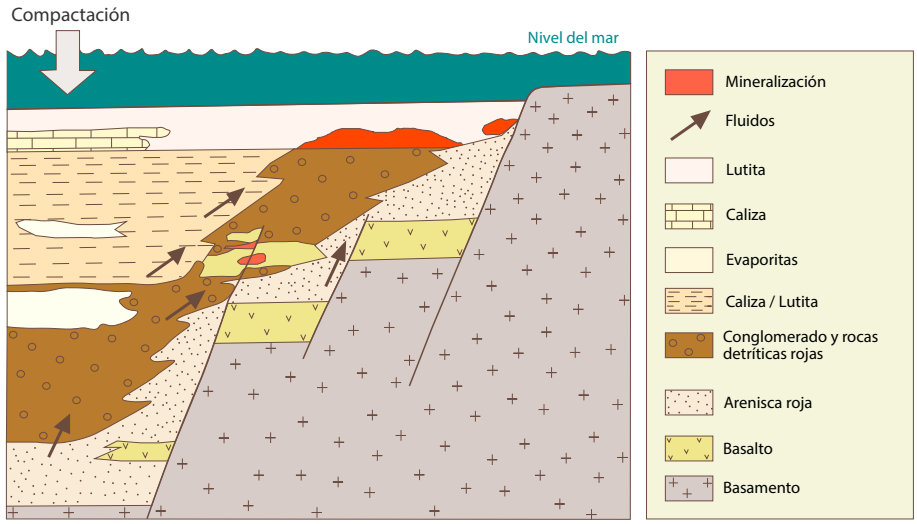


Figura 5.4. Modelo genético de los yacimientos de cobre en rocas sedimentarias (Modificada de Kirkham, 1989; Hitzman *et al.*, 2005).

5.7.1 Procesos concentradores de cobre en rocas sedimentarias

Las aguas de cuenca circulan a través del relleno sedimentario y de fallas activas, e interactúan con diversas litologías, adquiriendo altas salinidades (>20 wt % NaCl eq.) al circular por evaporitas. Dichos fluidos se mantienen relativamente oxidados, con un pH neutral (entre 5 y 9) y a bajas temperaturas (<150 a <100 ^{o}C). En dichas condiciones es estable la hematita y otros hidróxidos férricos. Estos fluidos son capaces de disolver Cu (hasta 100 ppm) al lixiviar minerales detríticos como magnetita, biotita, hornblenda y piroxeno, que se originan por la erosión de rocas de basamento. El transporte de cobre en solución se efectúa mediante la formación de complejos clorados (como el $CuCl_3^{2-}$).

El depósito de minerales de cobre ocurre cuando los fluidos oxidados que lo transportan en solución interactúan con alguna interfase redox (Figura 5.4), como capas de sedimentos y/o fluidos reductores. Los minerales presentes incluyen hematita, cobre nativo, calcosina, bornita, calcopirita, sulfuros de plomo, zinc y cobalto, y pirita.

La presencia de extensas capas rojas asegura la presencia de minerales detríticos fértiles degradados, que constituyen la fuente primaria de cobre. La presencia de evaporitas y otras rocas aportan clorinidad a los fluidos, lo que a su vez los hace capaces de disolver efectivamente el cobre. La combinación de estos aspectos resulta ideal para la génesis de este tipo de yacimientos.

La formación de los yacimientos de cobre ocurre a lo largo de la evolución de la cuenca de *rift* y, por lo tanto, los fluidos involucrados evolucionan también. Los procesos que precipitan minerales de cobre participan en la diagénesis desde etapas tempranas a tardías, y es por esto por lo que los cuerpos mineralizados no están presentes en alguna roca en particular, sino que transgreden litologías y están más asociados a fronteras redox por las que circularon los fluidos, en diferentes niveles de la cuenca (Figura 5.4).

5.8 Yacimientos tipo Valle del Misisipi

Los yacimientos tipo Valle del Misisipi (MVT, por sus siglas en inglés) constituyen depósitos minerales asociados a salmueras de cuenca que transportan y depositan metales. En estos sistemas, el transporte y depósito de metales se restringe a la secuencia sedimentaria por la que circulan los fluidos, de manera análoga a lo observado en los yacimientos de cobre en rocas sedimentarias revisados anteriormente. Sin embargo, a diferencia de estos últimos, cuando los fluidos se canalizan a través de medios relativamente reducidos, como rocas carbonatadas, se genera un sistema saturado en zinc y plomo. Los fluidos hidrotermales involucrados en la formación de estos yacimientos se caracterizan por ser de baja temperatura (entre 100 y 150 °C), alta salinidad (>15 wt % eq. NaCl), en ocasiones con metano (CH_4), además de componentes orgánicos y burbujas de hidrocarburos.

El yacimiento resultante se caracteriza por un enriquecimiento en esfalerita, galena, calcopirita en menor proporción, acompañadas de minerales accesorios como la fluorita y la barita, siendo estos minerales y respectivos metales distintivos de la tipología MVT. Los depósitos de este tipo son una fuente significativa de las reservas mundiales de zinc y plomo. A diferencia de los yacimientos de Cu en rocas sedimentarias, los MVT son depósitos distintivamente

epigenéticos de Zn y Pb, comúnmente asociados a rocas carbonatadas. Un rasgo distintivo es que la mineralización puede ocurrir millones de años después de la formación de las rocas encajonantes.

La localidad tipo de los MVT se encuentra en el sureste de Estados Unidos, aunque numerosos depósitos atribuibles a esta tipología se han identificado a nivel mundial. La mayoría de estos yacimientos se formaron durante el Fanerozoico, en ambientes tectónicos compresionales, coincidiendo con el ensamblaje de Pangea y la ocurrencia de orogenias compresionales activas en los períodos Devónico y Pérmico. También se formaron yacimientos MVT en eventos tectónicos posteriores, como las orogenias Alpina y Laramide. Estas características indican que la mineralización se relaciona con ambientes tectónicos compresionales.

5.8.1 Procesos formadores de yacimientos MVT

La sincronía entre la actividad orogénica y la circulación de fluidos hidrotermales es fundamental para la génesis de los MVT (Figura 5.5). Los procesos de cabalgamiento y levantamiento asociados a la orogenia compresional generan un gradiente hidrológico que promueve la circulación de fluidos que facilita el transporte de metales y, en ocasiones, la migración de hidrocarburos. Dicha circulación se focaliza hacia los márgenes de la cuenca, y los yacimientos se van formando a medida que los fluidos migran y los metales precipitan.

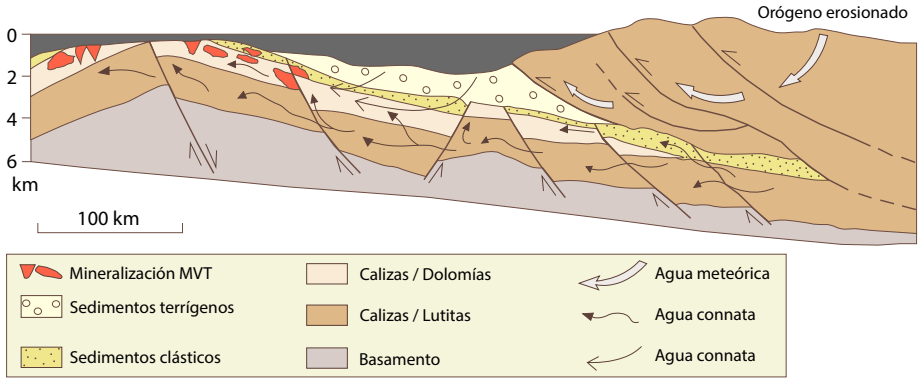


Figura 5.5. Modelo genético de los yacimientos tipo Valle del Misisipi (MVT). Se localizan varios sitios donde puede ocurrir la mineralización (Modificada de Garven, 1995; Leach *et al.*, 2005).

En el sitio de depósito, la precipitación puede ser causada por diversos procesos, entre los que se incluyen el aumento del pH en los fluidos provocado por la disolución de carbonatos, o por el enfriamiento del fluido. Otros procesos, probablemente más eficaces, son la mezcla de fluidos con composiciones distintas. Por ejemplo, la combinación de una salmuera con altas concentraciones de metales con agua de menor salinidad (por ejemplo, meteórica) podría reducir la solubilidad de los complejos metálicos. Asimismo, la mezcla de agua reducida, portadora de sulfuros, con una salmuera oxidada que contiene metales podría inducir la precipitación de sulfuros.

Otros mecanismos incluyen aquellos en los que la precipitación se desencadena por la incorporación localizada de sulfuros en un fluido hidrotermal en migración. En esta forma, la precipitación se produce en los puntos donde los sulfuros se generan o están disponibles. La producción de sulfuro en cuencas sedimentarias puede producirse por la reducción del sulfato en solución, cuando los fluidos interactúan con hidrocarburos líquidos o gaseosos, o mediante la disolución y reducción del sulfato presente en evaporitas, o directamente a partir de la maduración de materia orgánica sepultada en los sedimentos. Evidencias texturales de algunos de estos procesos incluyen pseudomorfos de sulfuros a partir de minerales evaporíticos o de fósiles y también en algunas estructuras sedimentarias; o la presencia de aceite en espacios porosos alrededor de minerales o numerosas inclusiones fluidas de hidrocarburos en minerales de mena y ganga de numerosos depósitos. La mineralización suele estar estratificada a lo largo de interfases entre dolomía y caliza, o asociada a contactos discordantes, como zonas de brecha generadas por procesos de disolución (Figura 5.5).

Las fuentes de azufre o las vías reactivas para la generación de sulfuros fueron distintas en cada depósito, e incluso pudieron haber variado durante la evolución de un mismo yacimiento o sistema. En los yacimientos MVT, por lo tanto, una serie de procesos puede contribuir a la precipitación de los sulfuros minerales, presentándose diversas combinaciones de estos procesos en los distintos yacimientos alrededor del mundo.

En resumen, la comprensión del sistema en el que se forman los yacimientos tipo MVT requiere integrar aspectos estratigráficos, tectónicos y geoquímicos,

siendo la circulación controlada por topografía y la conexión hidrológica entre rocas carbonatadas y cinturones orogénicos elementos claves en la formación de estos yacimientos.

5.9 Yacimientos sedimentario-exhalativos

Los yacimientos sedimentario-exhalativos (Sedex) constituyen depósitos de sulfuros de plomo y zinc alojados en rocas sedimentarias de edades diversas. Si bien presentan similitudes con los yacimientos tipo Valle del Misisipi (MVT) y los yacimientos de cobre en rocas sedimentarias revisados anteriormente, los Sedex se distinguen por ser singenéticos-diagenéticos, formándose durante etapas tempranas de la diagénesis, particularmente en sedimentos clásticos carbonáceos, de grano fino.

Los depósitos Sedex albergan más de la mitad de las reservas mundiales de plomo y zinc y se caracterizan por desarrollarse en cuencas de *rift* intracratónicas o en márgenes continentales pasivos, donde las cuencas sedimentarias pueden alcanzar cientos de km de ancho y presentar paquetes sedimentarios de varios km de espesor, separados por inconformidades (Leach *et al.*, 2005). Muchos de estos yacimientos están asociados con grandes acumulaciones de barita. El yacimiento del Carbonífero *Red Dog* y los depósitos cercanos en la cordillera *Brooks* de Alaska constituyen, en la actualidad, los mayores productores mundiales de zinc.

En contraste con los depósitos MVT, y de forma similar a los yacimientos de Cu en rocas sedimentarias, muchos de los depósitos Sedex son de gran tamaño y se presentan como depósitos aislados o dispersos dentro de las cuencas que los albergan. En algunas cuencas, múltiples cuerpos mineralizados se formaron en distintos momentos durante el relleno sedimentario. Las rocas encajonantes son normalmente de facies marinas, típicamente compuestas por lutitas y limolitas carbonáceas negras o grises, ricas en materia orgánica.

Los yacimientos Sedex se manifiestan como cuerpos estratiformes concentrados que reposan sobre zonas de *stockwork* (conjunto de fracturas mineralizadas) que actuaron como conductos alimentadores de los fluidos por debajo de las

chimeneas hidrotermales (Figura 5.6). La mineralización puede presentarse en forma de lentes masivos sin laminación, con espesores de hasta 100 m, o bien en depósitos claramente estratificados y laminados, constituidos por capas de sulfuros intercaladas con bandas de mena masiva o zonas dominadas por carbonatos y silicatos.

De manera similar a las BIF, las capas ricas en sulfuros muestran una estratificación a escala milimétrica a centimétrica. Los minerales predominantes incluyen esfalerita, galena, pirita y pirrotina, galena y sulfosales de plata, así como barita.

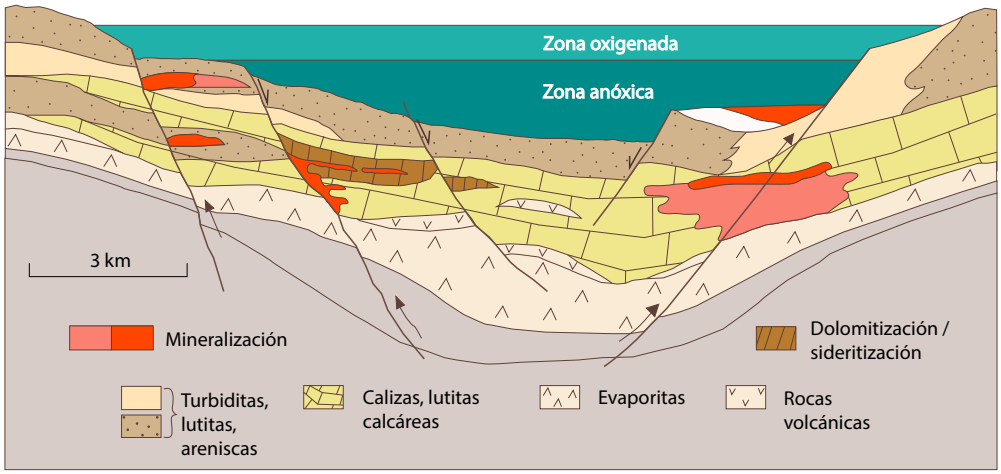


Figura 5.6. Modelo genético de los yacimientos tipo sedimentario-exhalativos (Sedex) (Modificada de Misra, 2000; Leach *et al.*, 2005).

5.9.1 Procesos formadores de yacimientos Sedex

Como su nombre lo sugiere, estos yacimientos se forman a partir de fluidos hidrotermales que son exhalados al océano a través de chimeneas hidrotermales, precipitando sulfuros y formando menas singenéticas que se depositan en el lecho marino (Figura 5.6). Los fluidos hidrotermales circulan a lo largo de conductos o fallas sin-sedimentarias, que generan fosas asociadas a estructuras tipo graben. Las reconstrucciones estructurales indican que estas fosas pueden alcanzar profundidades de cientos de metros, lo que sugiere una precipitación prolongada de los minerales. Sin embargo, los fluidos también se infiltran a través de sedimentos

sueltos y porosos situados debajo del lecho marino, y se ven involucrados en procesos diagenéticos, donde los sulfuros sustituyen minerales preexistentes en el sedimento, formando menas diagenéticas. En consecuencia, el término Sedex se emplea sabiendo que un fenómeno estrictamente exhalativo no es el único responsable de la formación de estos yacimientos, y que su formación tiene un origen dual. Las menas exhalativas (singenéticas/hidrogenéticas), donde los minerales se precipitan directamente a partir de la columna de agua y se depositan en el fondo marino, se caracterizan por texturas laminadas y extensas lateralmente. Mientras que en las menas diagenéticas, donde la precipitación ocurre en sedimentos poco consolidados, las menas se encuentran rellenando cavidades y asociándose a texturas típicas de la diagénesis, como la presencia de pirita framboidal.

5.10 Conclusiones

El capítulo ofrece una visión sobre la relación que hay entre los fluidos que circulan en cuencas sedimentarias y la génesis de yacimientos minerales metálicos.

Los diversos fluidos involucrados incluyen aguas meteóricas, aguas marinas, aguas connatas, fluidos diagenéticos y magmáticos, que participan en el transporte y precipitación de elementos metálicos en rocas sedimentarias y que constituyen la base de algunos depósitos minerales.

En los yacimientos de placer, la concentración mecánica de minerales pesados por la acción de aguas superficiales, regida por propiedades físicas como densidad, dureza y estabilidad química, da lugar a depósitos de oro, casiterita, tierras raras y otros metales.

Las formaciones de hierro bandeado y los depósitos estratificados de manganeso se originan por procesos redox en océanos primitivos, donde la actividad fotosintética promovió la oxidación del hierro.

La precipitación alterna de óxidos y pedernal no solo configura una base geológica compleja, sino que también sustenta reservas de hierro y manganeso de gran magnitud, esenciales para sectores como la construcción y la metalurgia.

Los nódulos polimetálicos y los depósitos de cobre en rocas sedimentarias, junto con los sistemas tipo Valle del Misisipi (MVT) y los yacimientos sedimentario-exhalativos (Sedex), evidencian la diversidad de procesos hidrotermales y diagenéticos en la formación de sulfuros y metales asociados.

Estos depósitos no solo aportan recursos directos para la industria de metales base, sino que también representan una fuente importante de elementos críticos como cobalto, zinc, plomo y metales del grupo del platino, cuya extracción es vital para la tecnología y la economía global.

En síntesis, el capítulo subraya que el estudio de los procesos sedimentarios y genéticos en cuencas no solo es clave para comprender la evolución geológica, sino que también determina la viabilidad y el potencial económico de los yacimientos minerales, aspectos esenciales para el desarrollo industrial y tecnológico a nivel mundial.

5.11 Autoevaluación

Instrucciones primera parte. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y complete los enunciados en los espacios disponibles (subrayado inferior). Utilice la Tabla A para completar de la mejor manera los enunciados.

1. Los depósitos de cobre en rocas sedimentarias se forman gracias a la circulación de _____ a través de _____.
2. Los yacimientos tipo Sedex se caracterizan por una _____ de fluidos hidrotermales.
3. Los depósitos tipo MVT se forman gracias a la circulación de _____ a través de una _____.
4. Cuando el agua profunda emerge hacia la superficie cerca de los continentes, para mezclarse con aguas más someras, se está hablando del fenómeno de _____ asociado a la formación de _____.
5. El proceso de _____ que ocurre en ambientes aluviales es el que forma algunos _____.

Tabla A
exhalación subacuática
aguas connatas
salmueras de cuenca
selección mineral
agua de mar
secuencia de rocas reducidas
depósitos de placer
surgencia
meteorización
aguas termales
transgresión marina
hierro bandeado
paquete de lutitas
secuencias detríticas oxidadas
fluidos diagenéticos

Instrucciones segunda parte. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Qué tipo de fluidos están involucrados en la formación de los depósitos de tipo MVT?

   a) aguas connatas
   b) aguas marinas
   c) aguas magmáticas
   d) aguas meteóricas

2. ¿Qué tipo de fluidos están involucrados en la formación de los depósitos de tipo Sedex?

   a) aguas meteóricas
   b) aguas marinas
   c) aguas magmáticas
   d) fluidos diagenéticos

3. ¿Qué tipo de fluidos están involucrados en la formación de los depósitos de Cu en rocas sedimentarias?

   a) aguas meteóricas
   b) aguas marinas
   c) aguas magmáticas
   d) fluidos diagenéticos

4. ¿Qué tipo de fluidos están involucrado en la formación de los depósitos de tipo BIF?

   a) aguas connatas
   b) aguas marinas
   c) aguas magmáticas
   d) fluidos diagenéticos

5. Los yacimientos de placer se forman gracias a la:

   a) concentración mecánica de partículas
   b) precipitación química de minerales
   c) diagénesis de sedimento bioquímico
   d) erosión de las olas

6. Los yacimientos de placer se caracterizan por ser ricos en:

   a) Au y Sn
   b) Ca y Na
   c) Fe y Ni
   d) Si y Al

7. Los yacimientos de placer eluviales son aquellos:

   a) originados primordialmente por meteorización, en donde los minerales más ligeros se movilizan dejando concentrados los minerales pesados.
   b) formados a lo largo de ríos y arroyos, donde las variaciones en la velocidad, turbulencia y condiciones hidráulicas del flujo provocan la acumulación de minerales pesados en zonas específicas del lecho.
   c) formados a lo largo de las márgenes de cuencas sedimentarias y se manifiestan como cuerpos lenticulares o capas delgadas en playas, distinguiéndose según el color y composición mineral
   d) formados en ambientes desérticos o costeros, donde los minerales pesados son arrastrados y concentrados por el viento.

8. Los yacimientos de hierro bandeado se forman gracias a la:

   a) concentración mecánica de partículas
   b) precipitación química de minerales
   c) diagénesis de sedimento bioquímico
   d) erosión de las olas

9. Los yacimientos estratificados de manganeso se forman gracias a la:

   a) concentración mecánica de partículas
   b) precipitación química de minerales
   c) diagénesis de sedimento bioquímico
   d) erosión de las olas

10. Los yacimientos de hierro bandeado se caracterizan por:

a) ser yacimientos con estratificación cruzada
b) una alternancia entre bandas de minerales de hierro y bandas de pedernal
c) ser estratificados y de gran espesor
d) presentar estructuras sedimentarias diversas

11. Los yacimientos de hierro bandeado se forman gracias a la:

a) oxidación del hierro en zonas profundas por fotosíntesis
b) oxidación del hierro ferroso en solución a hierro férrico insoluble
c) oxidación del agua marina en zonas profundas
d) oxidación del hierro en chimeneas hidrotermales

12. Los nódulos de manganeso se caracterizan por:

a) contener Mn y Ca
b) contener Mn y Fe
c) contener Mn y P
d) contener Mn y Au

13. Los nódulos de manganeso se forman en ambientes:

a) con muy baja tasa de sedimentación
b) con muy alta tasa de sedimentación
c) con nula sedimentación
d) con tasas moderadas de sedimentación

14. Los yacimientos estratiformes de cobre en rocas sedimentarias se caracterizan por:

a) ser diagenéticos
b) ser epigenéticos
c) ser singenéticos
d) ser hidrogenéticos

15. Los yacimientos tipo MVT se caracterizan por:

a) ser diagenéticos
b) ser epigenéticos
c) ser singenéticos
d) ser hidrogenéticos

16. Los yacimientos de hierro bandeado se caracterizan por:

a) ser diagenéticos
b) ser epigenéticos
c) ser singenéticos
d) ser hidrogenéticos

17. Las cuencas sedimentarias se caracterizan por:

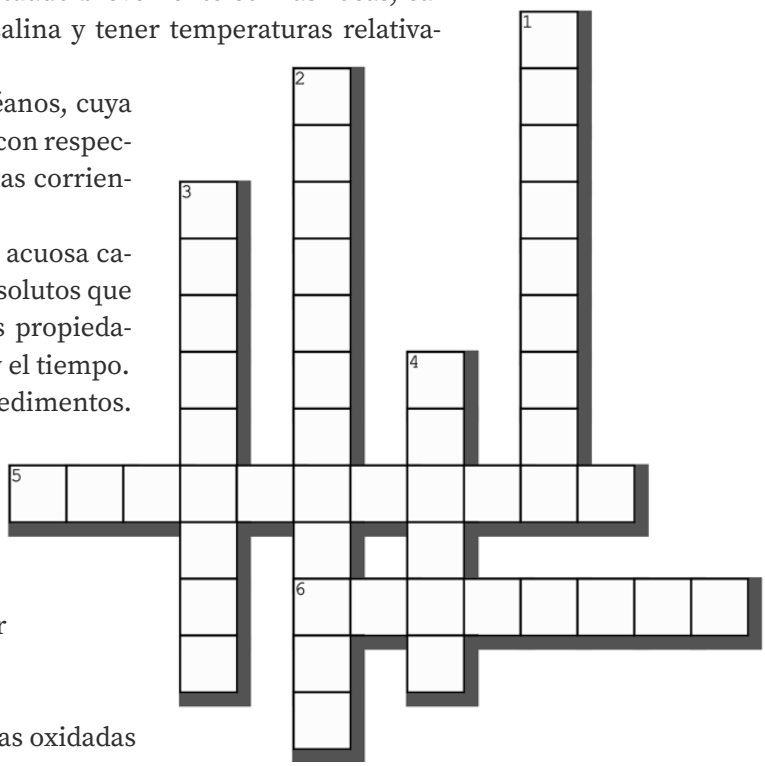
a) ser sistemas de flujo de fluidos
b) ser cavidades de grandes dimensiones
c) albergar numerosas rocas
d) ser rasgos de dimensiones menores

18. Las cuencas sedimentarias son importantes porque:

a) contienen muchas rocas y sedimentos
b) contienen recursos energéticos y minerales
c) contienen abundantes sedimentos
d) contienen abundantes fósiles

Instrucciones tercera parte. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y complete el crucigrama.

1. Es el agua emitida a partir de la cristalización de magmas, se caracteriza por ser una solución acuosa y/o gaseosa a temperaturas elevadas.
2. Son fluidos derivados de o relacionados con los procesos involucrados en la litificación de rocas sedimentarias.
3. El agua subterránea que ha interactuado brevemente con las rocas, caracterizada por ser dulce o poco salina y tener temperaturas relativamente bajas.
4. Es el agua presente en mares y océanos, cuya composición y temperatura varían con respecto a la profundidad y la acción de las corrientes marinas.
5. Fluido definido como una solución acuosa caliente (de 50 a 800 °C) que contiene solutos que van precipitando a medida que las propiedades del fluido varían en el espacio y el tiempo.
6. Son aguas que nacieron con los sedimentos.



Respuestas a las preguntas de completar enunciados (primera parte).

1. aguas connatas; secuencias detríticas oxidadas
2. exhalación subacuática
3. salmueras de cuenca; secuencia de rocas reducidas
4. surgencia; hierro bandeado
5. selección mineral; depósitos de placer

Respuestas a las preguntas de opción múltiple (segunda parte).

1.	a)	7.	a)	13.	a)
2.	d)	8.	b)	14.	a)
3.	d)	9.	b)	15.	b)
4.	b)	10.	b)	16.	c)
5.	a)	11.	b)	17.	a)
6.	a)	12.	b)	18.	b)

Respuestas del crucigrama (tercera parte)

1. Magmática
2. Diagenéticos
3. Meteórica
4. Marina
5. Hidrotermal
6. Connatas

5.12 Bibliografía

Garnett, R.H.T., Bassett, N.C. (2005). *Placer deposits.* Economic Geology, vol. aniv.100, 813-843.

Garven, G. (1995). *Continental scale groundwater flow and geologic processes.* Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23, 89–117.

Gross, G.A. (1980). *A classification of iron formation based on depositional environments.* Canadian Mineralogist, 18, 215-222.

Heath, G.R. (1981). *Ferromanganese nodules of the deepsea.* Economic Geology, vol. aniv. 75, 736–65.

Hitzman MW, Kirkham R, Broughton D, Thorson J, Selley D. (2005). *The sediment-hosted stratiform copper ore system.* Economic Geology, vol. aniv.100, 609–642.

Jébrak, M., Marcoux, É., Laithier, M. (il.). (2008). *Géologie de ressources minérales.* Asociación Geológica de Canada, 667 p.

Kirkham, R.V. *Distribution, settings and genesis of sediment-hosted stratiform copper deposits.* En: Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowett, E.C., Kirkham, R.V. (Eds) (1989). Sediment-hosted stratiform copper deposits. Asociación Geológica de Canadá, Publicación Especial, 36, 3-38.

Klein, C. y Beukes, N.J. (1989). *Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa.* Economic Geology, 84, 1733-1774.

Klein, C. (2005). *Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins.* American Mineralogist, 90, 1473–1499.

Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., Walters, S. (2005). *Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective.* Economic Geology, vol. aniv.100, 561-607.

Misra, K.C. (2000). *Understanding Mineral Deposits.* Kluwer Academic Publishers, 845 p.

Ridley, J. (2013). *Ore deposit geology.* Cambridge University Press, 398 p.

Robb, L. J. (2005). *Introduction to ore forming processes.* Blackwell Publishing Company, 373 p.

Slingerland, R. y Smith, N.D. (1986). *Occurrence and formation of water-laid placers.* Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, 14, 113–47.

Woodcock, Nigel H. (2004). *Life span and fate of basins.* Geology, 32 (8), 685-688.

6 Cuencas sedimentarias, su importancia minera y sus relaciones económicas

Dandy Calla Choque y Brandon Esparza Flores

Sumario

6.1. Resumen
6.2. Abstract
6.3. Introducción
6.4. Minería de minerales metálicos y no metálicos
6.4.1. Depósitos de minerales metálicos en cuencas sedimentarias
6.4.2. Clasificación de recursos minerales
6.4.3. Beneficio de minerales
6.4.4. Proyectos mineros activos en cuencas sedimentarias
6.5. Desarrollos y su impacto económico
6.6. Desafíos a futuro
6.7. Conclusiones
6.8. Autoevaluación
6.9. Bibliografía

6.1 Resumen

Las cuencas sedimentarias son de naturaleza relevante en la minería mexicana, debido a su contribución a la producción de minerales esenciales como oro, plata, cobre, zinc, y litio, que son importantes en la economía nacional y la transición energética. México cuenta con 1,218 proyectos mineros registrados ante la Cámara Minera de México (CAMIMEX), 89 están activos en estas cuencas, principalmente en las regiones de Chihuahua, Coahuila y Guerrero. La minería representa el 1.2 % del PIB, abastece a 70 sectores productivos y genera empleos bien remunerados, aunque enfrenta desafíos como la disminución de inversiones por falta de nuevas concesiones y el acceso limitado a tecnología para la extracción de minerales estratégicos como el litio.

Es fundamental implementar políticas públicas sostenibles que promuevan la innovación tecnológica y refuercen la gestión ambiental, garantizando así una minería responsable y competitiva. Asimismo, la inversión extranjera es clave para potenciar el impacto social positivo en las comunidades mineras y responder a la creciente demanda de minerales críticos para energías renovables, equilibrando su explotación con el desarrollo económico y la protección del medio ambiente.

Es relevante señalar que, aunque muchos de los yacimientos minerales se encuentran en cuencas sedimentarias, su génesis no necesariamente se relaciona con el tipo de cuenca, con su origen, con su evolución, sino se deben a otros factores geológicos (previos, contemporáneos o posteriores).

6.2 Abstract

Sedimentary basins are relevant in Mexican mining because they produce essential minerals such as gold, silver, copper, zinc, and lithium, which are critical in the national economy and energy transition. Mexico has 1,218 registered mining projects, and 89 are active in these basins in Chihuahua, Coahuila, and Guerrero regions. Mining represents 1.2 % of GDP, supplies 70 productive sectors, and generates well-paying jobs. However, it faces challenges such as

decreased investment due to the lack of new concessions and limited access to technology for extracting strategic minerals such as lithium.

Implementing sustainable public policies that promote technological innovation and strengthen environmental management is essential to ensuring responsible and competitive mining. Foreign investment is also key to enhancing the positive social impact on mining communities and responding to the growing demand for critical minerals for renewable energy, balancing their exploitation with economic development and environmental protection.

It is relevant to note that, although many of the mineral deposits are found in sedimentary basins, their genesis is not necessarily related to the type of basin with its origin and its evolution, but is due to other geological factors (previous, contemporary or later).

6.3 Introducción

México se divide en 32 estados, en 26 de ellos existen 1,218 proyectos mineros, concentrándose en Sonora el mayor número (282),160 en Chihuahua, 128 en Durango y 651 en otros estados (Cámara Minera de México, 2023). Un total de 263 proyectos están en etapa de exploración, 77 en producción, 33 en etapa de desarrollo, mientras que 837 proyectos están postergados y 8 operaciones se reportan en cierre (Cámara Minera de México, 2023). Este capítulo solo considera los proyectos que cuentan con los siguientes datos: propietario, ubicación, mineral de interés, y fase en la que se encuentra.

Las fases que componen un proyecto minero son: exploración, desarrollo, explotación y cierre.

Exploración. Etapa inicial del proceso minero que involucra la identificación y exploración preliminar del área de interés, donde se busca reconocer rasgos geológicos y la presencia de minerales mediante mapas geológicos, imágenes satelitales, estudios documentales, etc. Durante esta etapa, se identifican

irregularidades en el terreno que justifican la realización de estudios detallados como visitas a campo, geofísica, muestreo superficial, geoquímica, barrenación, etc.

Desarrollo. En esta fase, se establecen las labores y acciones dirigidas a la preparación y avance del área que abarca el depósito mineral, así como aquellas destinadas a la extracción de los minerales. Los trabajos por realizar varían según el método de extracción y la infraestructura disponible para el transporte del mineral. Los estudios de factibilidad durante esta etapa son necesarios, abarcan análisis y evaluaciones de información geológica, ingenieril, económica, social, legal y del entorno del yacimiento, éstos son cruciales para seleccionar el método de explotación más adecuado, ya sea subterráneo o a cielo abierto.

Explotación. La extracción del mineral es el proceso central en la explotación minera. Implica retirar el material útil del yacimiento, considerando el tipo de mineral, su ubicación, la forma del depósito y las condiciones geológicas.

Las operaciones mineras se dividen en subterráneas si el mineral se encuentra a una profundidad mayor que 400-500 metros, sin embargo, este límite puede variar debido a factores como costos de operación, normatividad ambiental, y características del mineral; a cielo abierto si el yacimiento está cercano a la superficie, es de una extensión superficial significativa (varios kilómetros cuadrados), un volumen considerable de mineral (decenas o cientos de millones de toneladas) o el mineral de interés se encuentra diseminado. Pero la viabilidad de usar minería a cielo abierto también dependerá de factores como la ley del mineral, la accesibilidad, y la rentabilidad económica de la operación.

Beneficio. Consiste en procesar el mineral utilizando diversos métodos, que varían según el tipo de mineral a extraer. Estos métodos incluyen la liberación del mineral de interés mediante la reducción de tamaño (trituración y molienda), concentración de los minerales de interés, lixiviación, fundición, entre otros. El objetivo principal es recuperar los minerales o sustancias de valor económico al aumentar la concentración y pureza de uno o varios componentes. Una operación minera se encuentra en esta etapa cuando se está extrayendo el mineral

que es enviado a una planta de beneficio y en esta se procesa el mineral hasta obtener un producto comercializable (concentrado).

Cierre. Fase final del ciclo minero, en ella se llevan a cabo una serie de acciones desde el inicio, durante el proceso, cierre y postcierre de la actividad productiva de la mina, con el fin de reducir el impacto ambiental de las operaciones mineras. Entre las principales obras se encuentran; 1) Retiro de maquinaria, equipos e instalaciones para su reutilización o reciclaje, 2) Implementación de medidas para asegurar la estabilización física y química de las áreas, cumpliendo con normativas sobre confinamiento y depósito de residuos, 3) Preparación del suelo y reintroducción de especies nativas de flora y fauna en las áreas afectadas. Además, se realiza una contribución significativa a los Objetivos de Desarrollo Sostenible (ODS) de la Agenda 2030 de la ONU; en particular, la etapa de cierre de una mina guarda una relación directa con los ODS 6 (agua limpia y saneamiento), 12 (producción y consumo responsable) y 15 (vida de ecosistemas terrestres). Es importante destacar que, aunque el cierre suele ser la última fase planificada y ejecutada, no siempre ocurre al final del ciclo minero. Esto se debe a que, en cualquiera de las etapas, puede presentarse una interrupción que obligue a cerrar la mina antes de completar todo el proceso del proyecto.

Postcierre. En la etapa de postcierre de las operaciones mineras, es importante que parte del personal continúe presente para supervisar y monitorear las medidas de seguridad y remediación ambiental, con la finalidad de asegurar que se mantengan en condiciones óptimas los planes y medidas implementadas. Los manuales de seguridad y de atención a incidentes, así como el plan de manejo de contingencias, deben mantenerse actualizados y se debe asegurar su supervisión continua. Por último, las actividades de monitoreo se deben seguir realizando hasta que se garantice la total efectividad de los procesos de control y remediación.

Los proyectos consultados en el Servicio Geológico Mexicano muestran proyectos que tienen etapas de exploración, preparación y explotación en su portafolio de proyectos, por lo tanto, no se incluye aquellos proyectos que no se encuentren en estas etapas.

6.4 Minería de minerales metálicos y no metálicos

La minería de metales implica la extracción de minerales que contienen elementos valiosos como oro, plata, cobre, hierro, zinc, plomo, entre otros. Desde hace siglos hemos utilizado los recursos naturales de nuestro planeta, desde la simple recolección de piedras para la fabricación de herramientas hasta el surgimiento de grandes proyectos relacionados a la industria minera y extractiva. Los metales están presentes en todos los ámbitos de nuestra sociedad, se utilizan como parte de productos duraderos y no duraderos, así como en diversas actividades industriales, desde la construcción de edificios hasta la fabricación de artículos sanitarios, aunque su utilización es evidente, a menudo no se reconoce su importancia.

En México, la minería es un sector notable de la economía nacional, aporta 1.2 % PIB (Producto Interno Bruto). El valor de la producción minero-metalúrgica en el país alcanzó los 316 mil millones de pesos (15,751 millones de dólares), lo que implicó una disminución del 5.3 % en comparación con el año pasado (Figura 6.1).

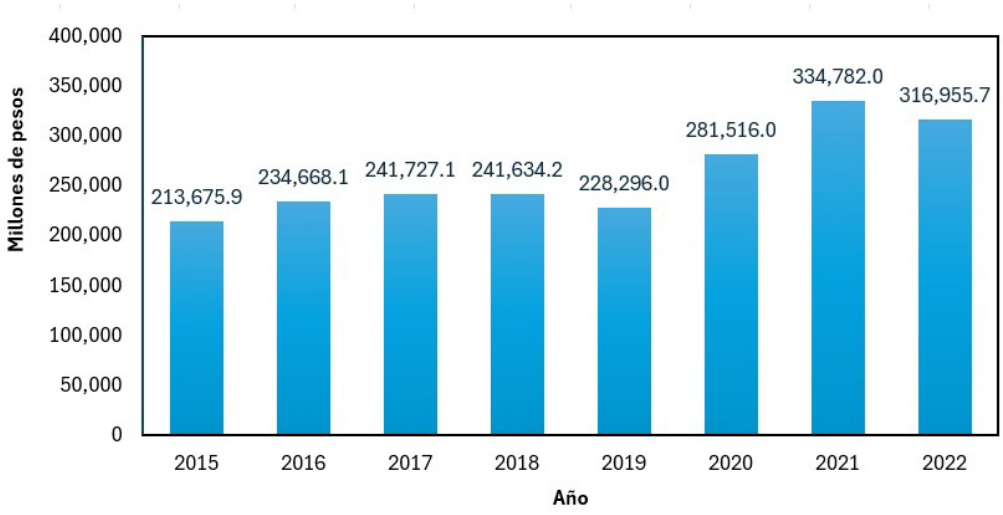


Figura 6.1. Valor de la producción Minero-Metalúrgica Nacional 2015-2022 (Cámara Minera de México, 2023).

En 2022, el oro continuó siendo el principal producto de la industria minero-metalúrgica del país, representando el 30.6 % del valor total de la producción, seguido por el cobre con un 27.2 % y la plata con un 17.6 % (Figura 6.2).

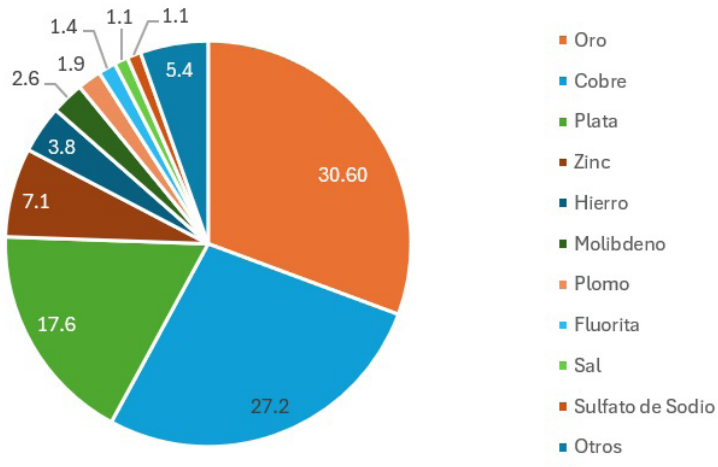


Figura 6.2. Principales productos en el valor de la producción Minero-Metalúrgica (Cámara Minera de México, 2023).

Además, es un pilar para el bienestar y calidad de vida de 696 comunidades ubicadas en 212 municipios del país. Del total de proyectos (1,218), 751 corresponden a metales preciosos, 182 a minerales polimetálicos, 167 a cobre, 74 a mineral de hierro, 24 a litio y los 20 restantes a otros metales y minerales (Cámara Minera de México, 2023).

6.4.1 Depósitos de minerales metálicos en cuencas sedimentarias

Los yacimientos de minerales, tanto metálicos como no metálicos, son acumulaciones de una o más substancias útiles que en su mayoría están distribuidos en la corteza exterior de la Tierra. Los depósitos de minerales metálicos suelen contener concentraciones de metales. Estos metales representan la parte valiosa del yacimiento y suelen estar unidos químicamente a otros elementos, formando menas minerales. Estas menas a menudo se encuentran mezcladas con minerales no metálicos, conocidos como ganga, y su combinación constituye la mena que generalmente está incrustada en rocas de cualquier naturaleza, siendo las sedimentarias las que se formaron en cuencas sedimentarias.

Las menas son la fuente primaria de los metales y otros elementos útiles para la industria. En las menas se hallan, principalmente, minerales metálicos, como la galena, extraída para obtener plomo. Algunos minerales no metálicos, como

la malaquita, la bauxita o la cerusita, contienen cobre, aluminio y plomo, respectivamente.

El mismo metal puede extraerse de diferentes minerales, existen varios minerales de cobre como la calcosina, bornita, calcopirita, cuprita, malaquita, etc., uno o varios de estos minerales pueden estar presentes en un depósito.

Algunas de las menas más importantes se enumeran en la tabla 6.1.

Tabla 6.1. Menas más comunes (Haldar, 2020).

Metal	Mineral	Composición	% de metal	Primario	Supergénico
Oro	Oro nativo	Au	100	×	×
	Calaverita	$AuTe_2$	39	×	
	Silvanita	$(Au, Ag)\ Te_2$	34	×	
Plata	Plata nativa	Ag	100	×	×
	Argentita	Ag_2S	87	×	×
	Querargirita	AgCl	75		×
Hierro	Magnetita	$FeO \cdot Fe_2O_3$	72	×	
	Hematita	Fe_2O_3	70	×	×
	Limonita	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$	60		×
	Siderita	$FeCo_3$	48	×	×
Cobre	Cobre nativo	Cu	100	×	×
	Bornita	$CuFeS_4$	63	×	×
	Brochantita	$Cu_4SO_4(OH)_6$	62		×
	Calcosina	Cu_2S	80	×	×
	Calcopirita	$CuFeS_2$	34	×	×
	Covelina	CuS	66	×	×
	Cuprita	Cu_2O	89		×
	Enargita	Cu_3AsS_4	48	×	
	Malaquita	$CuCO_3(OH)_2$	57		×
	Azurita	$2CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$	55		×
	Crisocola	$(Cu, Al)_4H_4(OH)_8Si_4O_{10} \cdot nH_2O)$	36		×
Plomo	Galena	PbS	86	×	
	Cerusita	$PbCo_3$	77		×
	Anglesita	$PbSO_4$	68		×
Zinc	Blenda	ZnS	67	×	
	Smithsonita	$ZnCO_3$	52		×
	Hemimorfita	$ZnSiO_5H_2$	54		×
	Cincita	ZnO	80	×	

La ganga abarca minerales que acompañan a la mena, pero no presentan interés económico en el momento de la explotación, como el cuarzo, calcita, feldespatos, etc. Pueden ser minerales introducidos o están presentes en la roca encajonante, que usualmente son desechados durante el proceso de beneficio. No obstante, algunas sustancias que se consideran como parte de la ganga pueden tener aplicaciones secundarias en ciertos casos. Por ejemplo, la roca de ganga se puede usar como material para pavimentar carreteras, el espato de flúor como fundente, el cuarzo como abrasivo o mortero para construcción. Minerales que actualmente se consideran como un escaso valor económico pueden tener un impacto significativo en el método de explotación y tratamiento, así como los costos asociados, lo que a su vez puede influir en la valoración del mineral. En la tabla 6.2 se presentan algunos de los minerales de ganga más comunes.

Tabla 6.2. Minerales de ganga más comunes.

Nombre	Composición
Cuarzo	SiO_2
Bauxita	$Al_2O_3 \cdot 2H_2O$
Limonita	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$
Calcita	CO_3Ca
Siderita	CO_3Fe
Baritina	SO_4Ba
Feldespato	-
Yeso	$SO_4\,Ca + H_2O$
Dolomita	$CO_3(Ca, Mg)$
Arsenopirita	S As Fe
Marcasita	$S_2\,Fe$
Clorita	-
Granate	-
Apatito	$Ca_5(PO_4)_3\,(F, Cl, OH)$
Minerales arcillosos	-

Dentro de las cuencas sedimentarias de México existen yacimientos de todo tipo, veta, manto, chimenea, skarn, diseminado, stockwork, irregular, brecha, etc. Por ejemplo, en el distrito minero de Santa Eulalia ubicado en la Cuenca de Chihuahua, se encuentran una serie de cuerpos minerales en forma de

chimeneas, mantos y vetas emplazadas en calizas cretácicas (Hernández *et al.,* 2000). Otro ejemplo es el distrito minero de Taxco, productor de Ag, Pb, Zn, Au y Cd, en estructuras de relleno tipo veta-falla (Rivera *et al.,* 2020). Los yacimientos de Bismarck y Naica en Chihuahua son los más conocidos de los yacimientos tipo skarn (Servicio Geológico Mexicano, 2021). Algunos de los yacimientos incluso son considerados yacimientos de clase mundial como el de Santa Eulalia ubicado en la cuenca de Chihuahua, El arco en la Cuenca Vizcaíno-Purísima y Los filos-Bermejal en la Plataforma Guerrero-Morelos (Servicio Geológico Mexicano, 2024). Se denomina yacimiento de clase mundial a aquellos que contienen reservas de gran magnitud en comparación con otros yacimientos del mismo tipo, con alta ley de mineral y que pueden ser explotados durante varias décadas.

6.4.2 Clasificación de recursos minerales

Los recursos minerales y las reservas de mineral se refieren a la estimación del tonelaje y la calidad del depósito mineral, es una estimación y no es definitiva hasta que se extrae todo el mineral. Las diversas técnicas de muestreo se llevan a cabo con diferentes densidades o intervalos, lo que implica incertidumbres y comparabilidad asociadas (Haldar, 2020). El sistema de clasificación de recursos y reservas minerales, junto con el código de presentación de informes, ha evolucionado a lo largo de los años en distintos países, basándose en la información geológica, la conveniencia de uso y la necesidad de inversión en el sector minero. Durante el siglo XX, se utilizó un sistema de clasificación convencional o tradicional, surgieron nuevos desarrollos que satisfacían estatutos, regulaciones, funciones económicas, mejores prácticas de la industria, competitividad y aceptación internacional. El nivel de certeza en las estimaciones de tonelaje y ley puede clasificarse cualitativamente usando terminología adecuada. Para mejorar el aporte de la exploración y alcanzar un alto grado de confianza y viabilidad económica, la categorización se ha dividido en “reservas económicas” y “recursos subeconómicos condicionales” los cuales se subdividen en desarrollados, probados, probables y posibles (Figura 6.3).

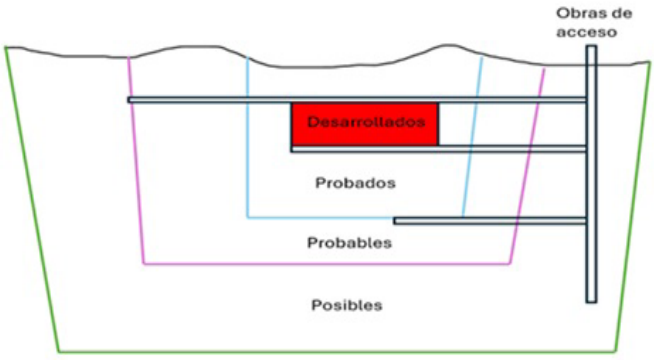


Figura 6.3. Método de clasificación de reservas mineras tradicionales (Haldar, 2020).

Por otro lado, el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) recopiló datos a nivel nacional sobre recursos geológicos y creó un sistema de clasificación basado en dos ejes, un aumento en la certeza geológica y una mayor viabilidad económica. Este sistema distingue entre recursos identificados y no identificados. Los primeros incluyen reservas medidas (probadas), indicadas (probables) y recursos inferidos (posibles), que se dividen en subcategorías económicas y subeconómicas (Figura 6.4). Por otro lado, los recursos no identificados se clasifican en tipos hipotéticos (prospectivos) y especulativos (pronósticos). El esquema de clasificación pone especial atención en los recursos subeconómicos identificados para futuros objetivos. Además, tiene concepto de la probabilidad de existencia de recursos no descubiertos, considerados en un contexto hipotético y especulativo.

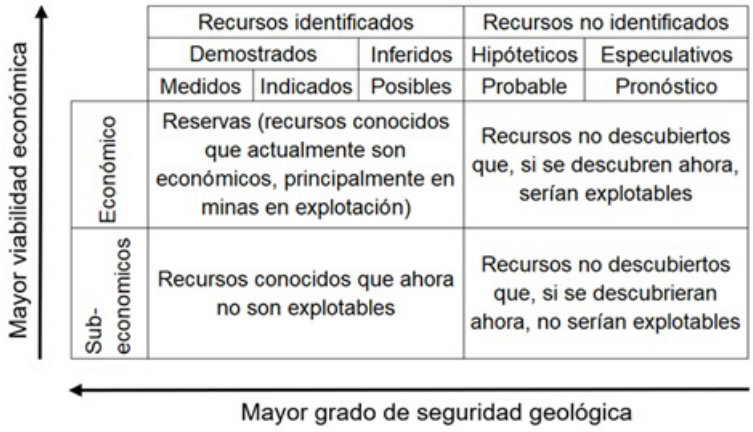


Figura 6.4. Esquema de clasificación de recursos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (Haldar, 2020).

A continuación, se ilustra la progresión desde un yacimiento mineral hasta un depósito mineral, pasando por recursos y reservas minerales probadas, hasta llegar a una explotación rentable. El éxito de esta progresión depende principalmente de la calidad de la observación e interpretación geológicas y su aplicación en la industria, dicho proceso se muestra en la figura 6.5.

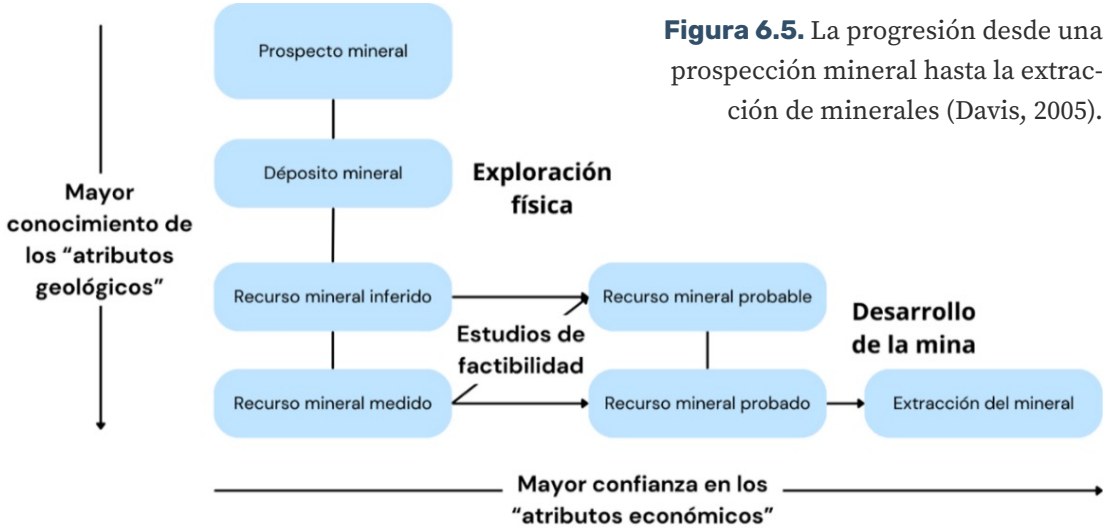


Figura 6.5. La progresión desde una prospección mineral hasta la extracción de minerales (Davis, 2005).

6.4.3 Beneficio de minerales

Para la comercialización de minerales, es necesario concentrar al máximo el mineral en bruto. El proceso de beneficio de minerales es la ciencia y el arte de separar los minerales metálicos y no metálicos valiosos de los minerales de ganga (Haldar, 2020). El beneficio del mineral se realiza en etapas de liberación y concentración de la siguiente manera:

1. El proceso comienza con la recepción del material recién extraído de la mina, que generalmente contiene fragmentos de diversos tamaños y presenta impurezas. Este material se traslada a través de cintas transportadoras o vehículos hacia la planta de procesamiento, donde inicia la etapa de trituración.
2. La trituración se realiza al comprimir el mineral contra una superficie rígida o al impactarlo contra una superficie en una trayectoria de movimiento con limitaciones rígidas. Entre las trituradoras más utilizadas en el

procesamiento de minerales se encuentran la trituradora de mandíbulas, la trituradora giratoria y la trituradora de rodillos, que manejan un tamaño de alimentación de hasta 220 cm y reducen el material a un tamaño de salida que varía entre 0.5 y 2 cm (Haldar, 2020).

3. La molienda es la etapa final del proceso de liberación, y generalmente se lleva a cabo en recipientes cilíndricos giratorios de acero de alta resistencia, en seco o en suspensión en agua. Los fragmentos de material procedentes de la trituradora giran libremente dentro del molino giratorio, junto con un medio de molienda. La molienda se produce por impacto o compresión debido a fuerzas aplicadas casi perpendicularmente a la superficie de las partículas y por abrasión debido a fuerzas que actúan paralelamente a las superficies. Existen cinco tipos de molinos: de bolas, de barras, de guijarros, autógeno y semiautógeno. El molino reduce las partículas de alimentación, que tienen un tamaño inicial de hasta 520 mm, al tamaño óptimo de entre 40 y 300 µm, según lo requerido para el beneficio.
4. Estos productos intermedios de la concentración (beneficio) pueden obtenerse mediante diversos procesos de lixiviación, clasificación de minerales, concentración por gravedad, esclusas y conos, espiral, mesa vibratoria, separador multigravedad, separador magnético, separación por medios densos y flotación por espuma (Haldar, 2020).
5. La fundición optimiza la separación del mineral de los minerales de ganga (Ammen, 1997). Durante este proceso, los concentrados se funden en un horno a alta temperatura, generando una masa fundida de silicato (escoria) y una masa fundida inmiscible (mata) y las masas se separan debido a las diferencias de densidad. La refinación se puede realizar en dos procesos: electrometalurgia y pirometalurgia.
6. La refinación es el proceso de purificar un metal impuro hasta alcanzar su forma más pura (99.99 %). Existen diferentes métodos de refinación, como la refinación térmica y el refinado electrolítico.
7. Los minerales finalmente aportan elementos metálicos o no metálicos en su forma más pura después de varios procesos. Los procesos como trituración - molienda - concentración - fundición - refinación - elementos metálicos/no metálicos más puros generan productos utilizables para la sociedad (Figura 6.6).

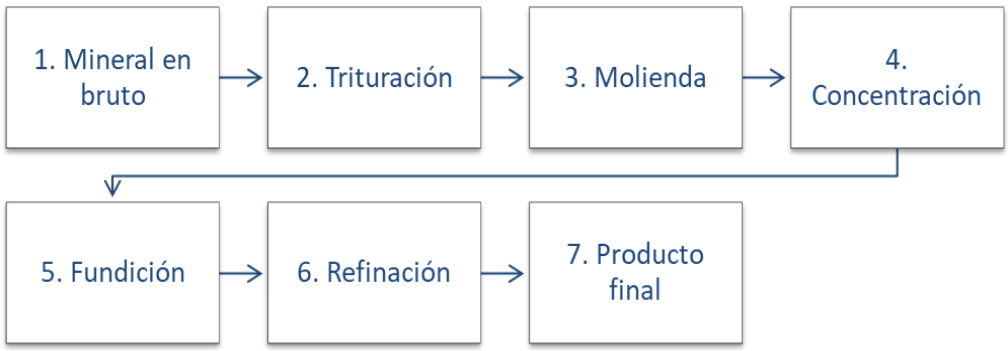


Figura 6.6. Diagrama de flujo de procesamiento de minerales.

6.4.4 Proyectos mineros activos en cuencas sedimentarias

En México hay 381 proyectos activos, de los cuales se contabilizaron 89 proyectos al 2024 dentro de cuencas sedimentarias (no necesariamente relacionadas con su origen y evolución); la mayoría están en el norte del país y se encuentran en la etapa de exploración, algunos se sitúan sobre yacimientos de gran importancia, con gran potencial económico y representan la principal actividad económica de la localidad. También, los estados se dividen en regiones mineras, debido a que la minería se ha practicado desde la época de la colonia (Servicio Geológico Mexicano, 2021), enmarcados con base al tipo de yacimiento y la mineralización.

Cuenca de Chihuahua

La Cuenca de Chihuahua se encuentra en el norte de México, distinguiéndose por su topografía de sierras y depresiones. Las sierras, en su mayoría son elevaciones formadas por estructuras anticlinales donde emergen rocas del Mesozoico, mientras que las depresiones están rellenas de sedimentos aluviales del Cenozoico. Las secuencias sedimentarias muestran una estrecha relación con rocas ígneas, las que intrusionan o se sobreponen; los espesores oscilan entre 1,000 y 4,000 m (Aranda *et al.,* 2010).

Los principales proyectos se encuentran ubicados dentro de las regiones mineras de Casas grandes, Juárez, Ojinaga, Jiménez-Camargo, Chihuahua y una porción de las regiones de Madera, Cuauhtémoc y Parral (Figura 6.7) dentro de la Cuenca de Chihuahua y en la Sierra Madre Occidental, tal como se muestra en la tabla 6.3. El potencial geológico del territorio de Chihuahua es altamente propicio para la exploración de sus recursos minerales, lo cual lo convierte en un destino muy atractivo para inversiones tanto nacionales como extranjeras (Servicio Geológico Mexicano, 2022a).

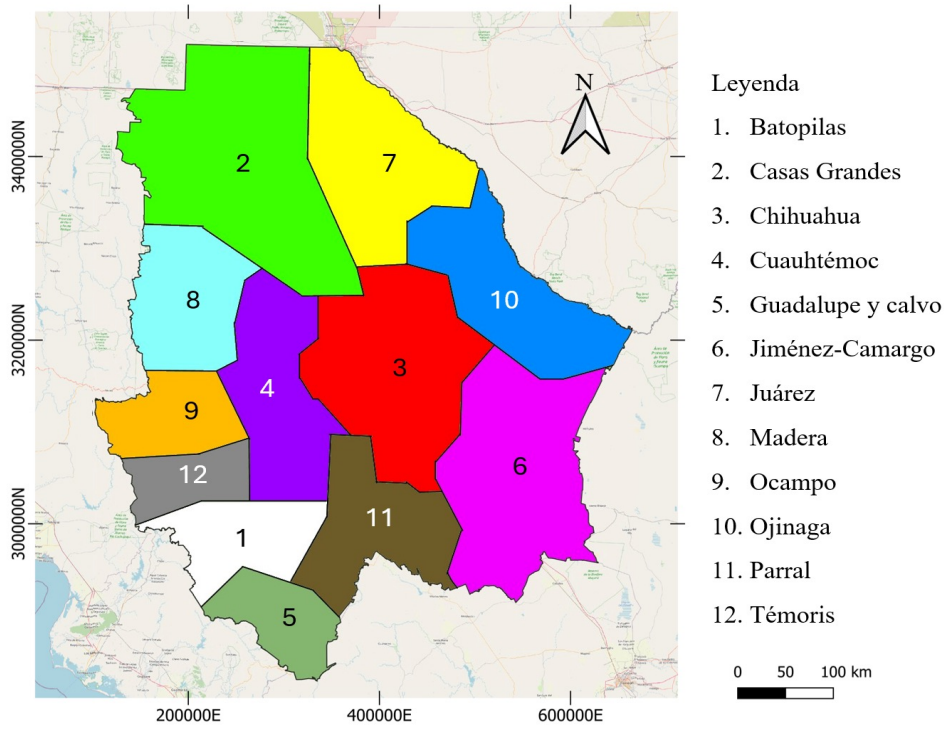


Figura 6.7. Regiones Mineras del Estado de Chihuahua (Servicio Geológico Mexicano, 2022a).

Tabla 6.3. Proyectos Mineros activos en la Cuenca de Chihuahua.

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
Cordero	Discovery Silver Corp.	Metálico	Desarrollo	Ag, Au, Zn, Pb
Naica	Peñoles	Metálico	Explotación	Ag-Pb-Zn
Vinata	Sable Resources Ltd	Metálico	Exploración	Cu, Ag, Mn
Guigui	Reyna Silver	Metálico	Exploración	Ag, Pb, Zn

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
Santa Eulalia	Grupo México	Metálico	Explotación	Pb, Zn
El Potosí	Goldcorp	Metálico	Exploración	Ag, Pb, Zn
San Antonio	Great Panther Silver Ltd	Metálico	Explotación	Au, Cu
Carrizalillo	Sierra Metals Inc	Metálico	Explotación	Zn, Cu
El Cuervo	Azure Minerals Ltd	Metálico	Exploración	Cu, Zn, Mo
Mina Plomosas	Consolidated Zinc Ltd	Metálico	Explotación	Pb, Zn
Walkiria	Golden Goliath Resources	Metálico	Exploración	Pb, Zn, Ag
San Jose	Scorpio Mining Corp	Metálico	Exploración	Ag, Au
La Fortuna	Blackcomb Minerals Inc	Metálico	Exploración	Ag
Purisima	Silver Scott Mines Inc	Metálico	Exploración	Au, Ag
Mariana	Grupo de Cementos de Chihua	Metálico	Explotación	Fe
La morita	Camex	Metálico	Explotación	Ag, Pb, Zn, Ba
Bismark	Grupo Peñoles	Metálico	Explotación	Zn, Pb, Cu
Samalayuca	Vvc Exploration	Metálico	Explotación	Cu
Camargo	Mundoro Capital Inc	Metálico	Exploración	Au, Ag, Pb, Zn
Centauro	Fresnillo Plc	Metálico	Exploración	Ag, Pb, Zn
La Negra	Minera del norte	Metálico	Exploración	Fe
La Perla	Minera del norte	Metálico	Explotación	Fe
El Berrendo	Freeport McMoran	Metálico	Exploración	Pb, Zn
Leones	Peñoles	Metálico	Exploración	Ag, Pb
Maijoma el Alamo	Camino Minerals Corp	Metálico	Exploración	Ag
Tres Marías	Tombstone exploration de México	Metálico	Exploración	Ag, Pb, Zn, Ge
Jaco	Ruedas y Alba	No metálico	Explotación	Sal
Los Charcos	Yesera Monterrey	No metálico	Explotación	Yeso
Presidio	Grupo Cementos de Chihuahua	No metálico	Explotación	Yeso
Laguna Palomas-Carrillo	Cooperativa Carrillo	No metálico	Explotación	Sal
Cerro Prieto	CORPOMIN	No metálico	Explotación	$BaSO_4$

Plataforma de Coahuila

Se encuentra en los estados de Chihuahua, Coahuila y Durango. Es una región que se extiende en dirección oeste-noroeste a este-sureste, compuesta principalmente por rocas sedimentarias del Cretácico. La zona exhibe una deformación caracterizada por pliegues amplios y fallas normales (Aranda *et al.,* 2010).

En el año 2020, el estado de Coahuila contribuyó con el 1.23 % del valor total de la producción minera nacional. Destacó en el primer lugar en la producción de cadmio, hierro, carbón, celestita, sílice y sulfato de magnesio. Además, se ubicó en el tercer lugar en la producción de dolomita, en el cuarto lugar en barita y fluorita y, en el quinto lugar en caolín y plomo (Servicio Geológico Mexicano, 2022b).

La figura 6.8 muestra la ubicación y la tabla 6.4 los tipos de yacimientos de los proyectos mineros correspondientes a la plataforma de Coahuila, donde destacan la región fluoritera, región de celestita, región de salinas y la región de dolomita; además de yacimientos de yeso, yacimientos de arena sílica, Hércules, La encantada, La pasión, Sierra mojada, cobre estratiforme, Dolores-Reforma, El alicante-Picacho, Jimulco, Carrizalejo, El fuste-La mula y El volcán.

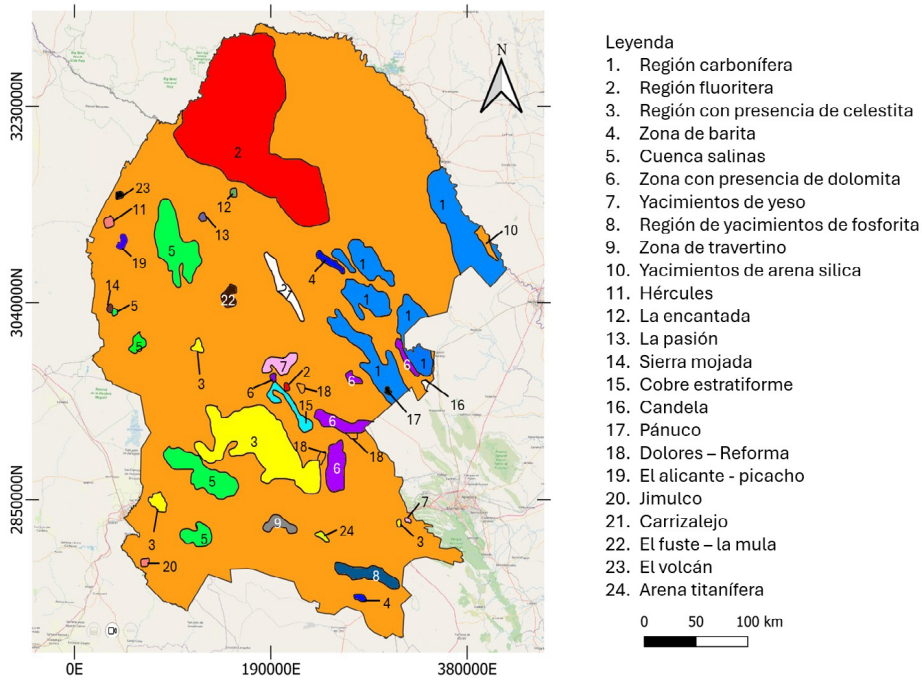


Figura 6.8. Regiones Mineras del Estado de Coahuila (Servicio Geológico Mexicano, 2022b).

Tabla 6.4. Proyectos Mineros activos en la Plataforma de Coahuila.

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
Malabrigo	Mirasa	No metálico	Explotación	F
Aguachile	Minera Muzquiz	No metálico	Explotación	F
Puerto Rico	Dsvmetals	Metálico	Exploración	Ag, Zn
Hércules	Altos Hornos de México	Metálico	Explotación	Fe
La Kika	Dsvmetals	Metálico	Exploración	Zn, Ag
La Sabina - Buena vista	Fluorita de México	No metálico	Exploración	F
La Encantada	First Majestic Silver	Metálico	Explotación	Ag
Minerva	Discovery metals	Metálico	Exploración	Pb, Zn
El Ángel del Desierto	Minera los ángeles del desierto	Metálico	Exploración	Pb, Zn
La Morena	Stockport exploration	Metálico	Exploración	Cu, Zn, Ag
Vicki	Almadex minerals Ltd	Metálico	Exploración	Ag, Cu, Pb, Zn
Cenzontle	Almadex minerals Ltd	Metálico	Exploración	Au, Ag
Sierra Mojada	Silver Bull Inc	Metálico	Desarrollo	Cu, Zn, Pb
Mina Laguna del Rey	Magnelec	Metálico	Explotación	Na, Mg
Sierra Ramírez	Mag Silver Corp	Metálico	Exploración	Au, Ag
Madera	Philippine metals inc	Metálico	Exploración	Cu
Cuatro Ciénegas	Philippine metals inc	Metálico	Desarrollo	Ag, Cu

Plataforma de Actopan-Valles San Luis

Localizada en los estados de Nuevo León, San Luis Potosí e Hidalgo, que se caracteriza por ser una zona con secuencias sedimentarias plegadas y falladas, compuesta por una columna estratigráfica variada que abarcan desde el Paleozoico hasta el Cretácico (Aranda *et al.,* 2010).

En la Plataforma Actopan-Valles San Luis, los distritos mineros más importantes son Villa Hidalgo, Guaxcamá, Guadalcázar, Zaragoza y Ciudad Valles; donde se encuentran yacimientos de yeso, oro, plata y zinc (Figura 6.9), dichos proyectos se enlistan en la tabla 6.5.

Tabla 6.5. Proyectos Mineros activos en la Plataforma Actopan-Valles San Luis.

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
Vía Láctea	Triturados de Yeso	No metálico	Explotación	Yeso
Guadalcázar-Dolores-Calaminas	Millrock Resources Inc	Metálico	Exploración	Au, Ag, Zn
Guadalcázar	Vane Minerals Group	Metálico	Exploración	Ag, Au
Lajas	Almaden Minerals Ltd	Metálico	Exploración	Au, Ag
Rafles	Kensus	No metálico	Explotación	Yeso
Don Pedro	Cia. Usg	No metálico	Explotación	Yeso

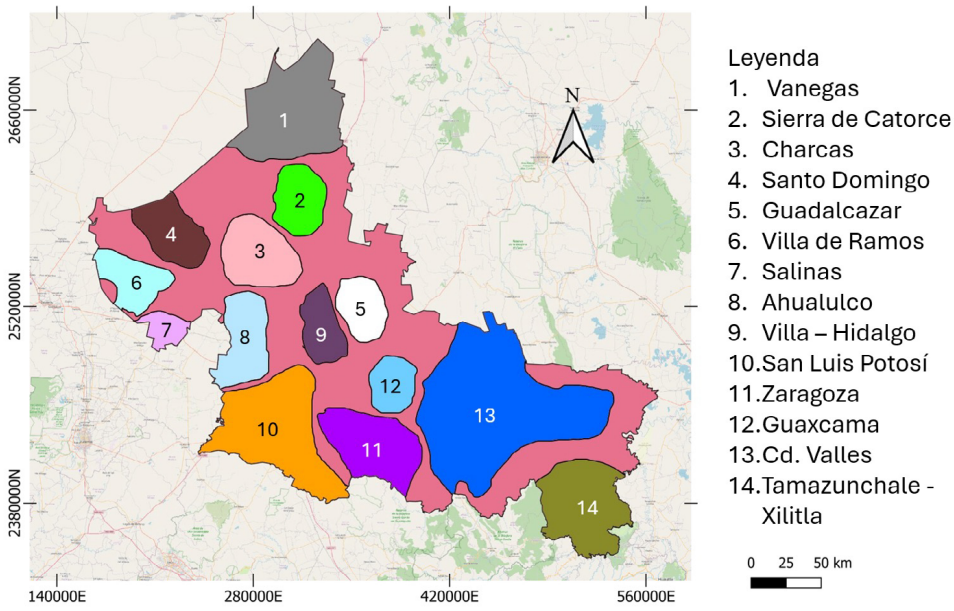


Figura 6.9. Regiones Mineras del Estado de San Luis Potosí (Servicio Geológico Mexicano, 2022c).

Cuencas de Veracruz-Salina del Istmo

Se encuentran en los estados de Veracruz, Puebla y Oaxaca. Se trata de cuencas sedimentarias situadas en la planicie costera y en el extremo sureste del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental; se extienden costa afuera en la plataforma continental del Golfo de México, limitadas por el Cinturón extendido Quetzalcóatl y el Complejo Volcánico de los Tuxtlas (Aranda *et al.,* 2010). Los

proyectos mineros se localizan únicamente en las regiones mineras de Zonajáltipan y la región minera de Azufre del Istmo (Servicio Geológico Mexicano, 2022d), donde se encuentran explotando azufre y sal (Figura 6.10), los proyectos se enlistan en la tabla 6.6.

Tabla 6.6. Proyectos mineros activos en la Cuenca de Veracruz.

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
Jáltipan	Mexichem Flúor	Metálico	Explotación	Azufre
PMV	Petroquímica Mexicana de Vinilo	No metálico	Explotación	Sal

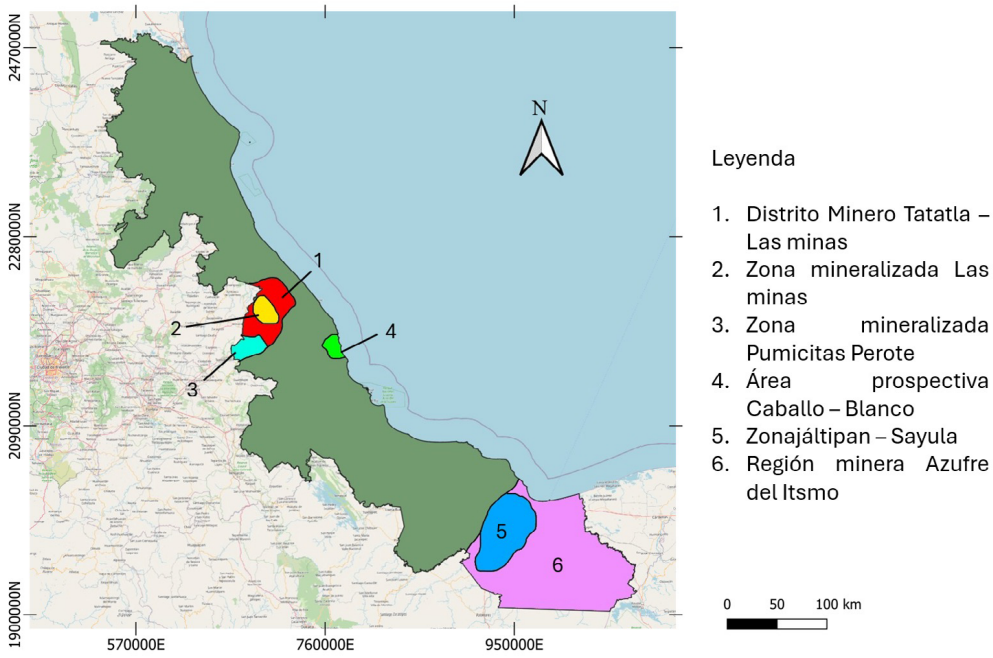


Figura 6.10. Regiones Mineras del Estado de Veracruz, en las cuencas de Veracruz y Salina del Istmo (Servicio Geológico Mexicano 2022d).

Cuenca de Burgos

Esta cuenca abarca principalmente el estado de Tamaulipas y la parte oriental de Nuevo León. Al norte, se extiende hacia el territorio de Estados Unidos, y al este, se prolonga hacia la plataforma continental del Golfo de México (Aranda *et al.,* 2010).

Se desconoce el inicio exacto de las primeras explotaciones de minerales metálicos en la región y sus ubicaciones específicas. No obstante, la región cuenta con varias áreas mineras destacadas, como Miquihuana (Ag, Pb, Zn), Sierra de Tamaulipas (tierras raras, Au, Cu), Jiménez (Au, Cu), San Carlos-Cruillas (Ag, Pb, Zn) y Llera (Pb, Zn, barita). Además, es significativa la extracción de minerales no metálicos como arena, azufre, basalto, caliza, grava y sal, entre otros. Únicamente se encuentra un proyecto activo dentro de la cuenca y se ubica en la región minera de la Sierra de Tamaulipas (Figura 6.11), donde se encuentran explorando un potencial yacimiento de oro, plata, zinc y plomo (Servicio Geológico Mexicano, 2022e). Dicho proyecto se enlista en la tabla 6.7.

Tabla 6.7. Proyecto mineros activo en la cuenca de Burgos.

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
El Milagro	Cobalt Solution Inc.	Metálico	Exploración	Au, Ag, Pb, Zn

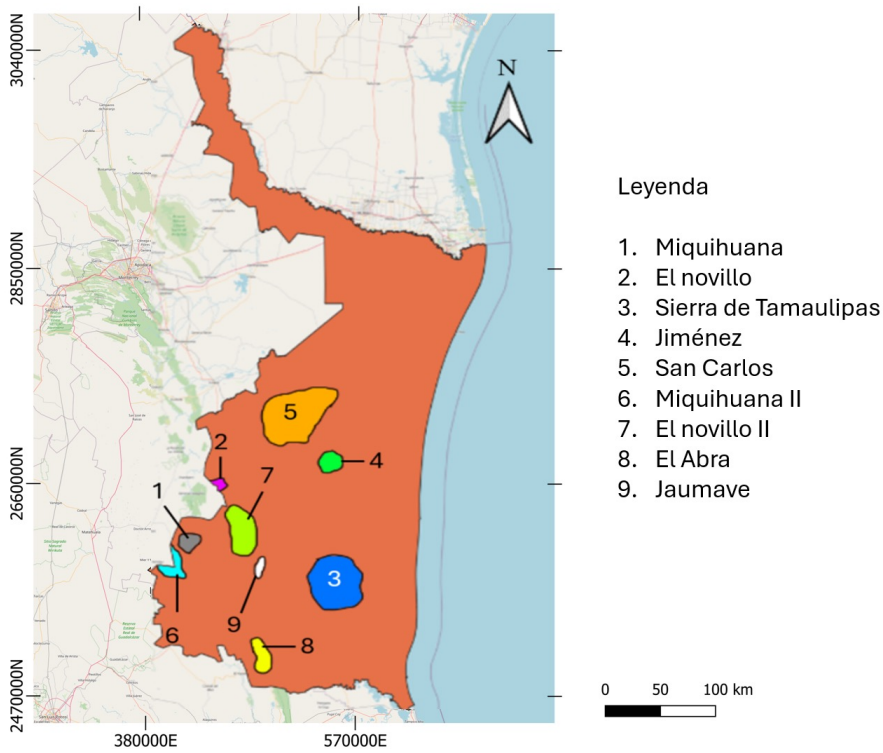


Figura 6.11. Regiones Mineras del Estado de Tamaulipas (Servicio Geológico Mexicano, 2022e).

Cuenca Chiapas-Tabasco

Se ubica en los estados de Veracruz, Oaxaca y Chiapas, extendiéndose hasta Guatemala; se caracteriza por tener secuencias sedimentarias plegadas orientadas de noroeste a sureste (Petróleos Mexicanos, 2010), además de fallas laterales. Los principales distritos mineros son: Simojovel de Allende, Santa Fe-La Victoria, Pichucalco, Ostuacán, Tecpatán-Tenejapa, Francisco I. Madero, La Jáquimas, Motozintla, Tolimán, Chicomuselo, La Libertad, Mapastepec, Arriaga, Tenejapa, Chenalhó y Comitán de Domínguez. Pero los proyectos activos sólo se encuentran en la región minera de Zonajáltipan-Sayula (Figura 6.12); de estos, uno que se encuentra en explotación mientras los otros dos se encuentran en exploración (Servicio Geológico Mexicano, 2022f). Dichos proyectos se enlistan en la tabla 6.8.

Tabla 6.8. Proyectos Mineros activos en la Cuenca Chiapas-Tabasco.

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
Santa Fe	Minera Frisco	Metálico	Explotación	Au, Ag, Pb
12 Concesiones	Fronteer Development	Metálico	Exploración	Au, Ag, Cu
Ixhuatan	Fortune Bay Corp	Metálico	Exploración	Au, Ag, Cu, Mo

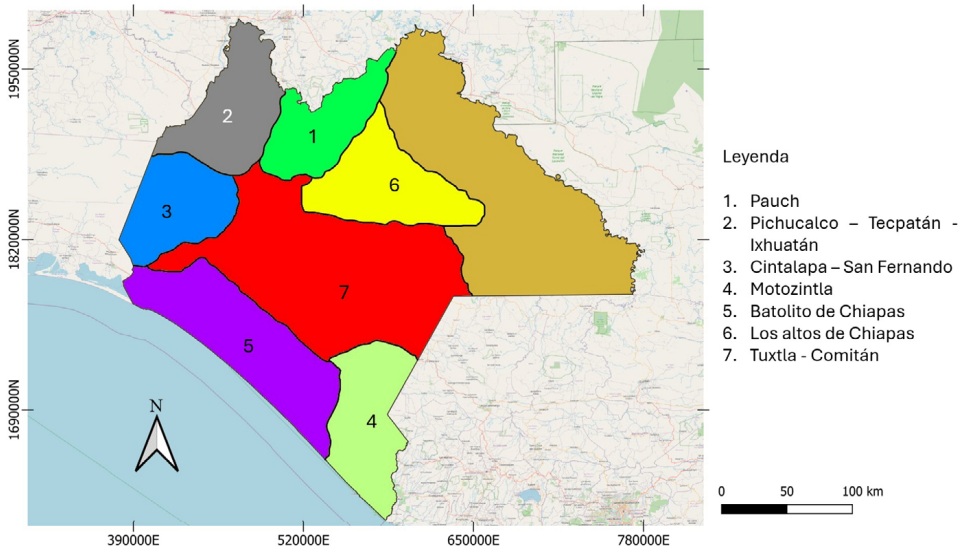


Figura 6.12. Regiones Mineras del Estado de Chiapas (Servicio Geológico Mexicano, 2022f).

Golfo de California

Se encuentra en los límites entre los estados de Sonora, Baja California, Sinaloa y Baja California Sur. Su columna estratigráfica contiene rocas sedimentarias del Paleógeno y Neógeno plegadas y falladas, así como por rocas volcánicas cuyo origen se relaciona con la dinámica de las placas de Norteamérica y del Pacífico (Aranda *et al.,* 2010). El Servicio Geológico Mexicano está llevando a cabo actividades de apoyo a la exploración minera (Servicio Geológico Mexicano, 2022g). Sólo existen 3 proyectos activos, dos de ellos ubicados en la región minera de Sierra Pinta en el Estado de California, "Adair" donde se explora un yacimiento de Trona (evaporita) y "San Felipe" donde se explora un yacimiento de oro y plata (Figura 6.13); estos proyectos se enlistan en la tabla 6.9. El proyecto más relevante es el que se ubica en la región minera de Caborca "Planta geotérmica Cerro Prieto" de Pan American Lithium, donde se estudia el reprocesamiento de una salmuera residual, producto de la operación de la planta de generación geotérmica de Cerro Prieto, perteneciente a la Comisión Federal de Electricidad, CFE (Secretaría de Economía, 2018). La salmuera se concentra en una laguna de evaporación de 15 kilómetros cuadrados, con capacidad de 30 millones de metros cúbicos de almacenamiento; es el desecho del proceso de extracción de vapor endógeno para la generación de energía eléctrica en la planta geotérmica de Cerro Prieto, que, a diferencia de sus similares del Valle Imperial, no es necesario extraer el litio en un proceso de minería, ya que prácticamente se encuentra sobre la superficie (Secretaría de Economía, 2018).

Tabla 6.9. Proyectos Mineros activos en el Golfo de California.

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
Adair	Minerales para la industria	No metálico	Exploración	Trona (evaporita)
Planta Geotérmica Cerro Prieto	Pan American Lithium	Metálico	Exploración	Litio
San Felipe	Minera San Felipe	Metálico	Exploración	Ag, Au

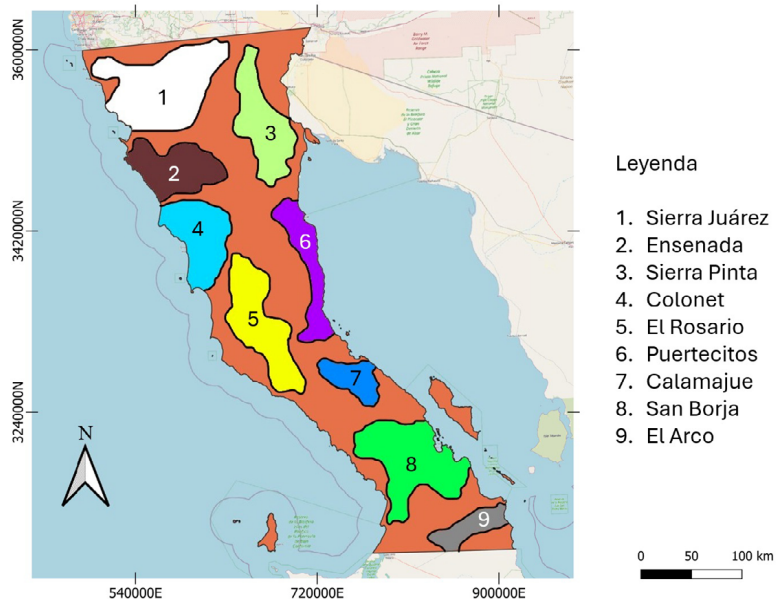


Figura 6.13. Regiones Mineras del Estado de Baja California (Servicio Geológico Mexicano, 2022g).

Cuenca Vizcaíno-Purísima

Se localiza en los estados de Baja California y Baja California Sur. Su columna estratigráfica está compuesta por rocas sedimentarias marinas del Cretácico, rocas vulcano-sedimentarias mesozoicas del complejo de subducción y rocas sedimentarias del Cenozoico, que presentan deformación estructural (pliegues y fallas). Las principales regiones mineras son Guerrero Negro y Sierra de San Francisco (Figura 6.14), éste último cuenta con un yacimiento de clase mundial (Servicio Geológico Mexicano, 2022h). El yacimiento El Arco se encuentra en la región minera de Sierra de San Francisco y se trata de sulfuros de cobre y molibdeno, actualmente se encuentra en preparación para su explotación. Los proyectos se enlistan en la tabla 6.10.

Tabla 6.10. Proyectos Mineros activos en la Cuenca Vizcaíno-La Purísima.

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
El Arco	Southern Copper	Metálico	Desarrollo	Cobre
Guerrero Negro	Mitsubishi Corporation	No metálico	Explotación	Sal

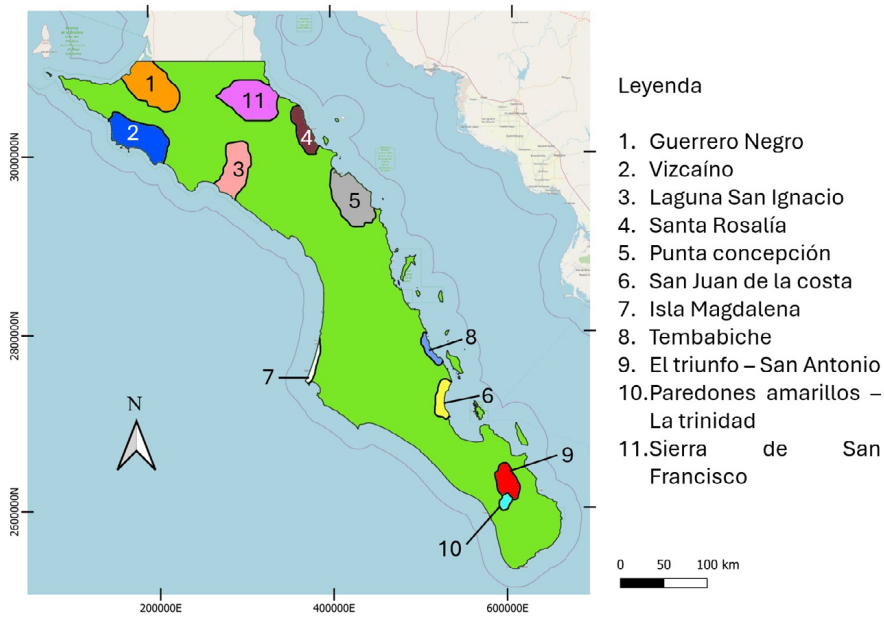


Figura 6.14. Regiones Mineras del Estado de Baja California Sur (Servicio Geológico Mexicano, 2022h).

Plataforma Guerrero-Morelos

Situada en los estados de Guerrero y Morelos, donde aflora una secuencia conformada por rocas sedimentarias marinas plegadas del Jurásico y Cretácico, además de rocas continentales del Cenozoico (Aranda *et al.,* 2010). Desde la época de la conquista, el estado de Guerrero ha sido relevante en la producción de minerales metálicos, con la primera mina abierta en Taxco (Servicio Geológico Mexicano, 2022i). En la última década, la exploración en el estado de Guerrero se ha incrementado significativamente, lo que ha llevado al descubrimiento de cuerpos mineralizados como los Filos-El Bermejal en el municipio de Eduardo Neri, Campo Morado en el municipio de Arcelia, entre otros (Servicio Geológico Mexicano, 2022i). El yacimiento Filos-El Bermejal es considerado como de clase mundial tipo Skarn de oro y plata, actualmente en producción.

Las regiones mineras de Arcelia-Teloloapan, Buenavista del Cuellar, Mezcala y La Dicha se encuentran en la Plataforma Guerrero-Morelos en el Estado de Guerrero, que en su conjunto abarcan más de la mitad de los proyectos mineros en el Estado (Figura 6.15). Los proyectos se enlistan en la tabla 6.11.

Tabla 6.11. Proyectos Mineros activos en la Cuenca Guerrero-Morelos.

Nombre del proyecto	Compañía	Tipo de yacimiento	Fase donde se encuentra	Elementos de interés
Mercury Mines	Alamos gold	Metálico	Exploración	Hg, Ag, Sb, As
Taxco	Southern Copper Corporation	Metálico	Exploración	Cu, Au, Pb, Ag
Ana Paula	Argonaut gold	Metálico	Desarrollo	Au
Erika	Aldamen Minerals Limited	Metálico	Exploración	Au
El limón - Guajes	Torex gold resources	Metálico	Explotación	Au, Ag, Cu
Vianey	Musgrove minerals corp	Metálico	Exploración	Ag, Pb, Zn
Media Luna	Torex gold resources	Metálico	Desarrollo	Au
La Magnetita	Agnico eagle mine	Metálico	Exploración	Au
Nukay	Goldcorp	Metálico	Explotación	Au
Los Filos - Bermejal	Leagold mining corporation	Metálico	Explotación	Au, Ag
Biricu	Alamos gold	Metálico	Exploración	Au, Ag
Tajo Bermejal	Leagold mining corporation	Metálico	Explotación	Au, Ag
Guadalupe	Leagold mining corporation	Metálico	Explotación	Au, Ag
Xochipala	Oroco resources Corp	Metálico	Exploración	Au
Jackie	Minaurum Gold	Metálico	Exploración	Au
Salvador	Oroco resources Corp	Metálico	Exploración	Au
Cuervo	Leagold mining corporation	Metálico	Exploración	Au, Ag

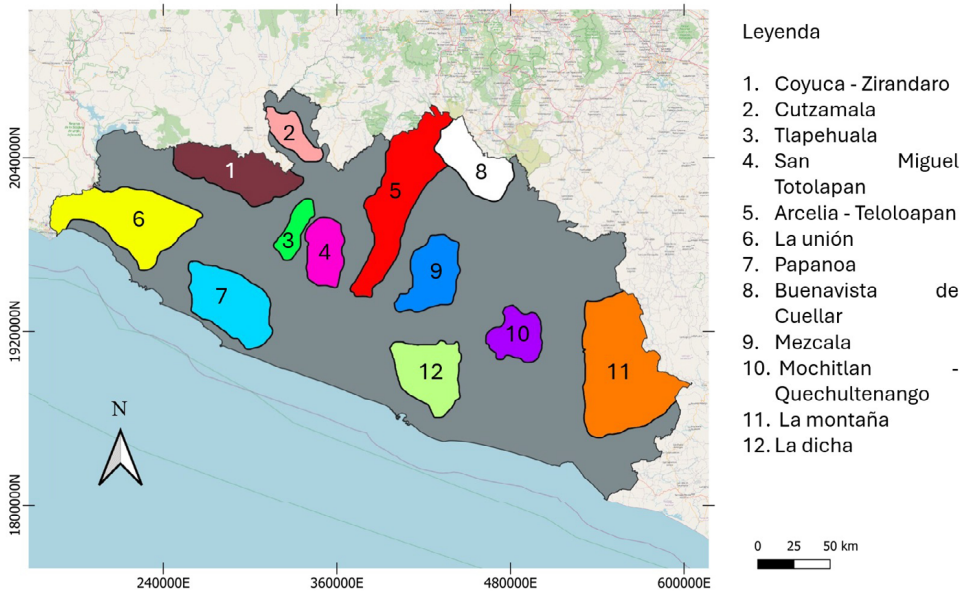


Figura 6.15. Regiones Mineras del Estado de Guerrero (Servicio Geológico Mexicano, 2022i).

6.5 Desarrollos y su impacto económico

La viabilidad económica de la explotación minera está determinada por varios factores, incluyendo la cantidad y precio del metal, así como los costos asociados con la extracción, procesamiento, transporte y venta del producto. Estos costos están influenciados en parte por la ubicación geográfica del depósito y la rentabilidad está determinada por la cantidad y el valor del metal.

La formación de los yacimientos minerales es un proceso complejo y diverso. Hay una amplia variedad de tipos de yacimientos, cada uno con su propia composición mineralógica, estructura, tamaño y otras características distintivas. No hay dos yacimientos idénticos, ya que han sido formados a través de una variedad de procesos geológicos. En general, cada yacimiento mineral se forma por dos o más procesos geológicos diferentes que pueden haberse combinado, ya sea simultáneamente o en épocas diferentes.

Los depósitos minerales pueden categorizarse según los procesos que los originaron, lo que es de utilidad para realizar generalizaciones en la búsqueda de nuevos yacimientos análogos.

El sector minero representa una inversión basada en oportunidades que conllevan un alto grado de riesgo en cada etapa de las actividades, éstos están determinados por la incertidumbre geológica, la competencia técnica, la demanda comercial y la viabilidad económica; además de la estabilidad política y la disposición del Gobierno (Haldar, 2020). Es crucial minimizar los riesgos generando información adecuada en las diferentes fases de las actividades y realizando análisis económicos críticos de dicha información para proteger la inversión.

En México, la minería es un sector valioso de la economía nacional, ya que abastece a 70 sectores productivos. Además, es un pilar para el bienestar y calidad de vida de 696 comunidades ubicadas en 212 municipios del país, considerando que en el año 2022 tuvo una participación del 2.46 % en el PIB nacional (Cámara Minera de México, 2023). A nivel internacional, México se ubica entre las primeras 10 posiciones en la producción de 16 diferentes minerales. La industria minera, además de contribuir a la creación de empleos, generar bienestar y desarrollo, atraer inversiones y pagar impuestos, abastece de materias primas en la cadena productiva nacional. En 2022, cinco elementos aportaron 86.3 % del total de la producción minero-metalúrgica nacional, estos son, oro (30.6 %), cobre (27.2 %), plata (17.6 %), zinc (7.1 %) y hierro (3.8 %) (Cámara Minera de México, 2023). Por ello, las inversiones en proyectos mineros que estaban en desarrollo, en construcción y que se iniciaron en 2022, con presupuestos previamente aprobados, así como en las operaciones ya existentes, alcanzaron un total de 5 mil 265 millones de dólares (tabla 6.12).

Tabla 6.12. Inversiones para el sector Minero en 2022 (Cámara Minera de México, 2023).

Actividad	Cantidad (Millones de dólares)
Exploración	422.0
Expansión de Proyectos	632.0
Nuevos Proyectos	776.0
Capacitación y Productividad	63.4
Adquisición de Equipo	707.1
Medio Ambiente	292.3

Actividad	Cantidad (Millones de dólares)
Seguridad y Salud en el Trabajo	145.9
Seguridad (privada)	90.1
Desarrollo Comunitario	68.8
Innovación y Desarrollo Tecnológico	39.6
Energías Limpias	41.3
Inversión Inicial en Comunidades	31.0
Mantenimiento	883.7
Otros	401.1
Subtotal	4594.7
Exploración	150.0
Activos	520.0
Subtotal	670.0
Total	5264.7

Con respecto la Inversión Extranjera Directa (IED), en 2022 se recibieron a nivel nacional 35 mil 292 millones de dólares, un 12 % más que el año anterior; el rubro que más financiamiento obtuvo fue el de nuevas inversiones, seguido por la reinversión de utilidades que no fueron repatriadas. Por sectores económicos, los flujos de IED se concentraron principalmente en las industrias manufactureras con un 36 %, seguidas por el sector de transportes, correos y almacenamiento con un 15.1 % y, en tercer lugar, los servicios financieros y de seguros con un 13.1 %. La minería ocupó el sexto lugar, con una participación del 4.5 % (Cámara Minera de México, 2023). Al concluir el año, el componente minero alcanzó los mil 603 millones de dólares. Los servicios relacionados con la minería pasaron a 603.8 millones de dólares en 2022, mientras que, el subsector de petróleo y gas atrajo 190 millones de dólares. Los datos de inversión extranjera directa se muestran en la tabla 6.13.

Tabla 6.13. Inversión Extranjera Directa (IED) en componente sobre minería (Cámara Minera de México, 2023).

Subsectores	Cantidad (Millones de dólares)
Petróleo y gas	189.9
Minería de minerales metálicos	809.7
Servicios relacionados con la minería	603.8
Total	1603.4

En los últimos años se ha experimentado una baja en inversiones derivada de las condiciones de no otorgamiento de nuevas concesiones y al retraso de permisos, sobre todo en materia ambiental (Cámara Minera de México, 2023).

En cuanto al empleo, el sector minero contabilizó 417 mil 380 puestos de trabajo en diciembre de 2022, lo que significó un aumento del 2.8 % en comparación con el mismo mes del año anterior. Esto se tradujo en 11 mil 201 nuevos empleos, con remuneraciones un 33 % superiores al promedio nacional (Figura 6.16).

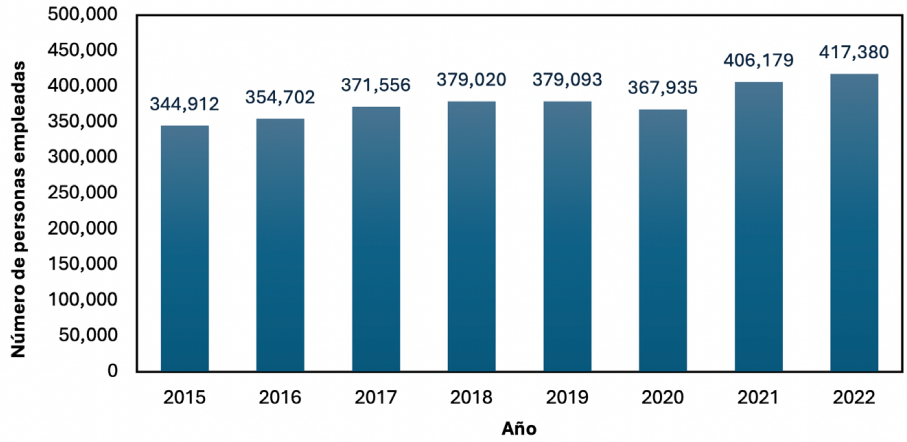


Figura 6.16. Número de personas empleadas en el sector minero-metalúrgico 2015-2022 (Cámara Minera de México, 2023).

En cuanto al salario, según la Encuesta Nacional de Ocupación y Empleo STPS-INEGI, publicada por el Observatorio Laboral, en 2022 el ingreso promedio mensual de los profesionistas en México fue de 13 mil 342 pesos. La carrera de minería y extracción, que en 2021 fue la tercera mejor pagada, cayó al undécimo lugar en 2022, con un ingreso promedio de 16 mil 332 pesos (Tabla 6.14), lo que

aún representa un 22.4 % por encima del promedio nacional. Esta disminución refleja la falta de nuevos proyectos debido a la falta de incentivos para impulsar la industria minera.

Tabla 6.14. Carreras mejor pagadas en 2022 (Cámara Minera de México, 2023).

Carrera	Ingreso Promedio Mensual (pesos)
Servicios de transporte	27,729
Finanzas, banca y seguros	22,189
Salud pública	18,898
Medicina	18,589
Tecnología educativa	17,675
Seguridad pública	17,467
Estadística	17,232
Humanidades, programas multidisciplinarios o generales	16,926
Ciencias de la Tierra y de la atmósfera	16,742
Tecnologías de la información y la comunicación	16,485
Minería y extracción	16,332

Estas cifras reflejan la importancia económica de la minería a nivel nacional, siendo parte de estas cantidades lo referente a los proyectos ubicados en las cuencas sedimentarias de México. Los datos económicos específicos de cada proyecto no se encuentran disponibles, sin embargo, la cantidad de proyectos en exploración resalta el potencial de los yacimientos ubicados en cuencas sedimentarias y su potencial de albergar algunos de los "minerales esenciales para la transición energética".

En un contexto donde es urgente combatir el calentamiento global, reducir las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) y cambiar el sistema energético basado en combustibles fósiles, las energías renovables han ganado impulso en las últimas décadas. Aunque las energías limpias pueden contribuir a la lucha contra el cambio climático, es importante considerar otras implicaciones. Las energías renovables requieren minerales críticos cuya extracción requiere la implementación de un proceso de extracción, donde se debe contar con varias licencias para evitar conflictos socioambientales (Olivera *et al.,* 2020).

A inicios del siglo XXI, el sector energético constituía una pequeña fracción de la demanda total de minerales. Desde entonces, con el progreso de la transición energética, las energías renovables han incrementado esta demanda. En el futuro cercano, la oferta y demanda de minerales críticos dependerán de los minerales necesarios para las tecnologías de energías renovables y de almacenamiento de energía. La tabla 6.15 detalla en qué tipos de tecnologías se pueden utilizar algunos de estos minerales (Olivera *et al.,* 2020).

Tabla 6.15. Minerales requeridos para la transición energética (Cámara Minera de México, 2023).

Tipo de Mineral	Tipo de Tecnología						
	Eólica	Solar	Solar térmica	Hidroeléctrica	Geotérmica	Almacenamiento de energía	Vehículos eléctricos
Aluminio	×	×				×	
Bauxita y alumina	×	×				×	×
Bario	×						
Boro	×						
Cadmio		×					
Cobalto	×					×	×
Cobre	×	×		×	×	×	×
Cromo	×			×	×	×	
Estaño		×					
Galio		×					
Germanio		×					
Grafito						×	×
Indio		×				×	
Litio			×				
Manganeso	×	×		×	×	×	×
Molibdeno	×	×		×	×		×
Níquel	×	×		×	×	×	×
Plata		×	×				
Plomo	×	×			×	×	
Selenio		×					
Silicio		×					
Telurio		×					
Tierras raras	×					×	×
Titanio				×	×		×
Vanadio						×	
Zinc	×	×		×		×	

En las próximas décadas, la demanda de ciertos minerales podría superar las reservas actuales. Por lo tanto, no se puede asegurar un escenario con 100 % de energía renovable para las décadas de 2050 a 2060. La tecnología solar fotovoltaica y la tecnología solar de concentración serán gravemente afectadas por la escasez de minerales. La tecnología eólica y el almacenamiento de energía también enfrentarán impactos, pero de manera parcial (Olivera *et al.,* 2020), de ahí la necesidad de seguir encontrando y explotando yacimientos de minerales esenciales de manera responsable.

Existen varios proyectos mineros dentro de las cuencas sedimentarias de México que se encuentran explorando o explotando, los más importantes son los que tienen que ver con los siguientes elementos: plata, plomo, zinc, bario, cobre, manganeso, oro, molibdeno, germanio y litio; de estos, el último es estratégico y de relevancia nacional; además, es uno de los recursos con mayor interés a nivel global, debido a su papel crítico para la producción de baterías para vehículos eléctricos y, en consecuencia, en la transición hacia la electromovilidad (Obaya *et al.,* 2020). Por su propiedad reactiva, el litio no se encuentra naturalmente en su forma metálica pura, sino mezclado en minerales y salares, donde se extrae para ser transformado en sus compuestos y derivados. La información disponible sobre la cantidad y calidad de los yacimientos descubiertos y en exploración sigue siendo insuficiente, debido a los procesos de concesión y a la debilidad estadística que México siempre ha tenido en las actividades extractivas (Azamar, 2018). A principios de 2020, surgió controversia debido a las declaraciones de Víctor Toledo, entonces titular de la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT), al participar en un foro virtual sobre el futuro de América Latina, donde sugirió la posibilidad de nacionalizar las minas de litio en el país debido a la creciente importancia de este mineral a nivel mundial. Sin embargo, se deben de considerar también las dificultades tecnológicas, legales y financieras, además de que, los principales inversores en proyectos de litio en México son extranjeros (Azamar, 2022).

Resulta evidente que, para un país como México, la idea de nacionalizar un sector altamente especializado es prácticamente imposible, ya que implicaría replicar la tecnología y la capacidad productiva de los grandes actores internacionales y requeriría de invertir cientos de miles de millones de dólares en

su desarrollo. Esta propuesta surge con el objetivo de fomentar el desarrollo de una industria pública o público-privada controlada por el Estado para asegurar el uso y explotación de este recurso en beneficio nacional, sin embargo, el intento de fortalecer la minería cuestiona el interés en proteger el bienestar colectivo, debido a los significativos impactos negativos que ha tenido la explotación minera en el territorio nacional (Azamar, 2022). En abril de 2022, los legisladores de México aprobaron la reforma a la Ley Minera con el objetivo de proteger la soberanía energética del país, que permite la nacionalización del sector del litio, considerado su importancia estratégica. Aunque esta medida es efectiva para limitar la participación extranjera en la minería y proteger los recursos nacionales, también plantea riesgos de saturar los procesos institucionales, lo que dificulta el acceso a la tecnología extractiva necesaria y reducir la inversión extranjera, lo que en conjunto podría comprometer la estabilidad y el desarrollo económico del país (Rodríguez, 2023). Tras la entrada en vigor de la reforma de la Ley Minera, México creó un organismo nacional descentralizado para administrar el sector del litio. Dependiente de la Secretaría de Energía, fue creado LitioMx o Litio para México, que es la empresa pública encargada de gestionar el capital destinado a esta actividad y de supervisar todas las operaciones de exploración actuales. No obstante, la falta de tecnología necesaria para la extracción y las barreras políticas para acceder a fondos económicos no son los únicos desafíos, ya que también, es crucial buscar medidas eficaces para reformar la rendición de cuentas, el sistema de justicia y el excesivo ejercicio de autoridad (Rodríguez, 2023).

6.6 Desafíos a futuro

La industria minera global está en una fase de contención de costos y gestión rigurosa del capital, lo que obliga a las compañías a desarrollar estrategias para aumentar su productividad frente a la continua reducción de presupuestos, disminución de la concentración de metales en los yacimientos y el aumento del consumo energético, entre otros factores. Esto requiere la automatización, monitoreo, control y gestión de los procesos mineros, donde las tecnologías juegan un papel fundamental como facilitadoras de esta estrategia. También, existen normas y directrices que buscan proteger a los inversionistas al garantizar

la precisión y transparencia de la información científica y técnica relacionada con las reservas y recursos minerales de las compañías, como el Instrumento Nacional (NI) 43-101 de los administradores de Valores de Canadá (Canadian Securities Administrators) y el formulario 43-101F1, aplicable a proyectos que son propiedad de empresas o están siendo explorados por ellas, siempre que los resultados sean reportados en los mercados de valores de Canadá.

Uno de los grandes desafíos del sector minero es desarrollar una política pública que permita a México aprovechar su potencial minero de manera sostenible, proporcionando certidumbre y recuperando la competitividad internacional. Esta política debe fomentar una industria responsable y comprometida con el bienestar social, la protección del medio ambiente, y que impulse la reactivación económica tan necesaria en el país (Cámara Minera de México, 2023). Para fomentar la sostenibilidad, el sector minero, debe seguir colaborando en el fortalecimiento de la normativa ambiental y participando en procesos voluntarios de autorregulación, como el Programa de Industria Limpia de la Procuraduría Federal de Protección al Ambiente, además de cumplir con otros estándares y certificaciones nacionales e internacionales que promuevan el desarrollo sostenible del sector.

Para que una mina aporte al desarrollo sostenible, es esencial considerar diversos aspectos, tales como una planificación más efectiva, el uso de herramientas robustas de gestión ambiental y tecnologías más limpias, la responsabilidad social extendida a todos los grupos de interés, la formación de alianzas para la sostenibilidad y la mejora en la capacitación (Suppen *et al.,* 2005). Una mina debe reducir los impactos ambientales mediante una gestión ambiental eficiente para contribuir al desarrollo sostenible. Un sistema de gestión ambiental (SGA) es un modelo de mejora continua que ayuda a una organización a alcanzar sus objetivos ambientales y a cumplir con la normativa medioambiental. Permite gestionar sus responsabilidades ambientales de manera efectiva y eficiente. Se reconocen tres beneficios fundamentales al implementar un SGA:1) El personal está mejor capacitado para examinar sistemáticamente todos los procesos y actividades industriales en cuanto a su impacto potencial en el medio ambiente, identificar los requisitos legales, evaluar alternativas y costos ocultos; 2) Un SGA generalmente se amortiza a largo plazo gracias a la reducción

de costos operativos y a la mejora de la eficiencia; 3) La implementación de un SGA en minería permite que una operación planifique de manera proactiva las cuestiones medioambientales (Hilson *et al.,* 2002).

El otorgamiento de nuevas concesiones conforme al nuevo esquema establecido por la ley es esencial para seguir desarrollando una industria responsable, asegurar el abastecimiento y el bienestar de las futuras generaciones; es importante garantizar que los yacimientos minerales de la Nación continúen contribuyendo al crecimiento y la prosperidad de México y de su población (Cámara Minera de México, 2023). Para que la industria minera pueda alcanzar su máximo potencial y continuar contribuyendo al desarrollo económico y al bienestar de las comunidades mineras, es crucial garantizar la certidumbre jurídica. Por esta razón, el sector minero mexicano debe seguir dialogando y colaborando con las autoridades federales, ofreciendo su experiencia y conocimiento para fortalecer el sector en el desarrollo de normas y reglamentos pertinentes, con el objetivo de generar seguridad para el desarrollo sostenible de la minería. Es fundamental que México reabra el proceso de otorgamiento de nuevas concesiones para permitir a las empresas interesadas inviertan recursos económicos en el país.

6.7 Conclusiones

Las cuencas sedimentarias de México contienen recursos minerales estratégicos de enorme relevancia económica debido a su capacidad para albergar yacimientos minerales de gran valor económico asociado a secuencias sedimentarias. Con un total de 89 proyectos mineros activos distribuidos en diversas regiones, estas cuencas destacan por su potencial para la extracción de minerales esenciales como oro, plata, cobre, zinc y litio; elementos fundamentales para la transición energética y el desarrollo industrial.

El aprovechamiento sostenible de estos recursos puede consolidar a México como un actor clave en la producción de minerales críticos, contribuyendo tanto al crecimiento económico nacional como a la transición hacia energías renovables. Para maximizar este potencial, es imprescindible promover políticas

públicas que impulsen la innovación tecnológica, fortalezcan la gestión ambiental y atraigan inversiones nacionales y extranjeras, garantizando una minería responsable y competitiva. A futuro, la explotación de los yacimientos ubicados en cuencas sedimentarias no solo representa una oportunidad para diversificar la economía mexicana, sino también un desafío para equilibrar el desarrollo económico con la protección ambiental y el bienestar social. Este equilibrio será clave para garantizar que los beneficios de la minería se traduzcan en prosperidad para las comunidades y en un impacto positivo duradero para el país.

6.8 Autoevaluación

Instrucciones (primera parte). Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuántos proyectos mineros existen en México en la actualidad?

a) 985
b) 1,218
c) 1,503
d) 1,100

2. ¿En qué etapas se divide una operación minera?

a) Exploración, desarrollo, explotación, beneficio, cierre y postcierre.
b) Exploración, extracción, distribución, reciclaje y postcierre.
c) Planificación, ejecución, producción, mantenimiento, cierre y monitoreo.
d) Descubrimiento, perforación, refinación, distribución y cierre.

3. ¿Qué es un yacimiento mineral?

a) Son acumulaciones de una o más substancias útiles que en su mayoría están distribuidos en la corteza exterior de la Tierra.
b) Son formaciones rocosas sin valor económico ni mineralógico.
c) Son depósitos de minerales que se encuentran únicamente en el núcleo de la Tierra.
d) Son zonas donde se extrae agua subterránea para uso agrícola.

4. ¿Qué es una mena mineral?

a) Son capas de roca que se encuentran en la superficie terrestre sin valor económico.
b) Son formaciones geológicas que no contienen minerales valiosos para la industria.
c) Son depósitos de metales exclusivamente preciosos, como el oro y la plata.
d) Son la fuente primaria de los metales y otros elementos útiles para la industria, representan la parte valiosa del yacimiento.

5. ¿Qué es una ganga mineral?

a) Los minerales valiosos que se extraen junto con la mena.
b) Los minerales que acompañan a la mena, pero no presentan interés económico en el momento de la explotación.
c) Los restos de la mena después de la extracción de los metales útiles.
d) Los minerales que contienen únicamente metales preciosos.

6. ¿Qué elementos se pueden extraer de la estannita?

a) Hierro y níquel
b) Cobre y plata
c) Plata y plomo
d) Cobre y estaño

7. Son minerales de Zinc.

a) Blenda, smithsonita, hemimorfita, cincita
b) Galena, calcopirita, magnetita, cinabrio
c) Pirita, malaquita, magnetita, fluorita
d) Halita, cuarzo, bauxita, esfalerita

8. ¿Qué factores influyen en la viabilidad económica de un proyecto minero?

a) La cantidad de personal contratado y la infraestructura tecnológica utilizada en el procesamiento del mineral.
b) La calidad del mineral y las políticas ambientales vigentes en el país de extracción.
c) La cantidad y precio del metal, costos asociados con la extracción, procesamiento, transporte y venta del producto.
d) Los costos de exportación del mineral, las normativas laborales y la disponibilidad de agua en la región.

9. Según el método tradicional de clasificación de recursos y reservas, estas se dividen en:

a) Explorados, medidos, estimados y calculados
b) Identificados, evaluados, desarrollados y agotados
c) Desarrollados, probados, probables y posibles
d) Encontrados, estimados, confirmados y agotados

10. ¿Qué es el beneficio de minerales?

a) El proceso de identificar minerales valiosos en una región geológica.
b) La técnica para determinar la calidad de los minerales en el yacimiento.
c) La evaluación económica de los recursos minerales disponibles en una mina.
d) La ciencia de separar los minerales metálicos y no metálicos valiosos de los minerales de ganga que no representan ningún valor económico.

11. El beneficio de minerales se realiza en dos etapas esenciales que son...

a) Extracción y refinación
b) Trituración y molienda
c) Liberación y concentración
d) Separación y purificación

12. ¿Cuántos proyectos activos existen dentro de las cuencas sedimentarias en la actualidad?

a) 73
b) 89
c) 102
d) 57

13. ¿En cuántas regiones mineras se divide el estado de Chihuahua?

a) 8
b) 10
c) 14
d) 12

14. ¿Cuáles son las dos únicas regiones mineras que se encuentran ubicadas dentro de la cuenca de Veracruz?

a) Zonajáltipan y Azufre del Istmo
b) Chichonal y San Andrés
c) Los Altos y San Luis
d) Veracruz Norte y Veracruz Sur

15. ¿Qué elemento se puede extraer del proyecto "Planta Geotérmica Cerro Prieto"?

a) Azufre
b) Litio
c) Oro
d) Tierras raras

16. ¿Cuántos sectores productivos abastece la minería?

a) 50
b) 70
c) 85
d) 65

17. ¿Cuáles son los 5 elementos que aportan la mayor parte de la producción minero-metalúrgica a nivel nacional?

a) Cobalto, níquel, plomo, bauxita, manganeso
b) Oro, plata, cobre, zinc, hierro
c) Titanio, boro, uranio, tungsteno, cromo
d) Aluminio, litio, molibdeno, mercurio, antimonio

18. ¿Qué elemento ha sido el de mayor interés nacional en los últimos años?

a) Litio
b) Cobre
c) Plomo
d) Mercurio

19. ¿Cuál es el nombre de la empresa pública encargada de gestionar el Litio en México?

a) Minera Litio México
b) Litio Nacional
c) Compañía Mexicana de Litio
d) LitioMx

20. ¿Qué efecto directo ha provocado la reducción de inversión extranjera?

a) La disminución de la producción minera y el cierre de minas.
b) El aumento de los costos de extracción y la caída de los precios de los minerales.
c) La escasez de recursos minerales y el incremento de la demanda interna.
d) El no otorgamiento de nuevas concesiones y el retraso de permisos.

Instrucciones (segunda parte). Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y conteste brevemente lo que se indica.

1. ¿En qué métodos se divide la etapa de exploración?
2. Las operaciones mineras se dividen en dos métodos, ¿Cuáles son?
3. ¿Por qué se dice que sin la minería la civilización tal y como la entendemos nunca habría llegado a existir?
4. Explique por qué se dice que no existen dos yacimientos iguales.
5. En la cuenca de Burgos es significativa la extracción de algunos minerales no metálicos, ¿Cuáles son esos minerales?

6. ¿Por qué se dice que la inversión en la industria minera conlleva un alto riesgo?
7. Las energías renovables han surgido como alternativa al combate al calentamiento global y a la reducción de emisiones, pero ¿qué implicaciones traen consigo las energías renovables?
8. ¿Cuáles son las dos formas económicamente viables en las qué es posible encontrar el litio?
9. ¿Cuál es el problema con intentar nacionalizar la industria del litio en México?
10. Para qué una mina aporte al desarrollo sostenible, ¿qué aspectos es esencial considerar?

Respuestas a las preguntas de opción múltiple (primera parte).

1.	a)	6.	d)	11.	c)	16.	b)
2.	b)	7.	a)	12.	b)	17.	b)
3.	a)	8.	c)	13.	d)	18.	a)
4.	d)	9.	c)	14.	a)	19.	d)
5.	b)	10.	d)	15.	b)	20.	d)

Respuestas a las preguntas abiertas (segunda parte).

1. Métodos indirectos e indirectos.
2. Subterránea y a cielo abierto.
3. Sin el avance de estas industrias, la civilización tal y como la entendemos nunca habría llegado a existir. Los metales están presentes en todos los ámbitos de nuestra sociedad, se utilizan como parte de productos duraderos y no duraderos, así como en diversas actividades industriales.
4. Cada uno de los yacimientos tiene su propia composición mineralógica, estructura, tamaño y otras características distintivas. Han sido formados a través de una variedad de procesos geológicos.
5. Arena, azufre, basalto, caliza, grava y sal.
6. Porque los riesgos están determinados por incertidumbres geológicas, la competencia técnica, la demanda comercial, la viabilidad económica y, en última instancia, la estabilidad política y la disposición del Gobierno.
7. Debido a que requieren minerales críticos cuya extracción conlleva conflictos socioambientales, violaciones de derechos colectivos y humanos, gracias al aumento de la demanda de minerales críticos.
8. Desde el mineral (rocas pegmatíticas) y a partir de los salares (salmueras).
9. La idea de nacionalizar un sector altamente especializado es prácticamente imposible, ya que implicaría replicar la tecnología y la capacidad productiva de los grandes actores internacionales y requeriría invertir cientos de miles de millones de dólares en su desarrollo.
10. Una planificación más efectiva, el uso de robustas herramientas de gestión ambiental y tecnologías más limpias, la responsabilidad social extendida a todos los grupos de interés, la formación de alianzas para la sostenibilidad y la mejora en la capacitación.

6.9 Bibliografía

Ammen, C.W., 1997. *Recovery and Refining of Precious Metals.* Kluwer Academic Publisher.

Aranda, M., Hernández, U., Ortega, V., Miranda, E., Mora, G. (2010). *Provincias Geológicas de México.* Petróleos Mexicanos (PEMEX).

Azamar, Aleida (2022). *El litio en México: verdades y mentiras.* Minería en México: panorama social, ambiental y económico, México, SEMARNAT, -UAM-X.

Bateman, A. M. (1950). *Economic Mineral Deposits* (2nd ed.). John Wiley & Sons.

Cámara Minera de México (CAMIMEX). (2023). *Informe de la Octagésima Sexta Asamblea General Ordinaria de la Cámara Minera de México.*

Davis, G.R., *Economic Geology,* in Encyclopedia of Geology, R.C. Selley, L.R.M. Cocks, and I.R. Plimer, Editors. 2005, Elsevier: Oxford. p. 434-444.

Dirección General de Desarrollo Minero (2018). *Perfil de Mercado del Litio.* Secretaría de Economía.

Haldar S. K. (2020). *Introduction to Mineralogy and Petrology* (Second Edition).

Hernández, L., Ramírez, H., Ávila, F., Carrizales, A. (2020). *Carta Geológico-Minera E13-11* [Mapa]. Servicio Geológico Mexicano.

Hilson G, Nayee V. (2002). *Environmental management system implementation in the mining industry: a key to achieving cleaner production.* International Journal of Mineral Processing 64(1).

Industrias Peñoles (2024). *Nuestras operaciones, Metales.* https://www.penoles.com.mx/nuestras-operaciones/metales.html (acceso mayo, 2024).

Marmolejo, M., Garduño-Rivera (2022). *Mining-energy public policy of lithium in Mexico: Tension between nationalism and globalism.*

Obaya, Martín & Pascuini, Paulo (2020). *Estudio comparativo de los modos de gobernanza del litio en la Argentina, Chile y el Estado Plurinacional de Bolivia.*

Olivera, Beatriz, Carlos Tornel y Aleida Azamar (2022), *Minerales críticos para la transición energética. Conflictos y alternativas hacia una transformación socioecológica.* Capítulo 1, CDMX, Engenera, Fundación Heinrich Böll y UAM-X.

Rivera, E., De la Treja, M., Miranda, A., Lemus, O., Motolinía, O. (2020). *Carta Geológico-Minera E14-5* [Mapa]. Servicio Geológico Mexicano.

Rodríguez, E. (2023). *La nacionalización mexicana del litio se enfrenta a la falta de capital y la posible corrupción*. Universidad de Navarra.

Servicio Geológico Mexicano (2021a). *Panorama Minero del Estado de Chihuahua.*

Servicio Geológico Mexicano (2021b). *Panorama Minero del Estado de Coahuila.*

Servicio Geológico Mexicano (2021c). *Panorama Minero del Estado de San Luis Potosí.*

Servicio Geológico Mexicano (2021d). *Panorama Minero del Estado de Veracruz.*

Servicio Geológico Mexicano (2021e). *Panorama Minero del Estado de Tamaulipas.*

Servicio Geológico Mexicano (2021f). *Panorama Minero del Estado de Chiapas.*

Servicio Geológico Mexicano (2021g). *Panorama Minero del Estado de Baja California.*

Servicio Geológico Mexicano (2021h). *Panorama Minero del Estado de Baja California Sur.*

Servicio Geológico Mexicano (2021i). *Panorama Minero del Estado de Guerrero.*

Servicio Geológico Mexicano (2024). Banco de Datos del Servicio Geológico Mexicano. https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/ (acceso mayo, 2024).

Suppen N., Carranza M., Huerta M., Hernández M. A (2006). Environmental management and life cycle approaches in the Mexican mining industry. Journal of Cleaner Production. 14(12).

7 Provincias Hidrogeológicas de México y sus recursos hídricos

Saúl Arciniega Esparza, Gabriel Salinas Calleros y Kevin Hazael Hernández Villasana

Sumario

7.1. Resumen
7.2. Abstract
7.3. Introducción
7.4. Generalidades
7.4.1. Recursos Hidrogeológicos
7.4.2. Características hidrológicas
7.4.3. Características climatológicas
7.4.4. Ecosistemas dependientes de agua subterránea
7.4.5. Usos de agua
7.5. Conclusiones
7.6. Autoevaluación
7.7. Bibliografía

7.1 Resumen

El agua subterránea es vital para México, representando un recurso crucial para los ecosistemas, la agricultura, la industria y el consumo humano. En México, el agua subterránea constituye el 39.4 % del agua concesionada, usándose mayormente en la agricultura. En este capítulo, se analizan los principales sistemas de flujo subterráneo, la distribución de la disponibilidad del agua, los ecosistemas dependientes y las presiones que afectan al agua subterránea a partir de la delimitación de 11 provincias hidrogeológicas propuestas por Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala. Con este enfoque, se identificó que las principales provincias formadoras de acuíferos de gran espesor y de alto potencial hidrogeológico corresponden las compuestas de rocas sedimentarias, como es el caso de las provincias Planicie Costera del Pacífico y Cuencas Aluviales del Norte, constituidas principalmente por conglomerados y depósitos aluviales, así como la provincia Península de Yucatán, constituida por rocas carbonatadas.

7.2 Abstract

Groundwater is vital for Mexico, representing a crucial resource for ecosystems, agriculture, and human consumption. In Mexico, groundwater constitutes 39.4 % of the concessioned water, primarily used for agriculture. In this chapter, the main groundwater flow systems, the distribution of water availability, dependent ecosystems, and the pressures affecting groundwater are analyzed based on the delimitation of 11 hydrogeological provinces proposed by Velázquez-Aguirre and Ordaz-Ayala. With this approach, it was identified that the main provinces forming thick aquifers with high hydrogeological potential correspond to those composed of sedimentary rocks, as is the case of the Pacific Coastal Plain and Northern Alluvial Basins provinces, composed mainly of conglomerates and alluvial deposits, as well as the Yucatán Peninsula province, composed of carbonate rocks.

7.3 Introducción

El agua subterránea es la principal fuente de agua dulce terrestre en el planeta, con reservas estimadas de ~10,528,830 km^3, representando el ~96 % de las reservas terrestres de agua dulce y el ~30 % de las reservas totales de agua dulce en el planeta, mientras, que las reservas de agua superficial (lagos, ríos, humedad del suelo) corresponden a menos del ~1.2 % del agua dulce en el planeta (United States Geological Survey [USGS], 2018). El almacenamiento de agua subterránea depende de la geología y las propiedades de los materiales, de tal manera que la mayoría del agua moderna (con tiempos de residencia menores a 50 años) se encuentra principalmente almacenada en rocas sedimentarias en los primeros 300 m de profundidad (Gleeson *et al.*, 2016). Así mismo, a nivel mundial, los mayores sistemas de agua subterránea se encuentran principalmente en rocas sedimentarias y en sedimentos; particularmente en rocas carbonatadas y en depósitos aluviales (der Gun, 2022).

La cantidad y calidad del agua superficial se encuentran en declive por extracciones excesivas, regulación de ríos con obras hidráulicas, descargas de aguas residuales, y por efectos de sequías, entre otros (van Vliet *et al.*, 2021). El agua subterránea a nivel mundial es la encargada de mantener a los ecosistemas en zonas con poca precipitación (Rohde *et al.*, 2024), además de permitir el desarrollo económico de países en zonas áridas o semiáridas. También, es encargada de mantener a la agricultura, la cual requiere de aproximadamente 959 Km^3/año de agua al año (Zhanga *et al.*, 2022). Sin embargo, las reservas de agua subterránea se encuentran en declive, en parte por las excesivas extracciones de agua, así como por la contaminación inducida por actividades humanas y por las pérdidas de almacenamiento por efectos del clima (Jasechko *et al.*, 2024; Kuang *et al.*, 2024). Además, pese a que las reservas de agua subterránea son abundantes, su acceso y tratamiento se ha vuelto cada vez más costoso, siendo las comunidades rurales con pozos someros las que están en riesgo de perder el acceso al agua subterránea en las próximas décadas (Jasechko y Perrone, 2021). México enfrenta retos importantes en la gestión de sus recursos hídricos, en donde la escasez de agua está asociada a distintos factores. Por un lado, la diferencia en la disponibilidad natural del agua, ya que en el sureste del país llueve anualmente más de 11 veces de lo que llueve en la zona noroeste del

país (Arciniega-Esparza, 2015). El crecimiento poblacional de las últimas décadas ha derivado en una mayor demanda de agua (Comisión Nacional del Agua [CONAGUA], 2011, 2021), con un incremento pronosticado de 11.8 millones de habitantes para el 2030 respecto al 2020, en donde el ~78 % de la población se concentrará en zonas urbanas, particularmente en las ubicadas en el centro y norte del país (CONAGUA, 2021). Los últimos años se han caracterizado por la ocurrencia de sequías severas que han derivado en reducciones significativas de la precipitación, pérdidas agrícolas y económicas, y reducción de los almacenamientos de agua en presas (Real-Rangel *et al.*, 2020; CONAGUA, 2021). La variabilidad y el cambio climáticos han propiciado incrementos de la temperatura del aire y cambios en los regímenes de precipitación, con mayor frecuencia de eventos extremos (Martínez-Austria y Patiño-Gómez, 2012; Instituto Mexicano para la Competitividad [IMCO], 2023). La contaminación por actividades antropogénicas ha reducido la disponibilidad del agua dulce en el país, mientras que la falta de inversión en infraestructura (construcción, modernización y mantenimiento) dificultan el almacenamiento, tratamiento y distribución del agua dulce (IMCO, 2023). Mientras que las extracciones excesivas de agua subterránea han derivado en reducciones en el nivel del agua en los acuíferos, incrementado la subsidencia del terreno y disminuyendo la calidad del agua, principalmente en zonas agrícolas y centros urbanos (Chaussard *et al.*, 2021; CONAGUA, 2021; IMCO, 2023).

En el caso de México, el agua subterránea es un recurso crítico para cubrir las necesidades de la población, las actividades económicas, la agricultura, e incluso los ecosistemas (CONAGUA, 2021). El agua subterránea se convierte en la principal fuente de agua en zonas áridas, las cuales abarcan cerca del 50 % del territorio nacional (mayoritariamente la zona norte). Se estima que el agua subterránea corresponde al 39.4 % del volumen total concesionado para usos consuntivos, con un volumen estimado de 35,315 Hm^3 según datos de la CONAGUA (2021). De este volumen concesionado de agua subterránea, el ~76 % es destinado a la agricultura, ~5 % a la industria, ~14 % al uso público urbano, y el porcentaje restante a otros usos (Instituto Nacional de Estadística y Geografía [INEGI], 2025). Por otro lado, a pesar de que ciertas ciudades y regiones cuentan con una precipitación por arriba del promedio nacional, la presión sobre el agua subterránea es tan alta que se sobrepasa la recarga natural y se induce un

estrés hídrico, como ocurre en la Ciudad de México (Ortigoza-González *et al.*, 2023) y otras grandes ciudades del país.

El análisis de los sistemas hidrogeológicos y su relación con las cuencas sedimentarias se complica en México debido a que la delimitación oficial de los acuíferos es de carácter administrativo. Bajo este esquema, México se encuentra dividido en 653 acuíferos, de los cuales cerca del 44 % presentan déficit para el año 2023, es decir, que las extracciones de agua superan a las entradas (Sistema Nacional del Agua [SINA], 2024). Esta división administrativa dificulta la gestión del agua subterránea debido a que no considera límites geológicos o hidráulicos (Hatch-Kuri, 2016; Hernández-Juárez *et al.*, 2019). Existen algunos esfuerzos por enmarcar a México en regiones hidrogeológicas, como la propuesta de Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1993) y Escolero-Fuentes (2018), quienes agrupan provincias con propiedades fisiográficas, geológico-estructurales, e hidráulicas (porosidad, permeabilidad, y transmisividad) similares. La delimitación de estas provincias y regiones hidrogeológicas aporta ventajas en la gestión del agua subterránea al vincular propiedades geológicas, zonas de recarga y descarga, así como delinear los sistemas de flujo locales y regionales.

En este capítulo, abordamos la importancia de los recursos hidrogeológicos, referidos particularmente al agua subterránea, en las provincias hidrogeológicas definidas por Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1993), con énfasis a aquellas provincias ubicadas en cuencas sedimentarias. Esto a partir de una caracterización espacial, topográfica, geológica, climatológica, hidrológica, hidrogeológica, ambiental, y socioeconómica de los recursos hidrogeológicos para entender su distribución espacial, los sistemas hidrogeológicos, los sistemas dependientes, y las demandas y presiones de este recurso.

7.4 Generalidades

Los acuíferos son formaciones geológicas capaces de almacenar y transmitir cantidades significativas de agua y, dependiendo de su confinamiento, se clasifican en libres, confinados o semiconfinados (Woessner y Porter, 2020). Los

acuíferos son la unidad básica de estudio en la hidrogeología y se refiere a ellos como unidades hidrogeológicas, sin embargo, su delimitación no es trivial, pues depende de límites geológicos de los cuales no se suele conocer con detalle su extensión y profundidad (Sánchez *et al.*, 2020). Depende también de la presencia de fallas y fracturas que limitan o favorecen el flujo de agua (Barrera-de-Calderón *et al.*, 2021); así como de la hidrodinámica[1], para la cual se necesita una cantidad importante de información para su interpretación o modelación.

El almacenamiento del agua subterránea está controlado por la geología y las propiedades de los materiales del subsuelo, siendo las rocas sedimentarias las que suelen formar acuíferos extensos de gran potencial hidrogeológico por su alta permeabilidad y porosidad (der Gun, 2022).

Los acuíferos pueden interactuar con la superficie terrestre de manera natural, mediante procesos de descarga de agua subterránea en ríos, lagos y manantiales, y también mediante procesos de recarga en zonas altas, en ríos o lagos. Así mismo, los acuíferos pueden interactuar con otros acuíferos, generando un sistema hidrogeológico complejo. La correlación de unidades geológicas con propiedades hidráulicas similares (porosidad, permeabilidad, conductividad hidráulica, transmisividad) a través de la hidroestratigrafía permite representar la distribución espacial y la interacción hidráulica de los acuíferos y las unidades confinantes o acuitardos, con lo cual se puede conceptualizar el flujo de agua subterránea (Rivera, 2014).

El agua en el subsuelo se mueve a velocidades de varios órdenes de magnitud menor que el agua en la superficie, lo cual produce tiempos de tránsito[2] del agua subterránea de varios años, décadas, siglos, e incluso milenios (Fetter, 2001). Según Tóth (1962), en los acuíferos se pueden distinguir tres tipos de

[1] La hidrodinámica en acuíferos estudia el movimiento del agua subterránea dentro de los acuíferos, considerando las fuerzas que lo impulsan y las características del medio poroso que influyen en su flujo (Aquilina *et al.*, 2023).

[2] Tiempo que tarda una partícula de agua en viajar desde un punto de origen hasta un punto de descarga dentro de un acuífero.

sistemas de flujo que define el movimiento del agua y que están caracterizados por su tiempo de residencia[3] (Figura 7.1):

- **Sistema de flujo local:** caracterizado por ser el más cercano a la superficie terrestre y por estar influenciado por la topografía, la vegetación y los cuerpos de agua superficiales, además de presentar los menores tiempos de residencia (de días a décadas).
- **Sistema de flujo regional:** flujo que ocurre a gran escala con los mayores tiempos de residencia (siglos a milenios), normalmente de zonas de recarga en regiones altas a zonas de descarga en planicies o en zonas costeras. Este flujo suele interactuar con varias unidades hidrogeológicas y presenta características químicas particulares derivadas de una mayor interacción entre el agua y la roca.
- **Flujo intermedio:** escala de flujo entre el flujo local y regional, con tiempos de residencia de décadas a siglos.

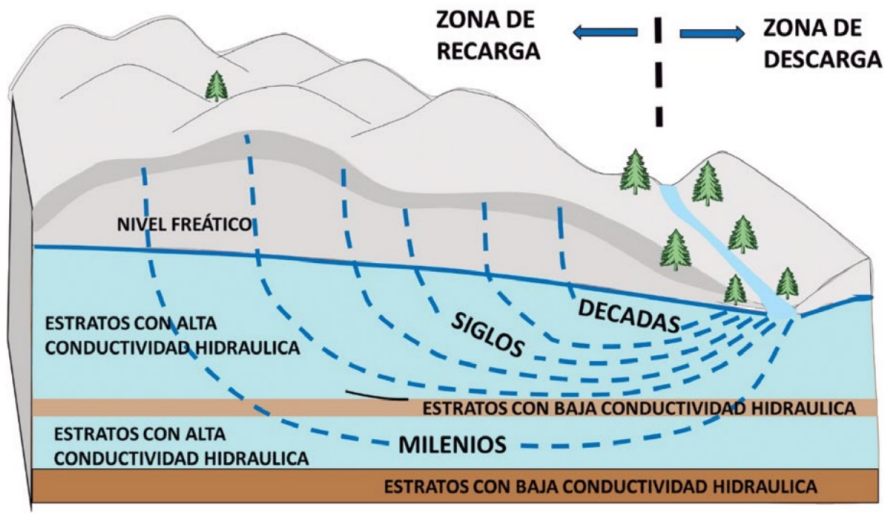


Figura 7.1. Esquema de sistemas de flujo subterráneo (Foster *et al.*, 2002, modificado por Escolero-Fuentes, 2018).

[3] Tiempo promedio que una molécula de agua permanece dentro de un acuífero, o una porción específica del mismo, antes de ser descargada.

Por lo tanto, caracterizar e identificar las unidades hidroestratigráficas y los sistemas de flujo es importante para entender el movimiento del agua subterránea, identificar fuentes de recarga y de descargar, los cuales son factores críticos para la gestión del agua en los acuíferos.

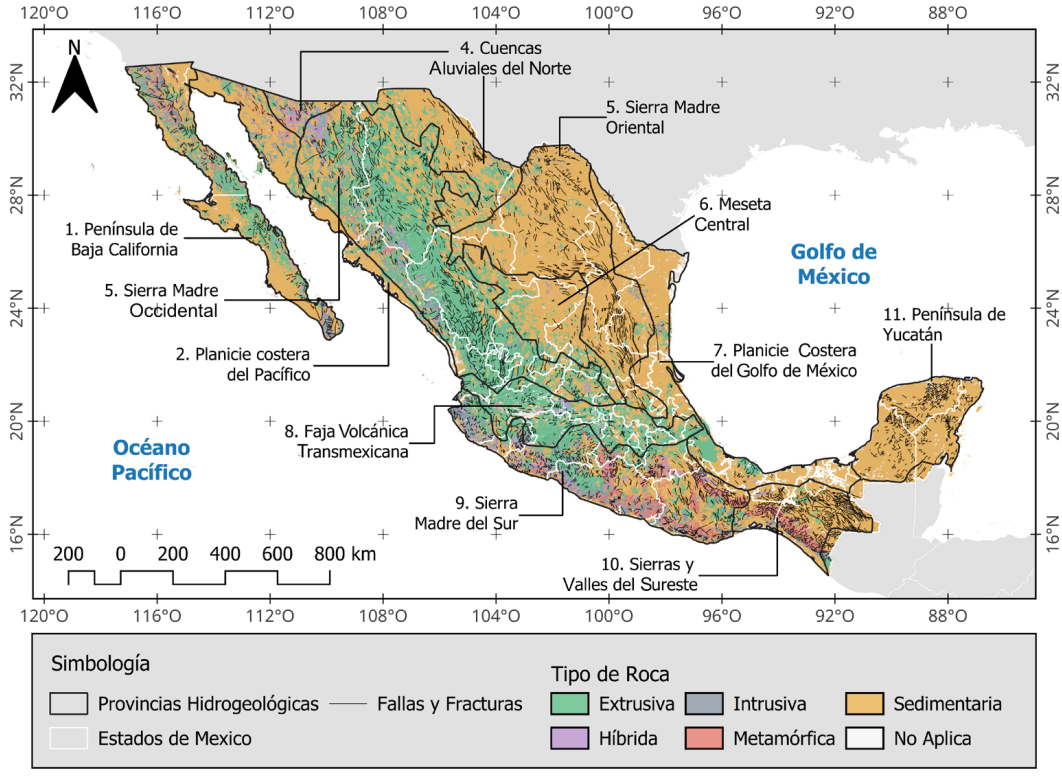
Otro factor asociado a los sistemas de flujo que es determinante para el uso y la gestión del agua es su composición química y calidad. Como se comentó previamente, a mayor tiempo de residencia del agua en los acuíferos, típicamente existirá una mayor interacción agua-roca (aunque esto dependerá también del tipo de roca y otros factores fisicoquímicos, como la temperatura, presión, etc.). El flujo local se caracteriza por representar aguas poco mineralizadas con predominio de iones de bicarbonato (HCO3-); el flujo intermedio presenta típicamente agua con mezcla de iones bicarbonato (HCO3-) y sulfato (SO42-), con pH ligeramente alcalino; mientras que el flujo regional se caracteriza por una alta mineralización, predominio de iones de cloruro (Cl-) y sodio (Na+), pH alcalino, sólidos disueltos totales (SDT) elevados y temperaturas elevadas (Fetter, 2001). Estas concentraciones varían en función de las propiedades de las formaciones geológicas por las que fluye el agua.

La Figura 7.2 muestra la distribución espacial de las 11 provincias hidrogeológicas propuestas por Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1993), quienes realizaron la delimitación a partir de las regiones hidrológicas de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH), ahora Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), además de considerar las provincias fisiográficas y geológicas, así como los terrenos tectonoestratigráficos. Las características de las provincias serán descritas en las siguientes secciones.

La Figura 7.2 también muestra las principales características geológicas superficiales, obtenidas del Servicio Geológico Mexicano, las cuales controlan la presencia de acuíferos importantes para el desarrollo de las actividades humanas. La presencia de acuíferos está condicionada por la complejidad geológica del país, la cual se debe en parte a la subducción, el rifting y la interacción entre las placas Norteamericana, de Cocos y del Caribe, principales responsables de la formación de las cadenas montañosas, la actividad sísmica y volcánica (López-Ramos, 1982). La formación de las sierras madres de México (Sierra

Madre Oriental, Sierra Madre Occidental y Sierra Madre del Sur) fue producto de procesos orogénicos relacionados con la subducción de placas tectónicas y la creación de cinturones plegados y fallados. El volcanismo ha moldeado varias regiones del país, siendo la Faja Volcánica Transmexicana la más característica con presencia de volcanes activos y la Sierra Madre Occidental con volcanes inactivos. Mientras que procesos de erosión y sedimentación han sido responsables de generar valles y mesetas, formando cuencas sedimentarias en donde se concentran importantes recursos naturales, incluyendo acuíferos de gran almacenamiento y rendimiento.

Figura 7.2. Extensión y geología superficial de las Provincias Hidrogeológicas propuestas por Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1993).



A partir de la litología superficial se observa que cerca del ~58 % del territorio nacional está constituido por rocas sedimentarias (Figura 7.2), cubriendo a las provincias del norte y noreste de México (Meseta Central, Cuencas Aluviales del Norte, Sierra Madre Oriental, Planicie Costera del Golfo de México), a las provincias del sureste (Península de Yucatán), y parte de las provincias del noroeste (Planicie Costera del Pacífico y Península de California).

7.4.1 Recursos Hidrogeológicos

Provincias Hidrogeológicas

A partir del trabajo de Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1993), se describen las principales características de las provincias hidrogeológicas. Las Figuras 7.3 y 7.4 muestran las secciones esquemáticas de las provincias, mientras que las Tablas 7.1 y 7.2 resumen las principales propiedades físicas e hidráulicas.

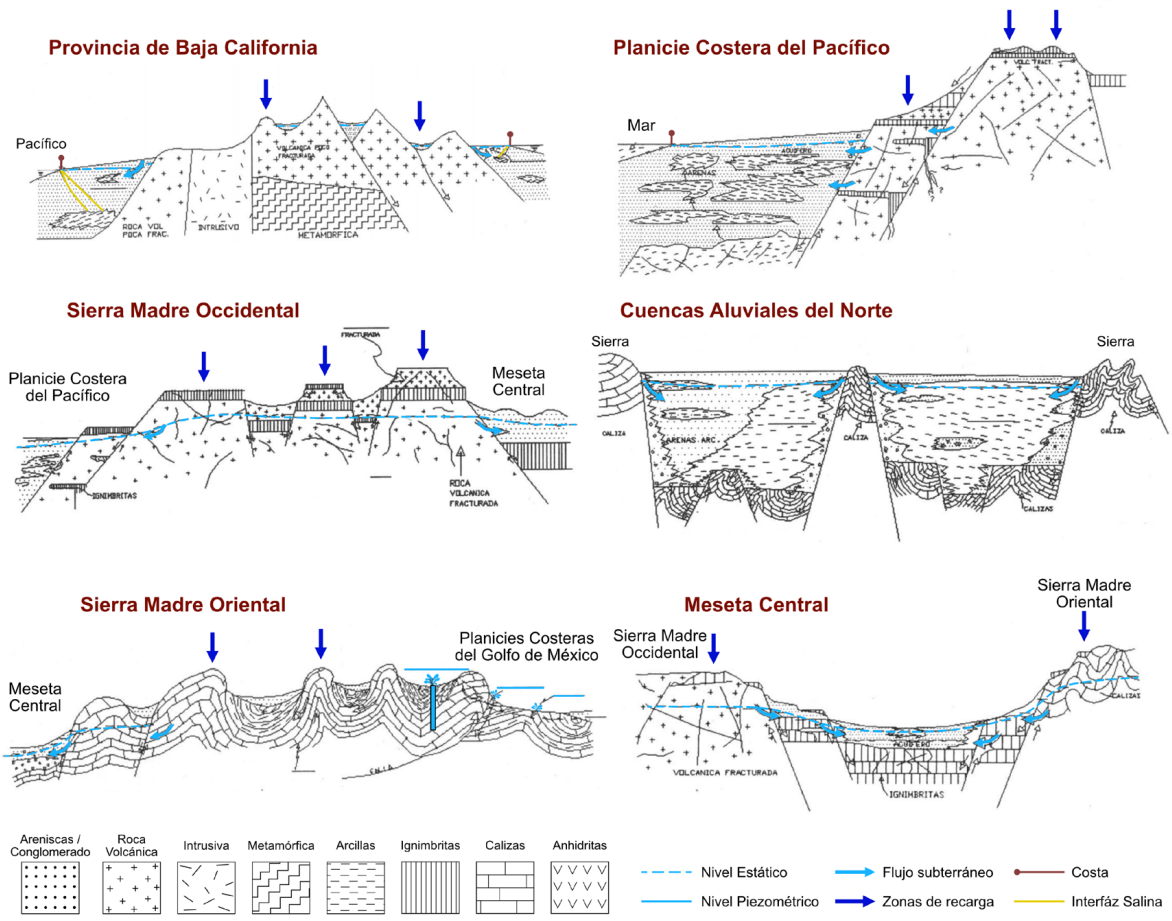


Figura 7.3. Secciones hidrogeológicas esquemáticas (modificado de Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1993). Parte 1 de 2.

Tabla 7.1. Características generales de las Provincias Hidrogeológicas. Fuente: Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1993).

Provincia	Descripción
Península de Baja California	Valles relativamente planos que tienen como base gruesos depósitos de aluvión separados por montañas alineadas, compuestas por rocas sedimentarias y metamórficas de edad Mesozoica y rocas volcánicas del Cenozoico.
Planicie Costera del Pacífico	Planicies costeras que en algunas áreas se internan al continente varias decenas de kilómetros, compuestas por sedimentos arenosos hacia el interior; su base la forman rocas intrusivas y metamórficas del Mesozoico y volcánicas del Cenozoico.
Sierra Madre Occidental	Región disectada relativamente alta, compuesta por una compleja secuencia de rocas volcánicas del Cenozoico, cubiertas en algunos lugares por delgados depósitos de suelos residuales.
Cuencas Aluviales del Norte	Valles relativamente planos que tienen como base gruesos depósitos aluviales, separados por alargadas y descontinuadas cadenas de montañas compuestas, en parte, de rocas sedimentarias Paleozoicas y Mesozoicas, y en parte de rocas volcánicas del Cenozoico.
Sierra Madre Oriental	Cadena de montañas anticlinales y valles sinclinales, compuestos por rocas sedimentarias del Mesozoico, cubiertas por delgadas capas de suelos residuales.
Meseta Central	Valles relativamente planos que tienen como base gruesos depósitos aluviales separados por suaves cadenas de montañas, compuestas por rocas sedimentarias del Paleozoico y Mesozoico, y por rocas volcánicas del Cenozoico.
Planicie Costera del Golfo de México	Planicie relativamente baja, poco disectada, que descansa sobre una interestratificación compleja de arenas, limos y arcillas del Mesozoico y Cenozoico, que progresivamente se hacen más densos hacia la costa.
Faja Volcánica Transmexicana	Área de montañas altas compuesta por una secuencia compleja de rocas volcánicas del Cenozoico, con fosas profundas rellenadas con material lacustre del Paleógeno y Cuaternario.
Sierra Madre del Sur	Áreas montañosas altamente disectadas compuestas por rocas metamórficas y paleozoicas, rocas sedimentarias del mesozoico y cenozoico, cubiertas en las altiplanicies por suelos residuales y en las costas por material granular.
Sierras y Valles del Sureste	Área relativamente alta de cadenas de montañas anticlinales y valles sinclinales, compuestos por rocas sedimentarias del Mesozoico, cubiertas por delgadas capas de suelos residuales.
Península de Yucatán	Planicie baja y extensa constituida por rocas carbonatadas consolidadas a semiconfinadas del Cenozoico.

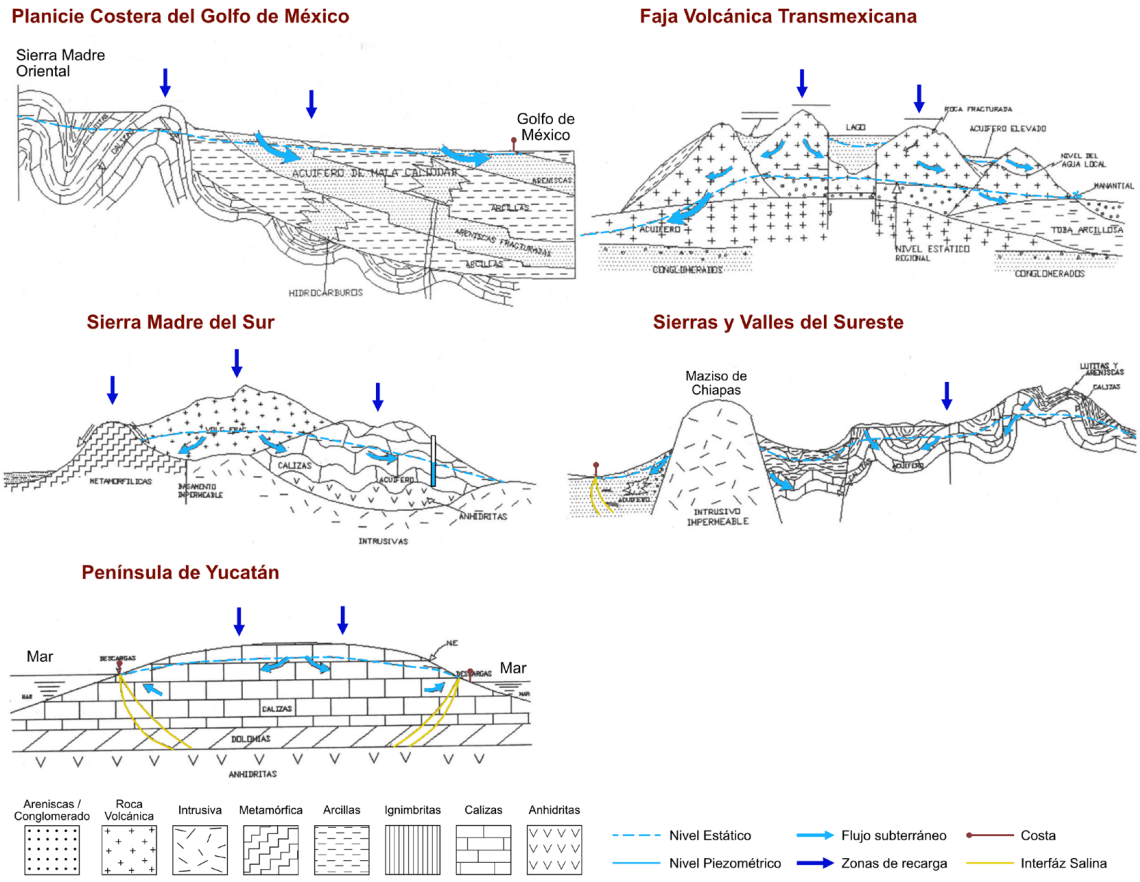


Figura 7.4. Secciones hidrogeológicas esquemáticas (modificado de Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1993). Parte 2 de 2.

Tabla 7.2. Propiedades hidráulicas generales de las Provincias Hidrogeológicas. T: transmisividad, K conductividad hidráulica, R: lámina de recarga, Q: productividad de pozos, obtenidos de Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1993). Volumen: volumen anual de agua promedio por pozo concesionado en el REPDA 2020.

Provincia	Área (km^2)	T (m^2/d)	K (m/d)	R (mm/año)	Q (l/s)	Volumen* (m^3/año)
Península de Baja California	143,492	10-200	1-100	5-50	10-150	122,685
Planicie Costera del Pacífico	104,491	10-100	5-100	5-50	5-150	135,898
Sierra Madre Occidental	358,845	100-10,000	10-500	10-100	5-50	94,397

Provincia	Área (km^2)	T (m^2/d)	K (m/d)	R (mm/año)	Q (l/s)	Volumen* (m^3/año)
Cuencas Aluviales del Norte	205,000	10-2,000	10-200	5-50	10-150	119,872
Sierra Madre Oriental	250,096	10-1,000	1-50	5-50	10-200	77,238
Meseta Central	102,519	10-2,000	10-200	5-50	10-100	62,133
Planicie Costera del Golfo de México	183,313	500-10,000	5-100	5-500	10-100	30,549
Faja Volcánica Transmexicana	130,000	100-10,000	10-500	10-100	10-150	146,957
Sierra Madre del Sur	258,274	5-5,000	1-200	10-100	1-100	66,285
Sierras y Valles del Sureste	84,280	10-1,000	1-50	5-5	10-200	36,216
Península de Yucatán	136,240	10-2,000	10-200	5-100	10-100	87,879

Las principales características generales de las Provincias Hidrogeológicas de México son:

1. **Provincia de la Península de Baja California:** corresponde a montañas de forma irregular, compuestas de rocas extrusivas y volcánicas del Mesozoico y Cenozoico, con valles rellenos de depósitos sedimentarios. El nivel estático regional y el movimiento del agua están controlados por la topografía de la península y por sistemas de fallas y fracturas. Las zonas montañosas corresponden a las principales zonas de recarga de los acuíferos colgados, mientras que las rocas de baja permeabilidad en estas zonas altas generan escurrimiento hacia los valles, recargando a los principales acuíferos compuestos de arenas, gravas, areniscas y material fino. Los acuíferos tienden a ser pequeños debido a que en esta provincia las cuencas aluviales del Pleistoceno tienden a ser pequeñas, a excepción del Valle de Mexicali, que forma un acuífero de materiales granulares depositados por el Río Colorado, con un espesor máximo estimado de entre mil a cuatro mil metros (Instituto Mexicano de Tecnología del Agua [IMTA], 2013). Además, la mayoría de los acuíferos son de bajo potencial debido a la falta de recarga asociada a precipitaciones dispersas en áreas puntuales.

2. **Planicie Costera del Pacífico:** se extiende por las costas de Sonora, Sinaloa y Nayarit. Predominan las rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas, estás últimas suprayacen a antiguas superficies de erosión de rocas sedimentarias y plutónicas, mientras que los acuíferos más importantes están compuestos de depósitos aluviales formados por materiales gruesos provenientes de las montañas y de rocas volcánicas del Cenozoico. Los acuíferos de depósitos aluviales de mayor rendimiento sobreyacen a la Formación Baucari, una formación de origen sedimentario continental de permeabilidad media a baja.

3. **Sierra Madre Occidental:** en el occidente, la provincia está constituida por densos bloques de lava de baja permeabilidad inclinados con grandes fallas, formato acuitardos. En el oriente, en el altiplano central, se encuentran flujos de lava asociados con piroclásticos y conglomerados con poca percolación debido a la compactación de los materiales y a la topografía. Esta provincia funciona como una zona de recarga importante para las provincias adyacentes, ya que el agua captada en las cadenas montañosas se descarga de forma local y regional para escurrir en las principales corrientes superficiales, para posteriormente infiltrarse en las zonas bajas.

4. **Cuencas Aluviales del Norte:** se caracterizan por una fisiografía de cuencas sedimentarias con extensas planicies aluviales divididas por bloques de montañas. La provincia está compuesta de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edades del pre-Cenozoico al Cenozoico, en donde las rocas del pre-Cenozoico forman las montañas que bordean a las cuencas aluviales. Por su parte, las rocas del Cenozoico rellenan las cuencas sedimentarias y están compuestos de depósitos clásticos consolidados y no consolidados, depositados durante y desde la formación de las cordilleras. Los depósitos más viejos son del Paleógeno y pueden presentar varios miles de metros de espesor. Los abanicos aluviales en la base de la montaña producen dos tipos de facies: de grano fino y bien seleccionado y grano grueso y pobremente seleccionado cerca del frente de la montaña. Por las características topográficas y geológicas, se forman cuencas sedimentarias cerradas, algunas de ellas con sistemas de agua subterránea cerrados, mientras que las cuencas sedimentarias que no están cerradas se pueden interconectar

hidráulicamente con otros sistemas para formar sistemas de flujo regionales. Los mayores acuíferos están compuestos por depósitos sedimentarios con espesores que pueden ir de 300 a 2,000 metros y se encuentran en su mayoría interconectados hidráulicamente, formando un acuífero regional, localmente separado en varias unidades confinantes.

5. **Sierra Madre Oriental:** se puede dividir en tres subregiones: Sierra del Burro (al norte), sector Ojinaga-La Paila (al centro) y Sierra Madre Torreón-Monterrey- Tamazunchale. Presenta acuíferos libres y confinados en rocas calcáreas plegadas, cuyas zonas de recarga se localizan principalmente en los anticlinales. En el norte, existen acuíferos en rellenos granulares sedimentarios y en calizas. Los acuíferos granulares contienen arenas, arcillas de baja permeabilidad y aguas salinas. Los acuíferos en calizas del Cretácico medio afloran en las sierras, recargados por lluvia, y descargan en valles a través de grandes manantiales. En la zona central (Torreón), se presentan acuíferos aluviales sobreexplotados para irrigación y acuíferos en rocas carbonatadas con espesores mayores a 1,000 metros. En el sur (Monterrey-Tamazunchale), se tienen complejos arrecifales con alta permeabilidad forman acuíferos de gran potencial. En Tamazunchale, la recarga en zonas altas se descarga a través de grandes manantiales en la base de las sierras. En esta zona, la sedimentación de carbonatos influye en el desarrollo del acuífero, con el complejo arrecifal Valles-San Luis Potosí compuesto por carbonatos de alta permeabilidad. En esta área, dolinas, cavernas y vúgulos permiten la infiltración y descarga a través de grandes manantiales.

6. **Meseta Central:** se localiza en la parte central del país. La provincia abarca varias cuencas hidrográficas endorreicas con clima árido y de baja disponibilidad natural de agua, como lo son las cuencas Aguanaval, Nazas, Grande de Santiago, entre otros. Hidrogeológicamente se caracteriza por valles rellenos de sedimentos granulares que constituyen los principales acuíferos, algunos de ellos, como la zona ixtlera, presentan mala calidad del agua. Muchos de estos acuíferos, como los de Calera, Vicente Guerrero, La Blanca, Aguascalientes, Ojo Caliente y San Luis Potosí, sufren de extracción intensiva. Las rocas volcánicas riolíticas, con permeabilidad anisotrópica debido al fracturamiento, también forman acuíferos en algunas zonas,

como Ojo Caliente (Zacatecas), El Llano (Aguascalientes), Villa de Arriaga y Gogorrón (San Luis Potosí), y San Juan del Río (Durango), aunque con rendimientos variables. Así mismo, algunos de los acuíferos riolíticos presentan termalismos, con temperaturas de hasta 42°C. Mientras que acuíferos constituidos de calizas de la Formación Cuesta del Cura presentan pozos de gran caudal (como en la zona del Cabezal en Sombrerete, Zacatecas, con ~130 l/s) y en algunos casos artesianos (al norte de Zacatecas y en Aguascalientes).

7. **Planicies Costeras del Golfo:** se extiende desde el Río Bravo hasta la laguna de Términos, al sureste de la Península de Yucatán. Está compuesta por una cuña de rocas sedimentarias consolidadas y no consolidadas del Cenozoico, con espesores que van de unos pocos metros a más de 6,000 metros hacia la zona costera, formando numerosos acuíferos regionales. Los sedimentos cretácicos subyacentes en la zona costera tienen baja permeabilidad y no contienen acuíferos importantes. La permeabilidad en las rocas cenozoicas es significativa, conteniendo agua salada o hidrocarburos. La zona de geopresión, ubicada entre 2,000 y 4,500 m de profundidad, se caracteriza por alta presión de fluidos, temperaturas superiores a 100°C, presencia de metano, y lento movimiento de agua generalmente ascendente.

8. **Faja Volcánica Transmexicana:** coincide con la provincia fisiográfica con el mismo nombre. Se caracteriza por una alta permeabilidad debido al fracturamiento de las rocas volcánicas, principalmente basaltos, y la presencia de conductos preferenciales en los derrames. Las rocas consolidadas y no fracturadas debajo del nivel regional de saturación forman barreras para el flujo de agua, mientras que los derrames andesíticos funcionan como basamento geohidrológico. Los derrames intercalados con relleno aluvial forman acuíferos locales independientes. Las rocas riolíticas, presentes en el norte, forman acuíferos de gran densidad y permeabilidad moderada debido a su fracturamiento. En los valles, los acuíferos en derrames volcánicos fracturados están cubiertos por depósitos lacustres y aluviales de menor permeabilidad, creando acuíferos confinados o semiconfinados con bajo coeficiente de almacenamiento. Los piroclastos, aunque porosos, actúan como acuitardos. Distribuidos en la superficie se encuentran

depósitos lacustres porosos, pero de baja permeabilidad del Plioceno tardío, formando acuitardos de algunos metros de espesor con gran volumen de agua. Finalmente, los materiales aluviales en los valles forman acuíferos someros con transmisividad variable (5x10-4 a 5x10-2 m^2/s) según el tamaño del grano y espesor.

9. **Sierra Madre del Sur:** se caracteriza por una cadena montañosa compuesta principalmente de un basamento de rocas metamórficas desplazadas durante el Jurásico y un batolito que constituye el Macizo de Oaxaca. Sobre este basamento impermeable se encuentran dolomías, calizas recristalizadas y lechos rojos del Paleozoico, Triásico y Jurásico, también impermeables. La provincia se divide en dos subregiones: la planicie costera y las sierras transversales. La planicie costera es una franja estrecha paralela a la costa, compuesta de aluvión cuaternario limoso derivado de la erosión de la Sierra Madre del Sur. Este aluvión forma acuíferos de baja producción, presentando numerosas lagunas y áreas pantanosas. Los acuíferos principales se ubican en las sierras transversales, formadas por calizas y dolomías del Cretácico altamente carstificadas, que ofrecen la mayor permeabilidad de la provincia.

10. **Sierras y Valles del Sureste:** se extiende por los estados de Chiapas y parte de Oaxaca y se caracteriza por alta precipitación y ríos caudalosos como el Grijalva y Usumacinta. A pesar de la gran cantidad de precipitación, el escurrimiento superficial se concentra en un periodo del año, por lo que el agua subterránea es crucial para el desarrollo urbano, agrícola e industrial. En la planicie costera, el acuífero tiene un espesor que varía de 8 a más de 200 metros y está compuesto de arenas, limos y arcillas derivados de la erosión de rocas graníticas. Este acuífero recibe recarga de la lluvia o a través de ríos y arroyos que descargan al Pacífico. La depresión central de Chiapas, compuesta por rocas sedimentarias, presenta baja permeabilidad, lo que resulta en acuíferos de poca producción. Las perforaciones en calizas y dolomías del altiplano y las sierras del norte, cerca de Ocozocoautla y Comitán, han mostrado caudales variables con algunos casos con caudal significativo (60-70 l/s). La recarga de estos acuíferos se produce en las zonas altas con mayor precipitación.

11. **Península de Yucatán:** se divide en cuatro subregiones:
    - *Planicie cárstica con cenotes del norte:* presenta una suave elevación hacia el sur, formada por carbonatos marinos del Paleógeno y Neógeno. La erosión mecánica superficial y la disolución del subsuelo por agua ácida crean la topografía cárstica de la península. La ausencia de suelo y la rápida infiltración del agua contribuyen a la formación de cenotes, dolinas y sumideros. Estos cenotes se producen por el colapso de las cavidades y su tamaño y forma están relacionados con las fluctuaciones del nivel del agua subterránea. La distribución de los cenotes está influenciada por los cambios de facies en los carbonatos del Paleógeno y Neógeno.
    - *Planicie cárstica montañosa del sur:* se caracteriza por una topografía variada con cerros con formas cársticas cónicas de baja altitud. Esta zona está formada por carbonatos del Eoceno (calizas, dolomías, etc.), con estratos presentando pliegues e inclinaciones leves, pero altamente fracturados. La alta permeabilidad y la profundidad del nivel freático que llega a los 100 m dificulta la explotación del agua subterránea. Además, la presencia de rocas evaporíticas en la porción central sur afecta la calidad del agua subterránea, contaminando acuíferos en zonas como Calkini, Tenabo y Polyuc.
    - *Sierra de Ticul:* ubicada entre las planicies del norte y las sierras del sur de la península, está compuesta por calizas del Eoceno con 160 km de longitud y 15 km de ancho. Se trata de un escarpe de falla formado por una falla normal. Alcanza una altitud de 150 msnm, representando una elevación de 100 a 110 m sobre la planicie norte, representando una de las pocas sierras de la península.
    - *Región de bloques fallados del este:* esta región costera de 80 km de ancho se extiende desde cabo Catoche hasta Belice y se caracteriza por rocas carbonatadas formadas por fallas normales con tendencia norte-noreste formando horst y grabens. La estructura más destacada incluye un bloque delimitado por grandes fallas que abarca la costa caribeña y la isla de Cozumel. La zona presenta bahías orientadas como Chetumal y Ascensión, además de depresiones que forman lagos y pantanos, siendo el lago Bacalar un ejemplo notable con longitudes de hasta 50 km. La interacción del agua subterránea con el mar Caribe resulta en la disolución de carbonatos, formando caletas y lagunas en la zona costera.

7.4.2 Características hidrológicas

México se divide en 731 cuencas hidrológicas que se agrupan en 37 Regiones Hidrológicas (RH) (Figura 7.5) y en 13 Regiones Hidrológico-Administrativas (RHA) (CONAGUA, 2021).

Las cuencas hidrológicas son las unidades básicas en las cuales el agua fluye por gravedad al mar o a un cuerpo de agua interno a través de una red de cauces que convergen en uno principal (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales [SEMARTNAT], 2015). Se estima que el 66 % de las cuencas hidrológicas del país presenta algún grado de deterioro de alto a extremo (deterioro de suelos, pérdida de conectividad, alteración de los ríos, etc.), concentrándose principalmente en el centro-oriente, con cerca del 75 % de la población mexicana concentrada en 13 cuencas principales (Cotler *et al.*, s.f.).

Las Regiones Hidrológicas (RH) mostradas en la Figura 7.5 están conformadas en función de sus características morfológicas, orográficas e hidrológicas, y están integradas por una o varias cuencas hidrológicas, por lo que sus límites suelen ser distintos a los límites políticos municipales y estatales (SEMARNAT, 2015). Por su parte, las Regiones Hidrológico-Administrativas (RHA) son la base de la administración federal del agua superficial y están basadas en las características hidrológicas y en la división política del país, por lo que agrupan varios sistemas hidrológico-superficiales que no necesariamente presentan interacción entre sí.

De la Figura 7.5 podemos observar que los grandes sistemas hidrológicos (Regiones Hidrológicas) superficiales e hidrogeológicos (Provincias Hidrogeológicas) no coinciden en extensión y, en algunos casos, una misma región hidrogeológica interactúa con dos o más RH, lo cual dificulta la gestión conjunta de los recursos hídricos. Ejemplo de lo anterior se observa con la RH-24 Bravo-Conchos, que en su parte baja está compuesta principalmente por depósitos sedimentarios, e interactúa con los acuíferos de las provincias Cuencas Aluviales del Norte y Sierra Madre Oriental; o la RH-26 Pánuco, que interactúa con la parte sur de la provincia Sierra Madre Oriental y con parte de la Planicie Costera del Golfo de México.

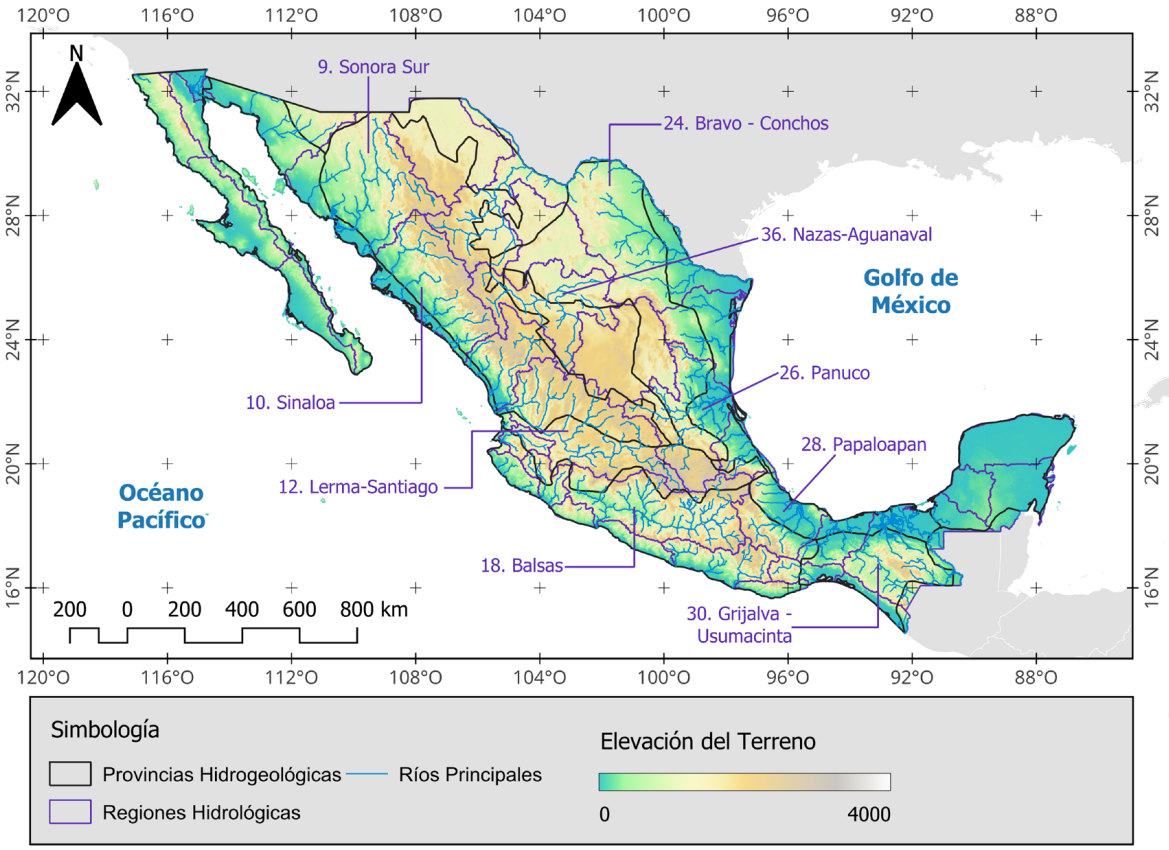


Figura 7.5. Regiones Hidrológicas y principales ríos de México.

De las 37 RH que destacan por su tamaño o importancia hídrica, tenemos las siguientes:

- **12 - Lerma-Santiago:** Se extiende por los estados de México, Michoacán, Querétaro, Guanajuato y Jalisco, así como por las provincias Faja Volcánica Transmexicana y la porción sur de Sierra Madre Occidental. Esta región incluye el río Lerma, uno de los más largos del país, y el Lago de Chapala, el lago natural más grande de México. El río Lerma recorre más de 700 kilómetros desde el Valle de Toluca hasta desembocar en el Lago de Chapala. Esta región es vital para el abastecimiento de agua a millones de personas, así como para la agricultura, la industria y los ecosistemas locales (CONAGUA, 2017).
- **18 - Balsas:** se extiende sobre la provincia hidrogeológica Sierra Madre del Sur y por ocho estados y 420 municipios, abarcando aproximadamente el 6 % del territorio nacional. Esta región es crucial para la generación de

energía eléctrica, produciendo el 10 % de la electricidad y el 25 % de la energía hidroeléctrica del país (Valencia-Vargas, 2015).

- **24 - Bravo-Conchos:** es una de las más extensas de México, abarcando aproximadamente 229,740 km^2, además, forma parte de la cuenca del Río Bravo, que se extiende por más de cinco estados en Estados Unidos. Intersecta a las provincias Cuencas Aluviales del Norte, Sierra Madre Oriental y Sierra Madre Occidental. Esta región se encuentra principalmente en los estados de Chihuahua y Coahuila, y es crucial para el suministro de agua tanto en México como en Estados Unidos. Además, su disponibilidad de agua está regida por el "Tratado sobre distribución de aguas internacionales entre los EUA y México".
- **26 - Pánuco:** es una de las RH más importantes del país ya que incluye el río Pánuco, uno de los ríos más largos y caudalosos de México. Se extiende por los estados de México, Hidalgo, Querétaro, San Luis Potosí, Tamaulipas y Veracruz, además de contener a la Ciudad de México, el centro urbano más grande del país. El escurrimiento natural medio superficial del Río Pánuco es de aproximadamente 20,372 hm^3/año (CONAGUA, 2021).
- **28 Papaloapan:** se extiende por los estados de Oaxaca, Puebla y Veracruz, desembocando al Golfo de México. Intersecta parte de las provincias Sierra Madre del Sur y Planicie Costera del Golfo de México. Esta región incluye el Río Papaloapan, que es uno de los ríos más caudalosos del país.
- **30 Grijalva-Usumacinta:** se extiende por la provincia hidrogeológica Sierras y Valles del Sureste y los estados de Chiapas, Tabasco, Campeche, Quintana Roo y una parte de Guatemala. Esta región incluye dos ríos principales que le dan nombre: el Río Grijalva y el Río Usumacinta. El Río Grijalva atraviesa una región de altas montañas, cruzando los embalses de las presas La Angostura, Chicoasén y Malpaso, desembocando en el embalse de la presa Peñitas, por lo que es crucial para el consumo humano, la agricultura y la generación de energía hidroeléctrica. El río Usumacinta fluye por áreas de llanura, formando humedales, lagunas y pantanos, importantes para la biodiversidad.

7.4.3 Características climatológicas

La variabilidad natural de los recursos hídricos en las Provincias Hidrogeológicas es muy dispar en el país, en donde la disponibilidad hídrica de los acuíferos someros y de las cuencas hidrográficas, así como la recarga natural vertical, dependen de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación y otras componentes climatológicas (Tabla 7.3).

Tabla 7.3. Características hidroclimatológicas de las Provincias Hidrogeológicas.

		Elevación del Terreno (m.s.n.m.)		Precipitación (mm/año)		Índice de Aridez (-)		Temperatura del aire (°C)		Relación Recarga/Prec (%)	
ID	Región Hidrogeológica	Media	Std	Media	Std	Media	Std	Media	Std	Media	Std
1	Península de Baja California	381.6	387.0	147.5	89.6	25.2	13.9	21.5	2.1	1.2	1.6
2	Planicie Costera del Pacífico	211.6	240.2	291.5	192.3	10.9	5.2	24.1	1.3	2.2	2.7
3	Sierra Madre Occidental	1534.2	753.6	631.0	222.9	4.3	1.9	18.9	3.5	2.1	2.0
4	Cuencas Aluviales del Norte	1049.3	344.6	397.7	71.4	7.0	1.5	19.0	1.8	1.0	0.5
5	Sierra Madre Oriental	1130.9	573.2	480.5	259.4	5.6	2.5	20.7	1.9	1.9	2.0
6	Meseta Central	1918.1	270.9	396.1	69.5	6.2	1.3	17.9	1.8	1.7	0.6
7	Planicie Costera del Golfo de México	195.5	384.6	1202.4	623.9	2.2	1.1	24.7	1.5	6.8	5.8
8	Faja Volcánica Transmexicana	1919.8	621.1	847.3	269.1	2.7	0.7	18.7	3.0	5.7	4.0
9	Sierra Madre del Sur	1176.7	745.9	1153.6	476.8	2.1	0.7	23.5	3.3	7.7	3.7
10	Sierras y Valles del Sureste	625.8	567.7	2010.1	750.4	1.1	0.5	25.2	2.3	10.9	4.1
11	Península de Yucatán	60.0	69.0	1233.9	184.3	1.6	0.3	26.8	0.3	4.8	3.0

La distribución espacial de la precipitación en México se presenta en la Figura 7.6, con un valor medio anual aproximado de 750 mm/año, con variaciones en el rango de los 660 y 880 mm/año. En la zona sureste, la precipitación anual en la Provincia de Sierras y Valles del Sureste presenta una precipitación media anual de ~2,010 mm/año (Tabla 7.3), contra los cerca de ~150 mm/año que se presentan en la Provincia Península de Baja California (~13 veces menos precipitación). Esta distribución espacial está influenciada por su posición geográfica localizada entre trópicos y zonas templadas, por la topografía variada, por su proximidad a océanos y patrones climáticos como el monzón, El Niño y ciclones tropicales (de Anda Sánchez, 2020). Además, presenta una variabilidad estacional marcada con los valores más altos de precipitación en junio y septiembre, intercalados por un periodo seco a la mitad de verano, llamada "canícula," que impacta la agricultura y disponibilidad de recursos hídricos (de Anda Sánchez, 2020).

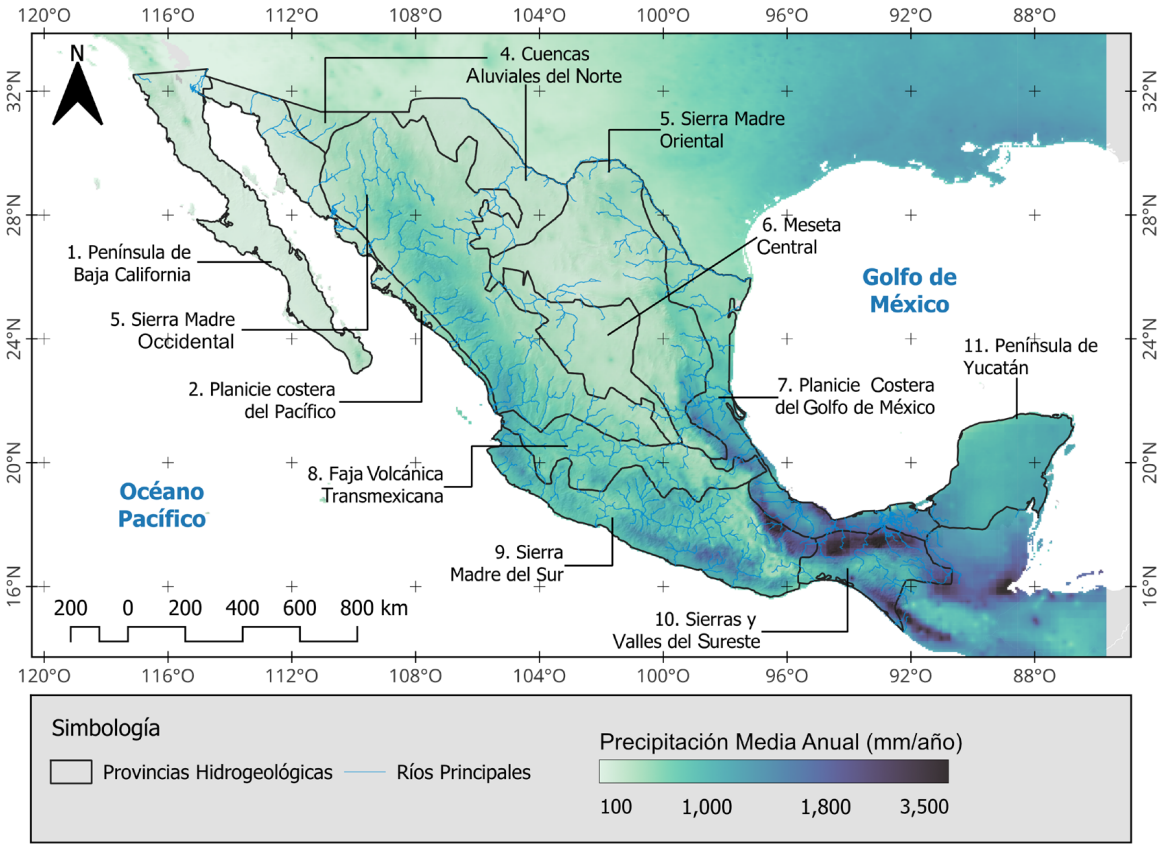


Figura 7.6. Precipitación media anual obtenida del producto CHIRPS.

La Figura 7.7 presenta el índice de aridez (IA), el cual relaciona la evapotranspiración potencial (PET) y la precipitación media anual (Prec) (IA=PET/Prec), y a partir del cual se pueden diferenciar a las zonas semiáridas (2<IA<5) y zonas áridas (IA>5) que presentan escasez natural de agua. De las 11 provincias hidrogeológicas, sólo la provincia Sierras y Valles del Sur y la provincia Península de Yucatán presentan IA que corresponde a zonas templadas (IA<2), mientras que la mayoría de las provincias en cuencas sedimentarias se catalogan como hiper-áridas (provincias Península de Baja California, Planicie Costera del Pacífico, Cuencas Aluviales del Norte, y Meseta Central).

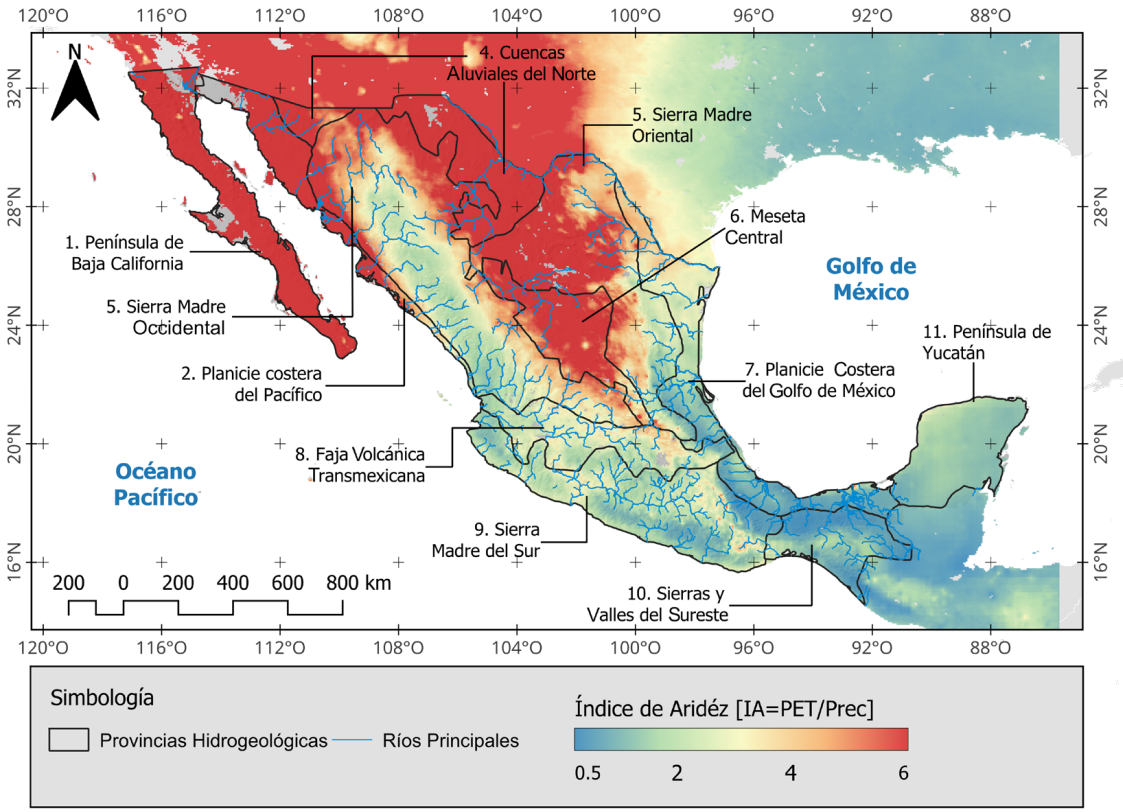


Figura 7.7. Índice de aridez promedio anual.

La cantidad de agua que potencialmente recarga a los acuíferos de las provincias hidrogeológicas se muestra en la última columna de la Tabla 7.3. La recarga potencial depende de la precipitación y de la topografía, con la provincia Sierras y Valles del Sureste presentando la mayor tasa de recarga potencial para la cual, en promedio, cerca del 10 % de lo que llueve al año recarga a los acuíferos (~200 mm/

año). Por su parte, en la mayoría de las provincias correspondientes a cuencas sedimentarias, menos del 3 % de la precipitación anual se convierte en recarga. El tiempo y trayectoria real que le toma a la recarga potencial llegar a los acuíferos dependerá de las condiciones geológicas e hidráulicas de cada provincia.

7.4.4 Ecosistemas dependientes de agua subterránea

Los Ecosistemas Dependientes de las Aguas Subterráneas (EDAS) son sistemas naturales que dependen, de forma parcial o total, del agua subterránea para satisfacer sus necesidades hídricas, por lo que son sensibles a las variaciones de la profundidad del nivel del agua subterránea, asociadas a condiciones climáticas estacionales o a extracciones de agua para satisfacer actividades humanas. Los EDAS son cruciales para la biodiversidad y el bienestar humano, especialmente en zonas áridas, y funcionan como refugios de especies raras, proveen servicios ecosistémicos vitales (regulación del agua, reducción de inundaciones, etc.), actúan como amortiguadores frente a la variabilidad climática, y sustentan los medios de vida rurales, incluso en regiones socioeconómica y políticamente inestables (Rohde *et al.*, 2024).

En México existen varios EDAS que son esenciales para mantener el suministro de agua y preservar la biodiversidad, incluyendo manantiales, humedales, ríos y arroyos, y ecosistemas costeros. México cuenta con Áreas Naturales Protegidas (ANP) y sitios RAMSAR, cuya gestión y vigilancia está a cargo de la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP), una dependencia de la Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT). Las ANP son espacios geográficos claramente delimitados que buscan conservar la biodiversidad, los ecosistemas y los recursos naturales, dentro de los que se incluyen parques nacionales, reservas de la biosfera, áreas de protección de flora y fauna, entre otras (SEMARNAT, 2025). Por su parte, los Sitios RAMSAR son humedales designados de importancia internacional bajo la Convención Ramsar, un tratado intergubernamental que proporciona el marco para la conservación y el uso racional de los humedales, en donde estos sitios son reconocidos por su biodiversidad, servicios ecosistémicos y su papel crucial en el mantenimiento del equilibrio hidrológico (CONANP, 2025).

La ubicación espacial de los principales humedales y de los sitios RAMSAR se muestra en la Figura 7.8. Los humedales cubren aproximadamente el 6 % del territorio nacional, y los más importantes en tamaño se encuentran sobre cuencas sedimentarias, al sureste de México, entre la provincia hidrogeológicas Planicie Costera del Golfo de México y la provincia Península de Yucatán, siendo los humedales Pantanos de Centla en Tabasco, y la Reserva de la Biósfera Río Lagartos en Yucatán, los más representativos.

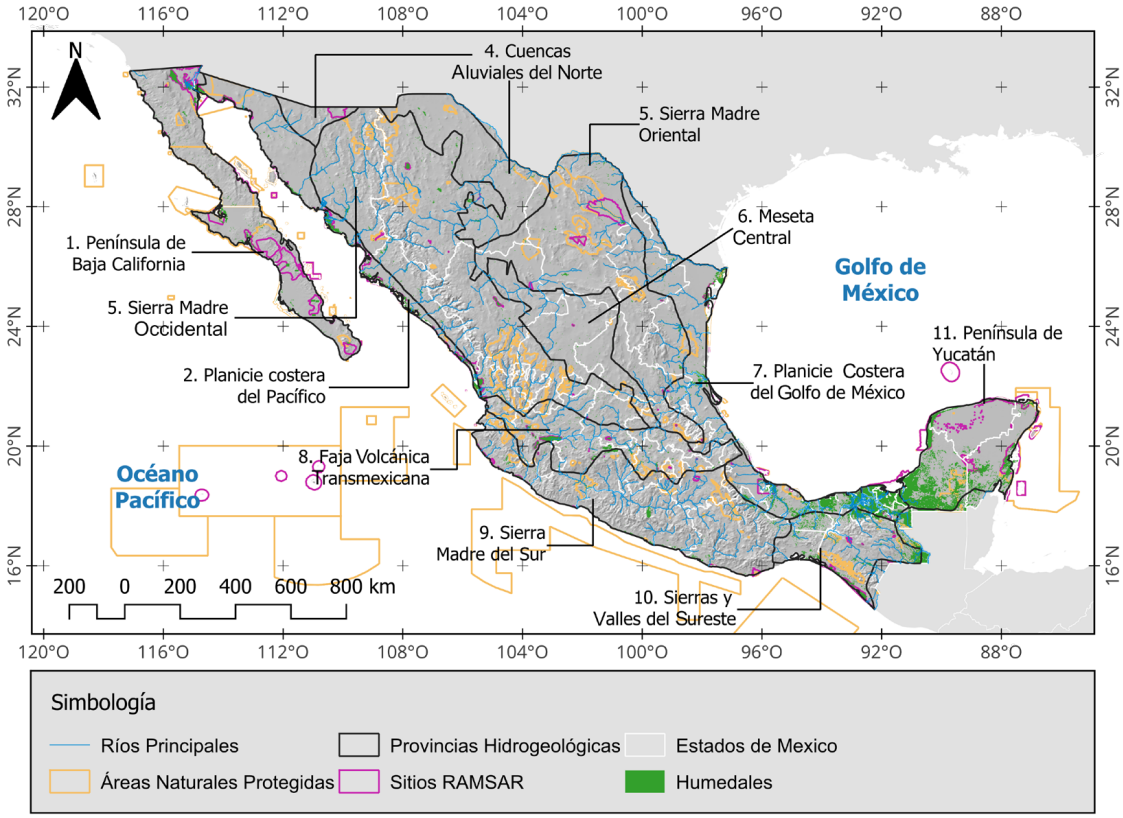


Figura 7.8. Sistemas dependientes de agua subterránea y áreas naturales de México.

Por su parte, los sitios RAMSAR cubren aproximadamente el 3 % de la superficie terrestre del país, y se encuentran principalmente distribuidos en el sur del país, en la provincia Península de Yucatán, en donde se encuentra el anillo de Cenotes, Sian Ka'an, Bala'an K'aax, entre otras. Al sur de la provincia Planicie Costera del Golfo México se encuentran los sitios RAMSAR Laguna de Términos y los mencionados Pantanos de Centla. Al norte, en la provincia Sierra Madre Oriental se encuentran los sitios RAMSAR Río Sabinas y Cuatro Ciénegas, este

último destaca por sus características geológicas que da a lugar a numerosos manantiales que originan ciénegas vitales para la región, además de albergar una biodiversidad exclusiva que ha motivado investigaciones científicas sobre evolución y adaptación de especies. A lo largo de la provincia Planicie Costera del Pacífico se encuentran importantes sitios RAMSAR, como lo son: Marismas Nacionales, Laguna Playa Colorada-Santa María La Reforma, Complejo Lagunar Bahía Guásimas-Estero Lobos, entre otros. Mientras que en la provincia Península de Baja California se encuentran los sitios RAMSAR Humedales del Delta del Río Colorado, Laguna Ojo de Liebre, Humedal La Sierra de Guadalupe, Humedal Los Comondú, Oasis de la Sierra El Pilar, Sistema Ripario de la Cuenca y Estero de San José del Cabo, entre otros.

7.4.5 Usos de agua

México se encuentra dividido en 653 acuíferos de carácter administrativo (Figura 7.9), cuyos límites han sido establecidos siguiendo criterios hidrológicos y la división política de municipios y estados con el fin de facilitar la administración pública de los recursos (CONAGUA, 2021). Los criterios y metodologías para la evaluación de la disponibilidad de agua en los acuíferos se presentan en la Norma Oficial Mexicana NOM-011-CONAGUA-2015, cuyos resultados son publicados en el Diario Oficial de la Federación (DOF) por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). Esta NOM-011-2015, parte de un balance de agua anual en el cual se incluyen las entradas y salidas de los sistemas hidrogeológicos, siendo los parámetros de la recarga y las extracciones de agua dos parámetros importantes en dicho balance.

La Figura 7.9 muestra la disponibilidad media anual de agua subterránea en los acuíferos administrativos para el año 2023 según la información publicada en el DOF (CONAGUA, 2023). Para el 2023, 286 acuíferos se encuentran sin disponibilidad (~44 % del total), es decir, que en el balance de agua se han presentado más salidas que entradas de agua en esos acuíferos. Estos acuíferos sin disponibilidad se ubican principalmente en las zonas áridas y semiáridas, en cuencas sedimentarias correspondientes a las provincias de Península de Baja California, Planicie Costera del Pacífico, Cuencas Aluviales del Norte, Sierra Madre

Occidental, y Sierra Madre Oriental, así como en la provincia Faja Volcánica Transmexicana que presenta un alto grado de estrés hídrico. De manera comparativa, en el 2018 se reportaron 245 acuíferos sin disponibilidad y en 2014 se reportaron 195.

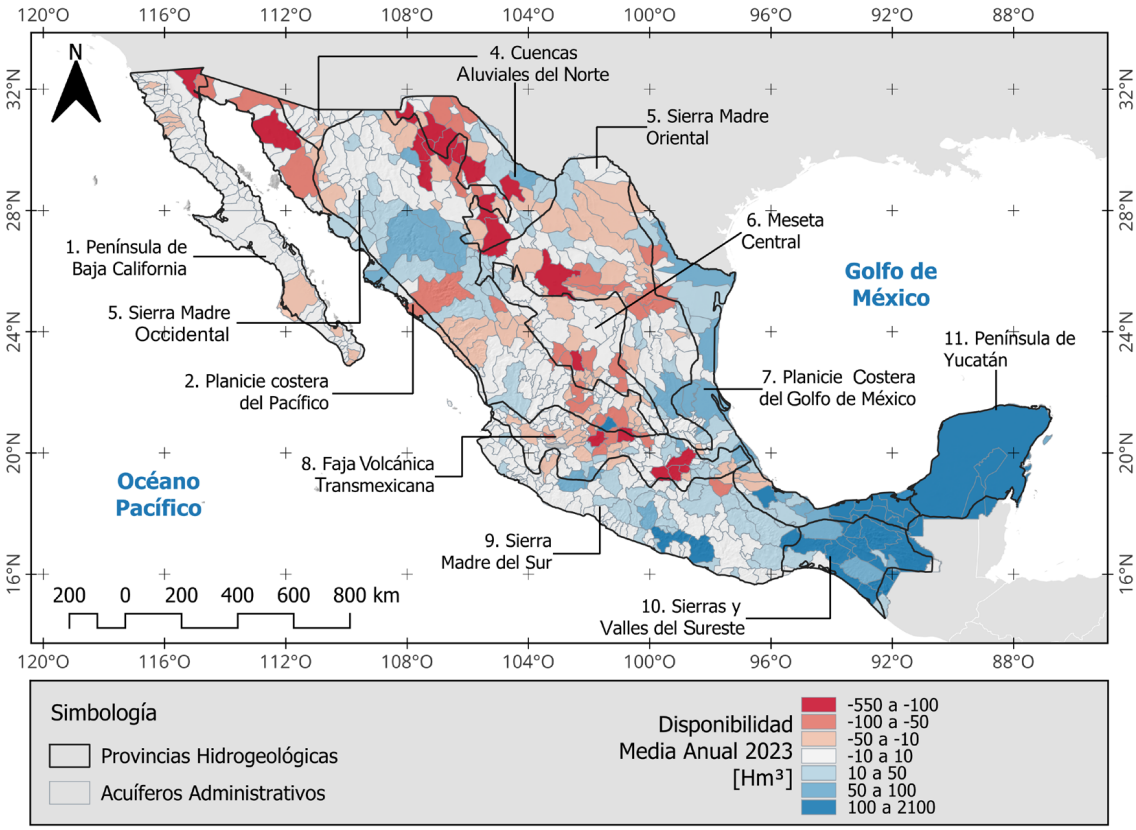


Figura 7.9. Disponibilidad media anual de los 653 acuíferos administrativos para el año 2023 reportada en el DOF. Fuente: elaboración propia a partir de datos de la CONAGUA.

El aumento de los acuíferos sin disponibilidad en los últimos años está asociado a varios factores: 1) condiciones climatológicas desfavorables debido a la ocurrencia de sequías prolongadas; 2) mayor demanda de agua por aumento de población y por el incremento de actividades industriales y agrícolas; 3) el cambio de normativa del 2015 que incluyó en el balance a los volúmenes de agua en proceso de registro. Para propósitos administrativos, la CONAGUA cuenta con el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA), el cual permite la inscripción de títulos de concesión, asignación permisos y actos administrativos relacionados con el uso del agua superficial y subterránea (CONAGUA, 2024).

La Figura 7.10 muestra la distribución espacial del volumen concesionado para diferentes usos de agua subterránea por acuífero administrativo según los datos del REPDA del año 2020, mientras que la Tabla 7.4 presenta el volumen concesionado por uso a escala de provincias hidrogeológicas. A escala de país, se tiene registrado que se extrae un volumen de más de 26,632 hectómetros cúbicos (Hm^3, equivalente a un millón de metros cúbicos) al año de agua subterránea, en donde el ~77 % se utiliza para la agricultura, el ~15 % es destinado para uso público urbano, el ~4.5 % para uso industrial, y el resto está repartido principalmente en uso doméstico, pecuario, servicios. Por lo anterior, el uso agrícola representa del 50 al 100 % de las extracciones anuales de agua subterránea en 495 acuíferos, mientras que sólo en 71 acuíferos, muchos de ellos localizados en la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana, presentan un uso de agua público urbano predominante.

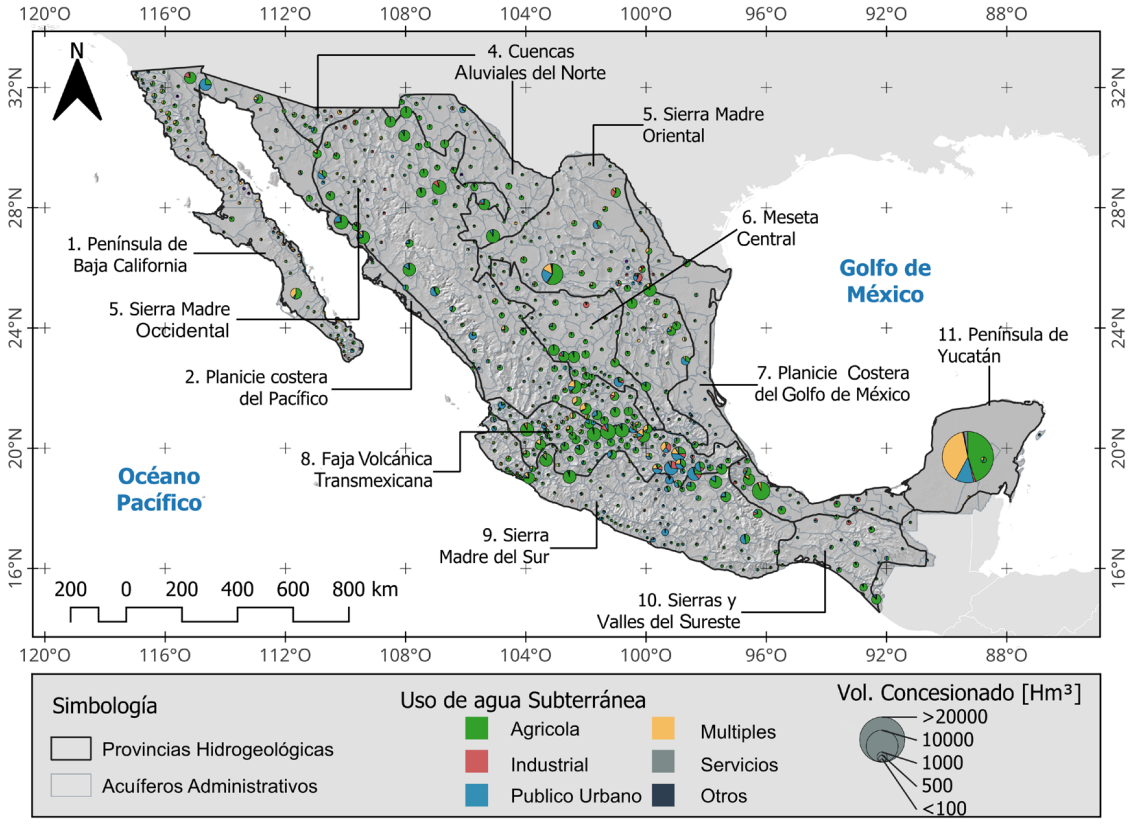


Figura 7.10. Volumen concesionado anual de agua subterránea para el año 2020 y principales usos de agua por acuífero administrativo. Fuente: elaboración propia a partir de datos del REPDA administrado por la CONAGUA.

A escala de provincias hidrogeológicas, la provincia Faja Volcánica Transmexicana presenta el mayor volumen concesionado, con ~6,883 Hm^3 al año, con el 51 % destinado a la agricultura y el ~30 % para el uso público urbano (Tabla 7.4). Además, esta provincia es la que presenta una mayor densidad de población, con más de 350 habitantes por kilómetro cuadrado para el 2020 (Figura 7.11). Le sigue la provincia Sierra Madre Occidental con un volumen concesionado anual de ~5,119 Hm^3, repartido principalmente en uso agrícola (~70 % del volumen concesionado) y el uso público urbano (~16 %). Por su parte, la provincia Sierra y Valles del Sureste es la que presenta el menor volumen concesionado, con apenas ~502 Hm^3, en la cual predomina el uso agrícola (~73 %) y el uso público urbano (~18 %).

Tabla 7.4. Volumen concesionado anual de agua subterránea para el año 2020 por Provincia Hidrogeológica. Fuente: elaboración propia a partir de datos del REPDA administrado por la CONAGUA.

		Volumen Concesionado de Agua Subterránea por Tipo de Consumo [Hm^3]							
ID	Región Hidrogeológica	Agrícola	Industrial	Publico Urbano	Múltiples	Pecuario	Servicios	Otros	Total
1	Península de Baja California	667.25	198.48	227.12	231.30	5.03	17.28	0.87	1347.32
2	Planicie costera del Pacífico	968.29	29.85	300.11	80.09	11.04	15.81	3.94	1409.12
3	Sierra Madre Occidental	3609.53	187.13	821.63	433.86	29.19	33.04	4.50	5118.87
4	Cuencas Aluviales del Norte	1120.70	59.55	216.15	54.68	4.96	6.83	0.41	1463.28
5	Sierra Madre Oriental	1790.98	171.52	533.42	283.62	27.19	17.91	3.19	2827.83
6	Meseta Central	1309.71	88.81	196.32	68.95	6.97	3.78	0.76	1675.29
7	Planicie Costera del Golfo de México	1259.47	164.02	305.46	128.78	7.92	54.94	16.64	1937.23
8	Faja Volcánica Transmexicana	3546.35	530.16	2082.43	507.32	21.80	180.42	14.41	6882.88
9	Sierra Madre del Sur	1774.47	119.31	963.40	158.63	7.06	102.82	16.35	3142.03
10	Sierras y Valles del Sureste	367.90	11.64	88.73	7.81	9.95	11.07	5.22	502.32
11	Península de Yucatán	1559.27	78.68	605.75	1359.19	30.42	384.31	18.52	4036.12

La Figura 7.11 muestra la variación de la densidad de población a escala de provincias que, si bien la densidad de población es muy variable y se concentra más bien en pocos centros urbanos de gran tamaño, es un reflejo en general de las demandas de agua subterránea por región. La provincia Faja Volcánica Transmexicana es la más densamente poblada, con casi 7 veces más densidad de población en comparación con el resto de las provincias (Figura 7.11), lo cual resalta el alto grado de estrés hídrico experimentado en esta provincia a pesar de presentar una precipitación media anual que supera la media nacional (Tabla 7.3). En todos los casos, la población ha incrementado en el 2020 respecto al 2000, mientras que la disponibilidad de agua en los acuíferos parece disminuir de forma gradual.

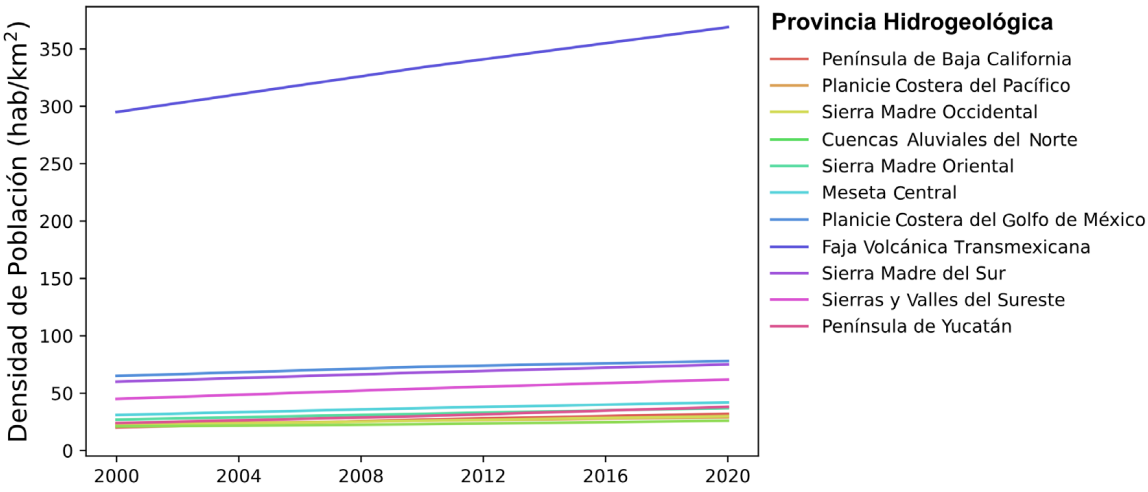


Figura 7.11. Evolución de la densidad de población por Provincia Hidrogeológica. Fuente: elaboración propia a partir de datos de INEGI.

7.5 Conclusiones

En este capítulo se analizaron los principales sistemas de flujo subterráneo, la distribución de la disponibilidad de agua, los ecosistemas dependientes y las presiones que afectan al agua subterránea a partir de la delimitación de 11 provincias hidrogeológicas propuestas por Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala (1993), con principal enfoque a aquellas provincias delimitadas en cuencas sedimentarias.

Con esta delimitación de provincias se puede apreciar que los sistemas hidrogeológicos son muy complejos y tienen influencia en áreas muy extensas del país, más allá de la delimitación administrativa de los acuíferos definidos por la CONAGUA, siendo las cuencas sedimentarias las que se han identificado como las principales formadoras de acuíferos de gran espesor y de alto potencial hidrogeológico, como lo son los acuíferos de las provincias Planicie Costera del Pacífico y Cuencas Aluviales del Norte, así como la provincia de la Península de Yucatán.

La extensión de las provincias hidrogeológicas es comparable con las Regiones Hidrológicas, las cuales ya se encuentran bien definidas y son utilizadas para la gestión de agua superficial. Sin embargo, los sistemas superficiales y subterráneos no coinciden en sus fronteras, lo que dificulta la gestión conjunta de los recursos hídricos. Esto cobra importancia en la preservación de ecosistemas, ya que una gran cantidad de humedales y ecosistemas son alimentados principalmente por agua subterránea en el sureste, norte y noroeste del país, siendo las cuencas sedimentarias las que albergan a los mayores sistemas de humedales en el sureste del país.

La disponibilidad de recursos hídricos depende varios factores además de las características geológicas e hidráulicas de los acuíferos. La climatología, la distribución de la población y las actividades económicas (principalmente la agricultura) son factores que determinan la disponibilidad de agua subterránea en acuíferos que pueden ser aprovechados. En este sentido, la provincia Faja Volcánica Transmexicana es la que presenta un alto grado de estrés por la alta demanda de agua para la agricultura y para uso público urbano, a pesar de su precipitación abundante. La mayoría de las provincias del norte y noroeste, correspondientes a cuencas sedimentarias, presentan condiciones adversas debido a la baja precipitación y a un índice de aridez elevado, lo que genera bajas tasas de recarga.

7.6 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuáles son los criterios que rigen la delimitación actual de los acuíferos en México?

- **a)** Geológicos y políticos
- **b)** Hidrológicos y políticos
- **c)** Geológicos e hidrogeológicos
- **d)** Administrativos

2. ¿Por qué es necesaria la delimitación de provincias o regiones hidrogeológicas?

- **a)** Actualiza la delimitación actual de acuíferos de carácter administrativo.
- **b)** Agrupar sistemas hidrogeológicos para reducir el número de acuíferos administrativos y facilitar la gestión del agua subterránea.
- **c)** Para agrupar acuíferos con problemas de gestión del agua similares.
- **d)** Identificar límites geológicos e hidrogeológicos, sistemas de flujo, y vincular zonas de recarga y descarga que faciliten la gestión del agua subterránea.

3. ¿Por qué es necesario considerar los sistemas de flujo para la gestión del agua?

- **a)** Para identificar la influencia de la topografía, la vegetación y los cuerpos de agua superficiales en el flujo del agua.
- **b)** Para entender la recarga y descarga de agua hacia zonas costeras.
- **c)** Para entender el movimiento del agua subterránea, las fuentes de recarga y descarga, y la calidad del agua.
- **d)** Para poder delimitar correctamente las provincias o regiones hidrogeológicas.

4. ¿Por qué la delimitación de acuíferos o de unidades hidrogeológicas en México es complicada?

- **a)** Porque se da prioridad a la delimitación administrativa.
- **b)** Por la complejidad geológica del país y por la falta de información hidrogeológica.
- **c)** Debido a que existen muchas propuestas de delimitación basadas en diferentes propiedades.
- **d)** Debido a la actividad sísmica y volcánica que ha generado fracturamiento.

5. ¿Qué características presentan los principales acuíferos que forman parte de las provincias hidrogeológicas Cuencas Aluviales del Norte?

- **a)** Acuíferos compuestos de depósitos sedimentarios de gran espesor, en su mayoría conectados hidráulicamente.
- **b)** Acuíferos compuestos de material granular con arenas, arcillas de baja permeabilidad y aguas salinas.
- **c)** Acuíferos aluviales de baja producción, presentando numerosas lagunas y áreas pantanosas.
- **d)** Acuíferos compuestos de arenas, limos y arcillas derivados de la erosión de rocas graníticas.

6. ¿Cuáles son las características de la provincia Faja Volcánica Transmexicana?

a) Presenta una alta permeabilidad debido al fracturamiento de rocas volcánicas y la presencia de acuíferos someros con transmisividad variable.
b) Se encuentra compuesta principalmente por rocas sedimentarias que no permiten el flujo de agua.
c) Carece de acuíferos locales, ya que su geología es homogénea.
d) Está formada exclusivamente por materiales riolíticos que actúan como acuitardos.

7. ¿Qué tipo de rocas predominan en la provincia Meseta Central?

a) Rocas ígneas y metamórficas.
b) Rocas sedimentarias del Paleozoico y Mesozoico.
c) Rocas volcánicas facturadas.
d) Rocas carbonatadas del Terciario.

8. ¿Cuál de las siguientes características describe mejor a la provincia Meseta Central en México?

a) Se caracteriza por ser una región montañosa con alta precipitación y acuíferos de gran producción.
b) Es una región costera con acuíferos de alta salinidad y baja permeabilidad.
c) Presenta una topografía variada con montañas y valles, donde el agua subterránea es poco utilizada.
d) Está compuesta por valles rellenos de sedimentos granulares y presenta baja disponibilidad natural de agua, con acuíferos que sufren extracción intensiva.

9. ¿Cuáles son las principales zonas de recarga de los acuíferos libres y confinados en rocas calcáreas de la provincia Sierra Madre Oriental?

a) En los valles sinclinales.
b) En los anticlinales.
c) En las montañas volcánicas.
d) En las cuencas sedimentarias.

10. ¿Qué tipo de acuíferos predominan en la provincia de la Península de Yucatán?

a) Acuíferos compuestos de rocas ígneas.
b) Acuíferos cársticos formados por disolución de carbonatos.
c) Acuíferos compuestos de sedimentos aluviales.
d) Acuíferos compuestos de rocas metamórficas.

11. ¿Cuál es la diferencia entre las Regiones Hidrológicas (RH) y Regiones Hidrológicas Administrativas (RHA)?

a) Son básicamente los mismos, sólo que las RHA sirven para administrar el agua superficial.
b) Las RH representan la agrupación de varios sistemas hidrológicos y las RHA varios sistemas administrativos.
c) Las RH se integran de varias cuencas hidrológicas y sus límites son distintos a los políticos, mientras que las RHA se integran de varios sistemas hidrológicos, pero conservando límites administrativos.
d) Las RH se asemejan a los límites de las provincias hidrogeológicas, mientras que las RHA se asemejan a los límites político-administrativos.

12. ¿Cuáles son las principales Regiones Hidrológicas que interactúan con la provincia Faja Volcánica Transmexicana?

a) Lerma-Santiago y Pánuco.
b) Balsas y Pánuco.
c) Papaloapan y Lerma-Santiago.
d) Pánuco y Papaloapan.

13. ¿Cuál es la diferencia de la precipitación media anual entre la provincia hidrogeológica con la mayor precipitación contra la provincia con menor precipitación?

a) La provincia con mayor precipitación anual percibe casi ~6 veces más precipitación que la de menor precipitación.
b) La provincia con mayor precipitación anual percibe casi ~20 veces más precipitación que la de menor precipitación.
c) La provincia con mayor precipitación anual percibe casi ~8 veces más precipitación que la de menor precipitación.
d) La provincia con mayor precipitación anual percibe casi ~13 veces más precipitación que la de menor precipitación.

14. ¿Cuál es la provincia que presenta la mayor aridez en el país?

a) Península de Baja California.
b) Planicie Costera del Pacífico.
c) Cuencas Aluviales del Norte.
d) Meseta Central.

15. ¿Cuáles son los principales factores que influyen en la recarga potencial de agua subterránea?

a) Geología y fracturamiento.
b) Espesor del acuífero y presencia de fallas.
c) Precipitación y topografía.
d) geología y propiedades hidráulicas.

16. ¿Cuáles de las siguientes características corresponden a los servicios ecosistémicos y beneficios que proporcionan los Ecosistemas Dependientes de las Aguas Subterráneas (EDAS)?

a) Funcionan como reservorios inertes aportando beneficios en la regulación del agua o protección de especies.
b) Contribuyen a la regulación del agua, reducen inundaciones, actúan como refugios para especies raras y sustentan medios de vida en zonas áridas.
c) Aumentan la frecuencia de eventos extremos y reducen la escasez de agua en las regiones donde se ubican.
d) Sirven para incrementar la disponibilidad de agua en la agricultura sin influir en la biodiversidad o en otros procesos ecológicos.

17. ¿Cuáles son las provincias hidrogeológicas con mayor presencia de Ecosistemas Dependientes de las Aguas Subterráneas (EDAS)?

a) Planicie Costera del Golfo de México, Península de Yucatán y Península de Baja California.
b) Sierra Madre Oriental, Sierras y Valles del Sureste, y Sierra Madre del Sur.
c) Península de Baja California y Meseta Central.
d) Península de Yucatán y Faja Volcánica Transmexicana.

18. ¿Cuáles son los principales factores que han influenciado en la pérdida de disponibilidad de agua en los acuíferos administrativos?

a) Aumento de la demanda de agua.
b) Presencia de periodos secos.
c) Aumento de población.
d) Todas las anteriores.

19. ¿Cuál es la proporción de uso de agua subterránea para la agricultura contra el uso público urbano a escala de todo el país?

- **a)** ~77 % se utiliza para la agricultura y el ~15 % es destinado para uso público urbano.
- **b)** ~77 % se utiliza para la agricultura, el ~4.5 % es destinado para uso público urbano.
- **c)** ~73 % se utiliza para la agricultura, el ~18 % es destinado para uso público urbano.
- **d)** ~70 % se utiliza para la agricultura, el ~16 % es destinado para uso público urbano.

20. ¿Cuál es la provincia hidrogeológica que presenta el menor volumen concesionado de agua subterránea?

- **a)** Meseta Central.
- **b)** Península de Baja California.
- **c)** Sierras y Valles del Sureste.
- **d)** Faja Volcánica Transmexicana.

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	a)	11.	c)	16.	b)
2.	d)	7.	b)	12.	a)	17.	a)
3.	c)	8.	d)	13.	d)	18.	d)
4.	b)	9.	b)	14.	a)	19.	a)
5.	a)	10.	b)	15.	c)	20.	c)

7.7 Bibliografía

Arciniega-Esparza, S. (2015). Análisis y modelación de curvas de recesión en zonas áridas y semiáridas de México. http://132.248.9.195/ptd2015/octubre/0736601/Index.html

Aquilina, L., Stumpp, C., Tonina, D., y Buffington, J. M. (2023). Chapter 1 - Hydrodynamics and geomorphology of groundwater environments. En F. Malard, C. Griebler, & S. Rétaux (Eds.), Groundwater Ecology and Evolution (Second Edition, pp. 3–37). Academic Press. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819119-4.00014-7

Barrera-de-Calderón, M., Garfias, J., Martel, R., y Salas-García, J. (2021). Geological controls upon groundwater flux and pumping rates distribution associated to a complex volcanic structure. *Boletín de La Sociedad geológica Mexicana, 73*(1), 1–21. https://doi.org/10.18268/BSGM2021v73n1a170820

Chaussard, E., Havazli, E., Fattahi, H., Cabral-Cano, E., y Solano-Rojas, D. (2021). Over a Century of Sinking in Mexico City: No Hope for Significant Elevation and Storage Capacity Recovery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126*(4), 1–18. https://doi.org/10.1029/2020JB020648

Comisión Nacional del Agua (2011). *Estadísticas del Agua en México 2011*. CONAGUA.

Comisión Nacional del Agua (2017). *Organismo de Cuenca Lerma Santiago Pacífico*. CONAGUA. Disponible en: https://www.gob.mx/conagua/acciones-y-programas/organismo-de-cuenca-lerma-santiago-pacifico

Comisión Nacional del Agua (2021). *Estadísticas del Agua en México 2021*. CONAGUA. Disponible en: https://files.conagua.gob.mx/conagua/publicaciones/Publicaciones/EAM%202021.pdf

Comisión Nacional del Agua (2023). *ACUERDO por el que se actualiza la disponibilidad media anual de agua subterránea de los 653 acuíferos de los Estados Unidos Mexicanos, mismos que forman parte de las regiones hidrológico-administrativas que se indican.* Diario Oficial de la Federación (DOF) a 09/11/2023.

Comisión Nacional del Agua (2024). *Base de datos del Registro Público de Derechos de Agua (REPDA)*. CONAGUA. Disponible en https://www.gob.mx/conagua/acciones-y-programas/registro-publico-de-derechos-de-agua-repda-55190

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (2025). *Humedales de México*. CONANP. Accedido en 01/02/2025, disponible en: https://conanp.gob.mx/conanp/dominios/ramsar/la_conanp_y_los_humedales.php

Cotler, H., Garrido, A., Bunge, V., y Cuevas, M. L. (s.f.). Las cuencas hidrográficas de México. En Priorización y toma de decisiones (pp. 210 a 215). Disponible en: https://vortice.conagua.gob.mx/storage/files.conagua/upload/05022021_1612548612.pdf

de Anda Sánchez, J. (2020). Precipitation in Mexico. En J. Raynal-Villasenor (Ed), Water Resources of Mexico. World Water Resources, vol 6. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-40686-8_1

Escolero-Fuentes, O. A. (2018). *Sistemas regionales de flujo de agua subterránea en México*. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

Fetter, C. W. (2001). Applied Hydrogeology. Prentice Hall Editorial. Fourth Edition

Foster, S., Tuinhof, A., Kemper, K., Garduño, H., Nanni, M. 2002. Caracterización de Sistémas de Agua Subterránea: conceptos clave e ideas erróneas frecuentes. Serie de Notas Informativas, Nota 2. GW-MATE (Groundwater Management Advisory Team),

Bank Netherlands Water Partnership Program (BNWPP). 6p.

González-Ortigoza, S., Hernández-Espriú, A., & Arciniega-Esparza, S. (2023). Regional modeling of groundwater recharge in the Basin of Mexico: new insights from satellite observations and global data sources. Hydrogeology Journal. https://doi.org/10.1007/s10040-023-02667-w

Hatch-Kuri, G. (2016). Agua subterránea en México: retos y pendientes para la transformación de su gestión. Capítulo 7 en Agua Subterránea en México.

Hernández-Juárez, R. A., Martínez-Rivera, L. M., Peñuela-Arévalo, L. A., y Rivera-Reyes, S. (2019). Gestión del agua subterránea en los acuíferos de la cuenca del río Ayuquila-Armería en Jalisco y Colima, México. *Región y Sociedad,* 31, e1093. https://doi.org/10.22198/rys2019/31/1093

Instituto Mexicano para la Competitividad A.C. (2023). Aguas en México: *¿escasez o mala gestión?* IMCO, páginas 1-42. https://imco.org.mx/wp-content/uploads/2023/02/Situacion-del-agua-en-Mexico-1.pdf

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (2013). *ESTUDIO DE PLAN DE MANEJO INTEGRADO DEL ACUÍFERO VALLE DE MEXICALI, EN EL ESTADO DE BAJA CALIFORNIA, Y EL ESTUDIO DE PLAN DE MANEJO INTEGRADO DEL ACUÍFERO VALLE DE SAN LUIS RÍO COLORADO, EN LOS ESTADOS DE BAJA CALIFORNIA Y SONORA. PRIMERA PARTE.* https://www.gob.mx/imta/articulos/estudio-de-plan-de-manejo-integrado-del-acuifero-valle-de-mexicali-baja-california-y-san-luis-rio-colorado-baja-california-y-sonora

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2025, 15 de enero). *Cuéntame de México - Territorio - Agua.* INEGI. https://cuentame.inegi.org.mx/territorio/agua/usos.aspx?tema=T

Jasechko, S., & Perrone, D. (2021). Global groundwater wells at risk of running dry. *Science,* 6540, 418–421. https://doi.org/10.1126/science.abc2755

Jasechko, S., Seybold, H., Perrone, D., Fan, Y., Shamsudduha, M., Taylor, R. G., Fallatah, O., y Kirchner, J. W. (2024). Rapid groundwater decline and some cases of recovery in aquifers globally. *Nature*, 625(7996), 715–721. https://doi.org/10.1038/s41586-023-06879-8

Kuang, X., Liu, J., Scanlon, B. R., Jiao, J. J., Jasechko, S., Lancia, M., Biskaborn, B. K., Wada, Y., Li, H., Zeng, Z., Guo, Z., Yao, Y., Gleeson, T., Nicot, J. P., Luo, X., Zou, Y., y Zheng, C. (2024). The changing nature of groundwater in the global water cycle. *Science,* 383(6686). https://doi.org/10.1126/science.adf0630

López-Ramos, E. (1982). Geología de México (No. 557.2 L6).

Martínez-Austria, P. F., Patiño-Gómez, C. (2012). Efectos del cambio climático en la disponibilidad de agua en México. *Tecnología y Ciencias del Agua, 3*(1), 5–20. http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=353531976001

González-Ortigoza, S., Hernández-Espriú, A., y Arciniega-Esparza, S. (2023). Regional modeling of groundwater recharge in the Basin of Mexico: new insights from satellite observations and global data sources. *Hydrogeology Journal 31*, 1971–1990. https://doi.org/10.1007/s10040-023-02667-w

Real-Rangel, R. A., Pedrozo-Acuña, A., Agustín Breña-Naranjo, J., y Alcocer-Yamanaka, V. H. (2020). A drought monitoring framework for data-scarce regions. *Journal of Hydroinformatics, 22*(1), 170–185. https://doi.org/10.2166/hydro.2019.020

Rivera, A. (2014). Canada's Groundwater Resources. Fitzhenry & Whiteside Editorial. Markham, Ontario, Canada.

Rohde, M. M., Albano, C. M., Huggins, X., Klausmeyer, K. R., Morton, C., Sharman, A., Zaveri, E., Saito, L., Freed, Z., Howard, J. K., Job, N., Richter, H., Toderich, K., Rodella, A. S., Gleeson, T., Huntington, J., Chandanpurkar, H. A., Purdy, A. J., Famiglietti, J. S., ... , y Stella, J. C. (2024). Groundwater-dependent ecosystem maps expose global dryland protection needs. *Nature*. https://doi.org/10.1038/s41586-024-07702-8

Sánchez, R., Rodríguez, L., y Tortajada, C. (2020). Effective Transboundary Aquifer Areas: An Approach for Transboundary Groundwater Management. *Journal of the American Water Resources Association, 56*(3), 360–378. https://doi.org/10.1111/1752-1688.12836

Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (2015). *Atlas Digital Geográfico*. SEMARNAT. https://gisviewer.semarnat.gob.mx/aplicaciones/Atlas2015/agua.html

Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (2025). *Áreas Naturales Protegidas.* SEMARNAT. https://www.gob.mx/conanp/documentos/areas-naturales-protegidas-278226?idiom=es

Sistema Nacional de Información del Agua (2024). *Situación de los recursos hídricos - Acuíferos.* SINA. https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/

Tóth, J. 1962. A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta. *Journal of Geophysical Research 67,* 4375–4387.

United States Geological Servey (2018). *Where is the Earth's Water?* Water Science School. USGS. https://www.usgs.gov/special-topics/water-science-school/science/where-earths-water

Valencia-Vargas, J. C. (2015). Desarrollo de la Región Hidrológica del Balsas mediante la modificación de su veda. *Tecnología y Ciencias del Agua, 6*(1), 81-97.

van Vliet, M. T. H., Jones, E. R., Flörke, M., Franssen, W. H. P., Hanasaki, N., Wada, Y., y Yearsley, J. R. (2021). Global water scarcity including surface water quality and expansions of clean water technologies. *Environmental Research Letters, 16*(2). https://doi.org/10.1088/1748-9326/abbfc3

Velázquez-Aguirre, L., Ordaz-Ayala, A. (1993). Provincias Hidrogeológicas de México. Bol. *Soc. Geol. Mex.* 52(1):15–33. https://doi.org/10.18268/BSGM1993v52n1a3

Woessner, W. W., y Poeter, E. P. (2020). *Hydrogeologic Properties of Earth Materials and Principles of Groundwater Flow.* The Groundwater Project. https://gw-project.org/books/hydrogeologic-properties-of-earth-materials-and-principles-of-groundwater-flow/

Zhang, K., Li, X., Zheng, D., Zhang, L., y Zhu, G. (2022). Estimation of Global Irrigation Water Use by the Integration of Multiple Satellite Observations. *Water Resources Research, 58*(3). https://doi.org/10.1029/2021WR030031

8 La Cuenca Las Delicias: Síntesis de una cuenca asociada a un arco volcánico del Paleozoico tardío en el margen norte de Gondwana

Elizabeth Chacón Baca, Gabriel Chávez Cabello, César Francisco Ramírez Peña, Oscar Romero de la Cruz, Katy Grissel Cano González y Alejandra Guadalupe Gutiérrez Alejandro.

Sumario

8.1. Resumen
8.2. Abstract
8.3. Introducción
8.4. Generalidades
8.4.1. La Cuenca Las Delicias
8.4.2. Estratigrafía
8.4.3. Rocas Metamórficas
8.4.4. Contenido paleontológico
8.4.5. Estudios geofísicos: perfiles de anomalía de Bouguer
8.4.6. Relación con otras áreas
8.4.7. Deformación
8.5. Importancia Económica
8.6. Conclusiones
8.6.1. Agradecimientos
8.7. Autoevaluación
8.8. Bibliografía

8.1 Resumen

La cuenca Las Delicias en el NE de México está definida por una secuencia potente de origen marino, con una edad aproximada de 305 Ma (millones de años), que abarca desde el Pensilvánico medio al Pérmico. Las rocas están integradas en un litosoma estratificado y un litosoma caótico, los cuales contienen rocas volcánicas y plutónicas que en conjunto forman el basamento de la isla de Coahuila, un terreno que estuvo por encima del nivel del mar durante el Jurásico tardío y el Cretácico temprano, antes de la extensa transgresión marina registrada en el NE de México del Aptiano al cenomaniano. La mayor parte de los estratos acumulados son depósitos de gravedad en masa derivados de un arco volcánico activo que evolucionó en el margen norte de Gondwana. Los tres componentes principales de estos depósitos son: (1) Escombros de andesitas y dacitas (2) sedimentos pelágicos que experimentaron movimientos postdeposicionales, y (3) escombros de caliza derivados del margen de la cuenca. Los patrones de facies y las relaciones estructurales de los sedimentos suaves indican que su fuente estuvo en el sur; de hecho, las rocas volcánicas en el cañón Rosillo podrían considerarse como parte de ese arco, aunque el área de Las Delicias no sería parte del sistema Ouachita-Marathon. Las relaciones estratigráficas y el ambiente estructural sugieren que la isla de Coahuila puede ser un terreno estratigráfico o tectono-estratigráfico alóctono al margen sur de Laurentia. De igual modo, la composición biótica fósil sugiere una afinidad con Laurentia.

8.2 Abstract

The Delicias basin in northeastern México is defined by an extensive marine sedimentary sequence that extends from middle Pennsylvanian through the Permian. Rocks are comprised in one stratified lithosome and one chaotic lithosome with volcanic and plutonic rocks that form part of the basement of the Coahuila Block, an area that was above the sea level during the late Jurassic and early Cretaceous, before the extensive marine transgression in northeastern Mexico from the Aptian to the Cenomanian. Most accumulated strata correspond to mass gravity deposits derived from an active volcanic arch that evolved along the northern margin of Gondwana. The three main components

of these deposits are: (1) andesitic and dacitic debris, (2) pelagic sediments that underwent post-depositional movements, (3) limestones debris derived from marginal basins. The patterns of their facies and the macroscopic structural relationships of soft sediments indicate that their source was at the south. Furthermore, the volcanic rocks in the Rosillo canon may be considered as part of the volcanic arch. The area of Las Delicia is not considered as a part of the Ouachita-Marathon. The stratigraphic relationships and structural environment suggest that the Coahuila Block may be a stratigraphic terrane or allochthonous tectono-terrane to the South of Laurentia. In addition, the compositional biota of fossils may be correlated to this biotic province.

8.3 Introducción

Las rocas sedimentarias marinas del Paleozoico tardío en la parte central de Coahuila, México, se acumularon en una cuenca adyacente a volcanes de un arco activo (McKee *et al.*, 1988). El área de exposición más grande de estos estratos se encuentra en la localidad de Las Delicias. Los reportes más completos sobre las rocas del Paleozoico en esta zona fueron publicados por King (1944), Kelly (1936) y Wardlaw *et al.* (1979); otros trabajos en la zona se concentraron en la exploración de arroyos. Por ejemplo, Humphrey (1955) identificó depósitos de flujo s de escombros y propone eventos de glaciación. Sin embargo, fue Newell (1957) el primero en identificarlos como depósitos marinos en masa producto de deslizamiento gravitacional; posteriormente, Cunningham (1975) y Rowett and Hawkins (1975) reinterpretaron el área empleando conceptos tectónicos modernos.

El nombre de Cuenca Las Delicias fue propuesto por McKee *et al.* (1988) para describir una región con dos amplios litosomas, es decir, cuerpos uniformes de rocas generalmente interdigitados con otras litologías, que constituyen la arquitectura interior del relleno de cuenca. Estos litosomas están conformados por clastos, bloques y escombros potentes de rocas volcánicas de edad Paleozoica tardío. A la fuente de estas rocas, considerada muy cercana a los depósitos, la refirieron como Arco Las Delicias. Algunos años después McKee *et al.* (1999) propuso la Formación Las Delicias para describir las rocas del Pérmico

inferior–medio de esta región, reconociendo once unidades informales depositadas en proximidad a un arco volcánico a los que denominaron litosomas. No obstante, en este capítulo se adoptan las cinco unidades descritas por Wardlaw *et al.* (1979), mismas que se describen en la tabla 8.1.

Tabla 8.1. Unidades de roca con contenido fosilífero en la cuenca Las Delicias. Tabla elaborada a partir del artículo original de Wardlaw *et al.* (1979) y de información derivada de Heredia-Jiménez et al (2019).

Unidades	Nombre de la unidad	Litología	Sección	Fósiles
1	Las Sardinas	Lutitas conglomeráticas y grauvacas, calizas crinoides. La parte superior de la lutita es fosilífera.	Sección basal del Valle Las Delicias.	*Perrinites* de Kings, foraminíferos
2	El Tordillo	Grauvacas y lutitas impuras y siltstones and calizas delgadas con bioclastos	Lutita delgada en la mitad de la unidad	ammonoides braquiópodos y gasterópodos
3	Palo Quemado			crinoides
4	La Difunta	Dividida en tres subunidades: dos estratos masivos fosilíferos. La parte media se divide en grauvacas y calizas esporádicas fosilíferas en la parte media; calizas fosilíferas en la 3ª subunidad.	Cerro Pichaguilla	Lutita *Timorites* Esponjas, braquiópodos richthofenidos y briozoarios, trilobites, ammonites, crinoides.
5	La Colorada	Miembro inferior de grauvaca con lutita tufácea y conglomeráticas; calizas de fusulínidos en la base. Miembro superior de grauvaca y lutita.		Ammonites. Lutita Kingoceras

8.4 Generalidades

Al suroeste del estado de Coahuila, México, afloran alrededor de 3,000 m de estratos de rocas del Pérmico cerca de las Delicias. Las estructuras geológicas más prominentes son los sinclinales de gran escala y el fallamiento con tendencia al noreste (Figura 8.1). La litoestratigrafía de este gran paquete sedimentario se divide en cinco unidades informales que abarcan un intervalo de 48 Ma (desde los 299 a 251 Ma).

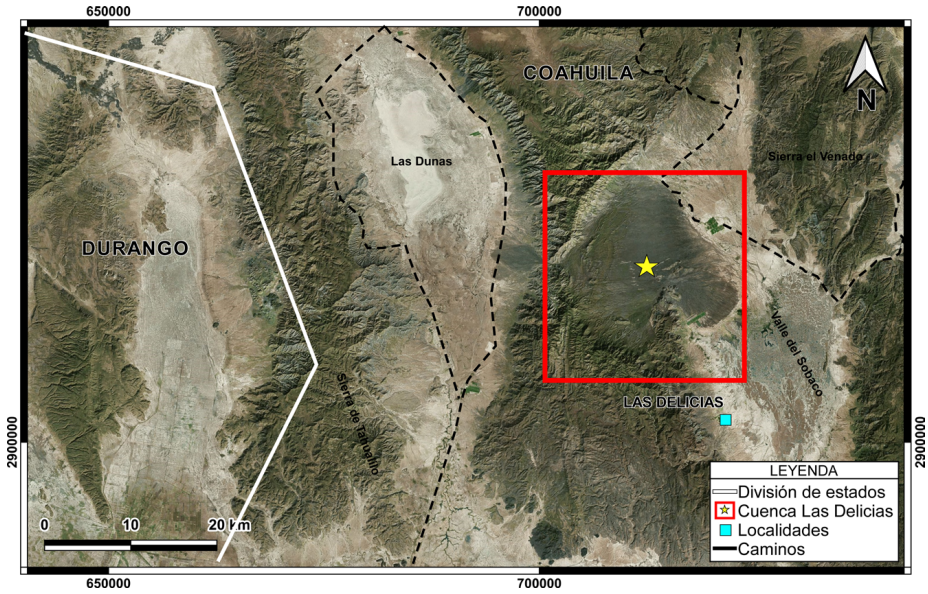


Figura 8.1. Carta regional del bloque de Coahuila que muestra sus límites y la distribución de las rocas del Paleozoico tardío y Cretácico dentro de este (Editada y modificada a partir de McKee *et al.*, 1988).

Desde hace varias décadas se describieron las cinco unidades informales de esta gran secuencia que, de la base a la cima, son: Las Sardinas, El Tordillo, Palo Quemado, La Difunta, y La Colorada. Entre los estudios pioneros se encuentran las descripciones de la geología y de las estructuras principales a principios del siglo XX. Otros trabajos se enfocaron a la estratigrafía, por ejemplo, King (1934; 1944); Newell (1957), Cunningham (1975), Wardlaw *et al.* (1979), McKee *et al.* (1988). Ya desde entonces también hubo reportes sobre los fósiles de braquiópodos y corales rugosos (Haarmann, 1913; Haack, 1914). No obstante, la alta calidad de estos estudios pioneros con descripciones muy claras y dibujos con gran detalle, hubo relativamente pocos reportes sobre los fósiles de esta región

en comparación con los reportes geológicos del área, pues es sabido que el trabajo taxonómico es generalmente más lento y laborioso.

8.4.1 La Cuenca Las Delicias

Las secuencias sedimentarias de la Cuenca Las Delicias aparentan estar restringidas al área de la isla de Coahuila (Figura 8.1), un rasgo paleogeográfico del Jurásico tardío-Cretácico temprano delimitado al norte por la falla San Marcos y al sur por la Sonora-Mojave Megashear (Anderson y Schmidth, 1983). Además, las inferencias derivadas de las observaciones de estos autores sobre la geología pérmica se basaron en el estudio de los enormes clastos derivados de la cuenca Las Delicias que fueron transportados hacia el norte a través de la Falla San Marcos durante el Jurásico y Cretácico (Figura 8.2), razón por la cual dicha información pudo emplearse en modelos de reconstrucción paleogeográfica del margen sur de Norteamérica para la última parte de la Era Paleozoica.

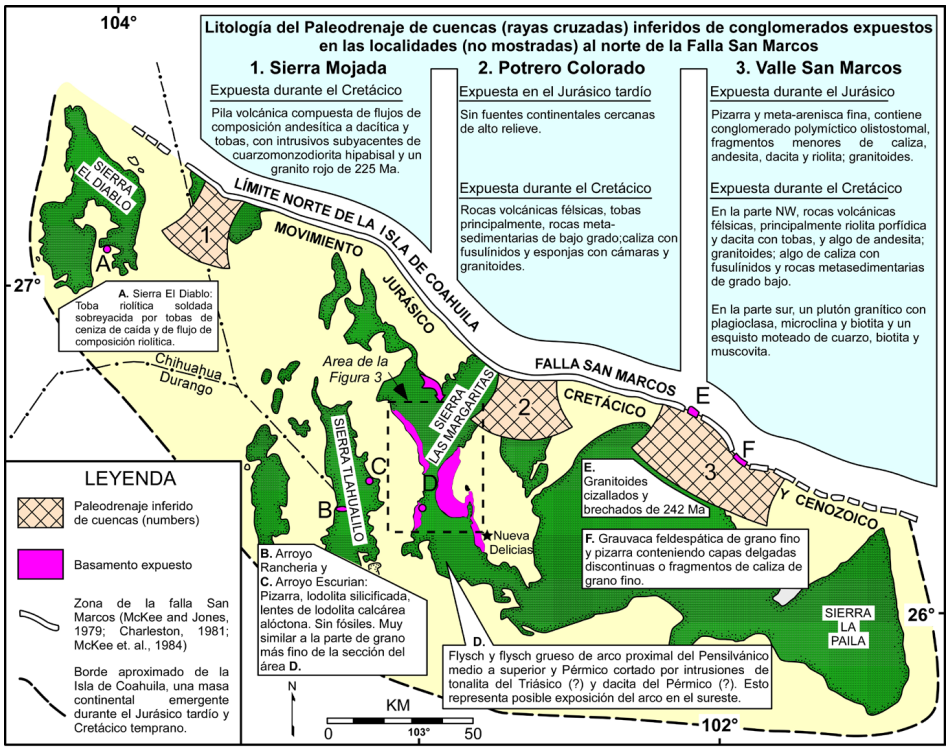


Figura 8.2. Carta regional del bloque de Coahuila que muestra sus límites y la distribución de las rocas del Paleozoico tardío y Cretácico dentro de este (Editada y modificada de McKee *et al.*, 1988).

8.4.2 Estratigrafía

El Paleozoico tardío y Triásico de la isla de Coahuila ha sido documentado a partir de los afloramientos del área de Las Delicias (flanco oeste del valle del Sobaco) y afloramientos cercanos del área de Acatita (flanco oriental del valle de Acatita; D en Figura 8.2; Figura 8.3). La mayoría de las rocas Paleozoicas del área Las Delicias-Acatita son depósitos marinos en masa como productos de movimientos gravitacionales (Figura 8.3). En orden de abundancia, los principales componentes de estos depósitos son (1) escombros volcánicos de composición andesítica y dacítica con tamaño de arenas turbidíticas a grandes bloques, de decenas a centenas de metros de longitud; (2) sedimentos siliciclásticos de grano fino de origen pelágico que experimentaron movimientos postdeposicionales, principalmente por deslizamientos gravitacionales; y (3) flujos de escombros de calizas (clastos con tamaños de arena a bloques de pocas decenas de metros de diámetro).

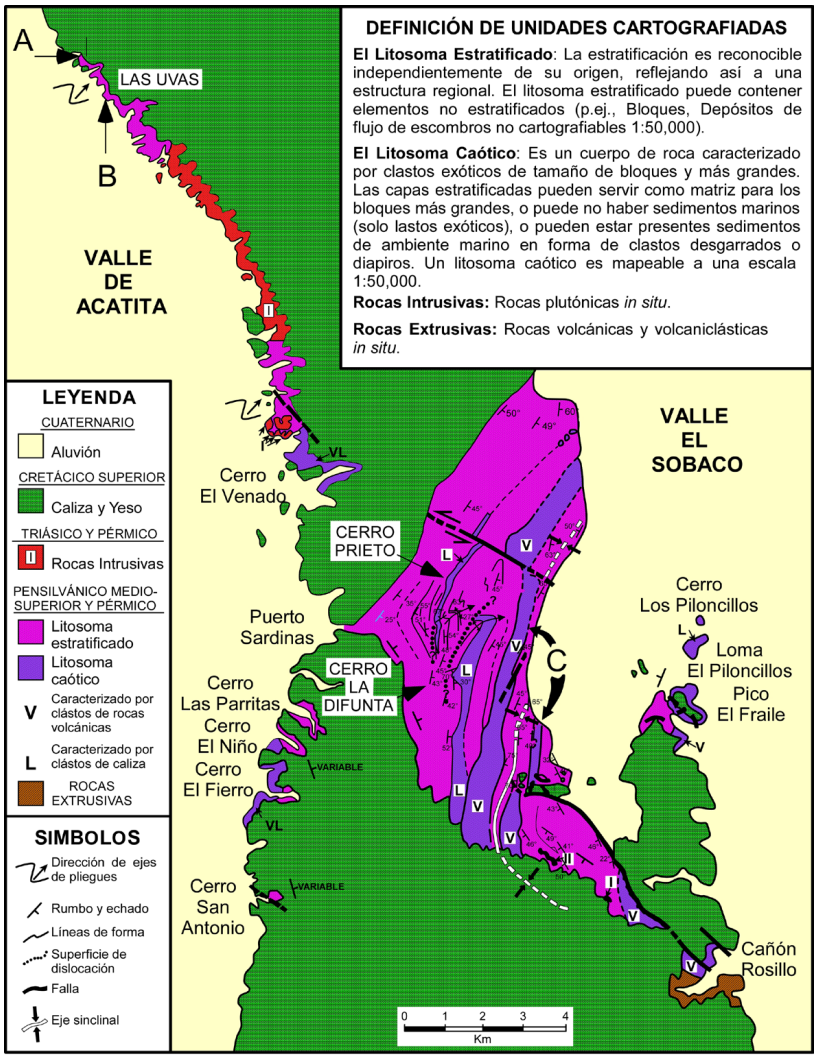


Figura 8.3. Carta geológica del área Las Delicias-Valle El Sobaco-Acatita en la parte central del bloque de Coahuila (Editada y modificada de McKee *et al.*, 1988).

La interpretación de estos depósitos concluye que fueron derivados de un ambiente de margen de cuenca de aguas someras. Probablemente las rocas siliciclásticas de grano fino que no fueron redepositadas también están presentes. Todos los depósitos se acumularon por debajo del nivel base de tormenta y oleaje. Dique-estratos y flujos volcánicos han sido reportados dentro de esta secuencia. Es importante mencionar que al norte del Cerro El Venado existe un pequeño y complejo plutón epizonal de posible edad paleozoica (Figura 8.3).

8.4.3 Rocas Metamórficas

Las secuencias más antiguas en el área corresponden a rocas metamórficas de bajo grado representadas por un flysch portador de capas de conglomerado en la localidad de Las Uvas (Figura 8.3). Un rasgo distintivo es la presencia de clastos de caliza dentro de los depósitos de flujos de escombros que contienen conodontos (McKee *et al.*, 1988). Dichos fósiles se consideran indicadores del actual Cisuraliano, es decir, del Pérmico Inferior, hace unos 298 Ma aproximadamente. Los clastos de las calizas aparentan ser depósitos de un ambiente hemipelágico de borde de cuenca, burdamente contemporáneos, que fueron desplazados de su lugar de depósito original cerca del margen de la cuenca a través de un talud hasta alcanzar un nivel profundo de reposo. Más al sur, y posiblemente más arriba en la sección estratigráfica (B en Figura 8.3), se reportaron algunos foraminíferos pobremente preservados fueron también identificados en clastos de caliza dentro de depósitos de escombros. Aunque ya son un grupo extinto, los fusulínidos son los foraminíferos más importantes del Paleozoico, especialmente porque reflejan la existencia de plataformas carbonatadas someras, como las del suroeste de Estados Unidos (Sims y Belanger, 2021) en la región del paleotetis (Davydov, 2014).

También existen depósitos volcanoclásticos del Pensilvaniano alrededor del Pico El Fraile, acumulados posiblemente sobre un flanco submarino de altos volcánicos (Figura 8.3). La edad estratigráfica fue estimada con base a los fusulínidos presentes en depósitos compuestos por bloques de caliza y sedimentos producto de flujos gravitacionales. Tal como se observa y probablemente ocurrió en la localidad de Las Uvas, el depósito también contiene clastos de

carbonatos de plataforma transportados desde el margen de una cuenca contemporánea.

Por otra parte, existen capas, con espesores medianos a gruesos, compuestos de caliza detrítica con fusulínidos que forman a los cerros cercanos (Los Piloncillos), con aproximadamente la misma edad; éstas se acumularon sobre el talud justo hacia la cuenca desde un banco de carbonatos que presumiblemente bordeaba a las tierras elevadas volcánicas durante un tiempo de relativa quietud. Los fusulínidos (identificados mayoritariamente con el género *Triticites*) fueron empleados para fechar tanto las rocas volcanoclásticas alrededor del Pico El Fraile, como las calizas del Cerro El Piloncillo, considerándolos como pertenecientes al Pensilvaniano más tardío (McKee *et al.*, 1988).

Las capas más jóvenes de la Cuenca Las Delicias están expuestas cerca del eje del sinclinal principal y se extienden sección abajo hasta el contacto con un litosoma caótico (C en Figura 8.3); estas corresponden a las Capas La Colorada de Wardlaw *et al.* (1979). La edad de estas capas corresponde al Guadalupiano más tardío, es decir de 273 a 259.5 Ma. Dicho litosoma caótico se generó por un movimiento súbito o deslizamiento en masa que alcanzó aproximadamente 300 metros de espesor y define una exposición que supera los 10 kilómetros de longitud. Este contiene fragmentos y bloques de tamaño extremadamente variables de andesita, dacita, toba soldada, brecha laharica y una limolita arcillosa volcaniclástica roja y arenisca, principalmente. Este no contiene una fábrica, sino que es un agregado de cantos rodados grandes y bloques que presentan algo de matriz de material fino que asemejan bloques parcialmente disgregados o deformados. Este paquete tampoco presenta estratificación interna, aunque algo de sedimento más fino fue incorporado en la base del olistostroma. El emplazamiento de esta unidad parece corresponder a un evento breve durante el que rocas volcánicas y facies aluviales, más sedimentos volcánicos rojizos, interpretados como parálicos o marinos someros que se movieron pendiente abajo en un talud submarino, fragmentándose y acomodándose caóticamente para integrar el depósito hoy expuesto. Probablemente este talud debió delimitar un terreno elevado compuesto de rocas volcánicas frescas, producto de vulcanismo activo recurrente o ligeramente antiguo; la forma de los clastos y la textura de las unidades refleja su origen volcánico más que su historia erosiva.

Por otra parte, la actividad volcánica en el arco Las Delicias se extendió hasta el Guadalupiano más tardío. El reconocimiento de actividad plutónica de composición calco-alcalina en el área ha sido interpretada como el pulso final del magmatismo dentro del arco, es decir, utilizando edades K-Ar (Denison *et al.*, 1969). Así, el arco Las Delicias parece haber estado activo entre el Pensilvaniano medio y a lo largo del Pérmico, tiempo en el cual un vasto flujo de detritos volcánicos (incluyendo fragmentos de calizas) fueron transportados hacia una cuenca adyacente, desplazándose hacia abajo a través de un talud marino suficientemente vertical para controlar movimientos en masa de tipo gravitacional. El arco estuvo al sur o SE del área de Las Delicias, lo cual se sustenta en las relaciones de facies y estructuras macroscópicas que forman la base principal de la interpretación del paleotalud.

Así mismo, las rocas volcánicas del Cañón Rosillo se interpretan como parte del arco mismo, aunque esto podría ser un megabloque (Sundell y Fisher, 1985) contenido dentro de los escombros volcánicos que se extienden hacia el norte del Cañón Rosillo (Figura 8.3). Según el reporte de Mackenzie (1987), dichos escombros contienen amonites -correspondientes a los pisos Kungoriano y Roadiano-, es decir, a estratos cuyas edades abarcan de 280 a 270.6 Ma aproximadamente, con base al fósil índice ammonoide conocido como *Perrinites hilli*, fósiles que aparentan haber sido atrapados en el flujo de escombros. Bancos de carbonatos y arrecifes se desarrollaron cerca del arco al menos dos veces (en el Pensilvaniano tardío y en el Pérmico tardío). La ocurrencia de cantos rodados o gravas de composición granítica en el depósito de flujo de escombros en la parte baja de la sección (punto A en la Figura 8.3) y la química calco-alcalina de las rocas volcánicas sugiere que el arco pudo haberse desarrollado sobre corteza con afinidad continental (Jones *et al.*, 1986).

Existen estratos presumiblemente del Pérmico que están expuestos en la Sierra de Tlahualilo y Valle de San Marcos (B, C, y F en la Figura 8.2), que son indistinguibles de las partes granulares más finas de los litosomas estratificados del área Las Delicias-Acatita. También, los conglomerados del Valle de San Marcos, particularmente los depósitos de flujos de escombro submarinos del Jurásico fueron derivados de ambos litosomas (el caótico y el estratificado), como los que existen en el área Las Delicias-Acatita. Clastos fosilíferos presentes en la Arcosa San

Marcos del Cretácico en la localidad de Potrero Colorado, contienen esponjas con cámaras muy distintivas, además del fusulínido *Polydiexidina*, ambos característicos de ciertos horizontes dentro de la sección pérmica de Las Delicias.

Con base en estas observaciones, se puede concluir que las localidades B, C, D y F, y los paleodrenajes de las cuencas inferidas (estructuras 2 y 3 en Figura 8.2) están dentro de la cuenca Las Delicias, mientras que una pequeña parte del arco Las Delicias está expuesto en el Cañón Rosillo. Aún faltaría definir la relación entre el arco Las Delicias y la pila vulcano-plutónica de Sierra Mojada (localidad 1 en Figura 8.2), pero son de la misma edad, tienen litología similar, y probablemente se formaron durante el mismo evento tectónico.

Las rocas volcánicas riolíticas de la Sierra EL Diablo (A en Figura 8.2) son depósitos continentales que difieren litológicamente de las rocas volcánicas paleozoicas encontradas por todas partes en la isla de Coahuila. Hasta la fecha no se han publicado edades radiométricas y las relaciones geológicas indican únicamente que estas son Pre-Cretácicas. Por lo tanto, no hay seguridad sobre cómo estas puedan estar relacionadas al arco Las Delicias.

8.4.4 Contenido paleontológico

La asociación de fósiles preservados en esta cuenca está dominada por cefalópodos, braquiópodos y fusulínidos; sólo ocasionalmente en horizontes muy específicos se han reportado crinoides y hasta trilobites (Sour-Tovar *et al.*, 2016). Aunque las descripciones del contenido paleontológico de esta cuenca datan de hace más de 80 años, los reportes han sido muy escasos y puntuales. Es decir, en esta cuenca paleozoica los principales fósiles incluyen braquiópodos, ammonites, crinoides, trilobites y microfósiles de foraminíferos reportados en diferentes trabajos (Figura 8.4).



Figura 8.4. Fósiles representativos en la Cuenca Delicias (Esta figura se elaboró expresamente para este capítulo con imágenes tomadas de Google imagen).

Se pueden encontrar descripciones bastante extensas sobre cada uno de los especímenes encontrados en esta cuenca (Cloud, 1944; King *et al.*, 1944; Miller, 1944). Por ejemplo, Preston Cloud (1944), famoso por sus estudios sobre la oxigenación de la atmósfera, también contribuyó al conocimiento de la biota fósil mediante descripciones muy completas sobre algunas especies de braquiópodos como *Avonia subquadrata* y otros braquiópodos del género *Orbiculoidea*, como primeros ejemplares reconocidos por la presencia de una valva braquial pequeña y cónica en perfil con márgenes redondeados (Cloud, 1944). Los ammonites descritos por Miller (1944) y los crinoideos, constituyen ejemplos adicionales derivados de los reportes pioneros. Hasta ahora, la compilación más completa de fósiles invertebrados para esta cuenca se reportó hace más de una década (Quiroz-Barroso y Sour-Tovar, 2012).

Más recientemente, se reportaron 30 especies de braquiópodos del Guadalupiano medio correspondientes a los órdenes Prodúctidos, Ortotétidos, Ortidos, Rinconélidos, Atiriididos, Espiriféridos, Espiriferínidos y Terebratúlidos (Torres Martínez *et al.*, 2019). El ensamble de braquiópodos de esta cuenca muestra similitud a las faunas de invertebrados limitadas al sur de USA, principalmente

de Texas y Nuevo México. Actualmente los braquiópodos son el grupo mejor representado en esta cuenca. Por ejemplo, se amplió el registro de especies de braquiópodos preservados en areniscas calcáreas y calcarenitas del Pérmico medio ubicándolos en un ambiente pre-arrecifal (Heredia-Jiménez *et al.*, 2019). Más recientemente Villanueva-Olea *et al.* (2021) reportaron placas columnares de crinoides que correspondientes a aproximadamente 10 géneros localizados en dos localidades de la Cuenca Delicias: La Difunta y Las Sardinas; hallazgos que amplían el rango estratigráfico desde el Pérmico temprano hasta hace unos 266-260 Ma aproximadamente (Wordiano-Capitaniano). Estos trabajos recientes son importantes porque tuvieron que pasar varias décadas para que se documentara la presencia de crinoideos conocidos como lirios de mar por la estructura pentamérica de sus brazos en forma de tallos largos.

En la Figura 8.5 se esquematiza la secuencia estratigráfica reportada por Wardlaw *et al.* (1979) y la reconstrucción paleogeográfica del Pérmico.

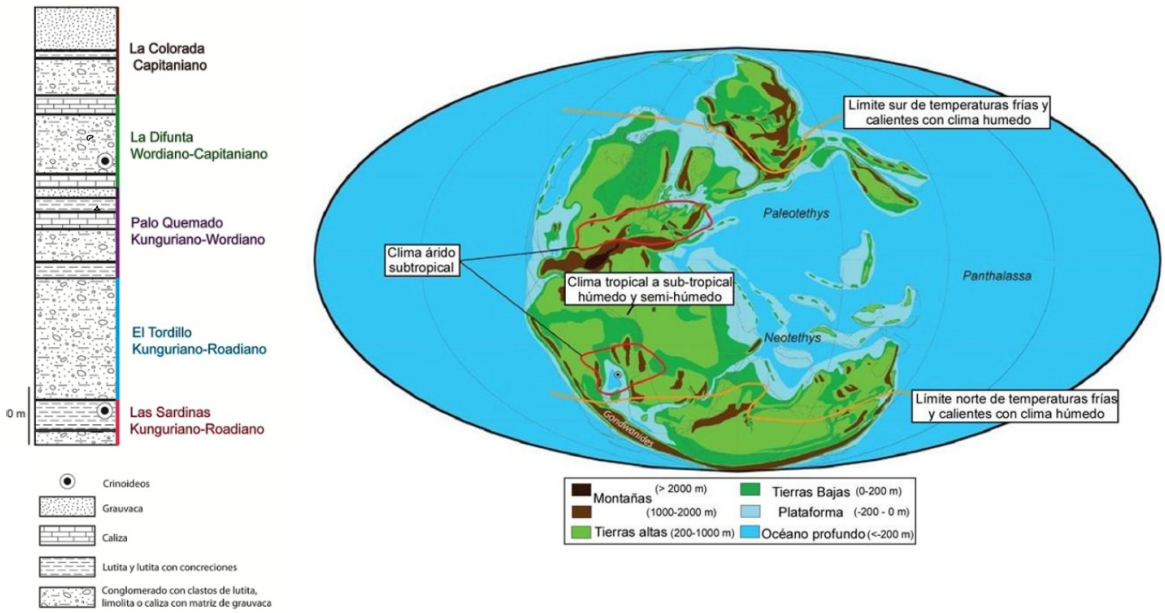


Figura 8.5. Columna estratigráfica modificada de Wardlaw (1983) y reconstrucción paleogeográfica del Pérmico (modificada a partir de Scotese, http://www.scotese.com/).

Un resultado muy interesante derivado de estos estudios es la presencia de *Neochonetes foshagi* y *Liosotella rugosa* en la Formación Las Delicias que corroboran su edad correspondiente al Wordiano, y su pertenencia a la Provincia paleobiogeográfica Grandia (Heredia Jimenes *et al.*, 2019). Así mismo, los crinoides recientemente reportados son consistentes con la misma provincia biogeográfica (Villanueva-Olea *et al.*, 2021). En cuanto a artrópodos hace pocos años también se reportaron dos especies de trilobites como *Anisopyge perannulata* y *Ditomopyge* cf. Whitei (Sour-Tovar *et al.*, 2016). Adicionalmente, se han reportado aproximadamente 50 especies de cefalópodos (Quiroz *et al.*, 2012), y nueve familias de braquiópodos correspondientes al Pérmico Inferior, mientras que para el Pérmico Superior se han reportado seis especies agrupadas en cuatro familias. Algunos braquiópodos representativos incluyen *Spiriferellina* sp, también reportado en Sonora, en la Formación Word y en las Glass Mountains de Texas. *Hustedia meekana* fue descrita por Cloud (1944) y es una especie con representantes en Sonora y Texas. En cambio, los equinodermos están escasamente representados por la especie *Parspaniocrinus beinerti*.

En la cuenca Las Delicias también se han descrito invertebrados pertenecientes a moluscos cefalópodos, distinguibles por un gran desarrollo de la cabeza y un pie como locomoción. De hecho, los cefalópodos son el grupo de mayor desarrollo evolutivo de los moluscos. Entre las especies reportadas desde los estudios pioneros se encuentran cefalópodos fósiles amonoideos como *Cibolites waageni, Syrdenites, Stracheoceras gammellaroi, Mexicoceras guadalupense, Neogeoceras.* Algunos de los amonoideos como *Waagenoceras* sp. muestran una amplia distribución cosmopolita incluyendo las Montañas Delaware en el oeste de Texas y la Formación Capitan (Cooper *et al.*, 1953). Fósiles de *Adrianites dumbari, Propinacoceras, Stacheoceras gemmellaroi* se han reportado en los estudios pioneros dentro de la zona de Waagenoceras en el Valle de Delicias (King, 1944; Spinosa, 1970). Además de las primeras descripciones, existen trabajos de tesis de licenciatura sobre fósiles amonoideos en la cuenca Delicias donde se mencionan especies como *Paraceltites ornatus* y *Cibolites waageni,* y moluscos como *Eoaraxoceras ruzhencevi* como nueva especie (https://tesiunam.dgb.unam.mx).

A nivel micropaleontológico, entre los microfósiles encontrados en la Cuenca Delicias se han reportado fusulínidos megalosféricos como *Parafusulina*

antimonioensis, que presenta similitudes con *P. deliciasensis* en la morfología y tamaño del general del prolóculo. Se cree que, en Las Delicias, México, el género ancestral *Parafusulina* persistió en algunos lugares del mundo después de la aparición de *Polydiexodina* y los dos géneros se encuentran asociados a los estratos más jóvenes del Pérmico.

El trabajo pionero de Muller describe foraminíferos pertenecientes al género *Triticites* sp. *Triticites* es un género de foraminíferos bentónicos de la familia relativamente diversa llamada Schwagerinidae; la presencia de este género sugiere una edad del Pensilvánico tardío (McKee *et al.*, 1988). Otros microfósiles de foraminíferos como la especie *Miliolites secalicus* tiene un mayor rango cronoestratigráfico que abarca desde el Carbonífero superior hasta el Pérmico inferior.

Además de foraminíferos, también se reportaron algas calcáreas filoides de ambientes marinos someros. Por ejemplo, especímenes de *Komia* preservados en calizas del Cerro Los Piloncillos corresponden al Pensilvaniano, (reportados en un resumen de congreso por Téllez-Girón (1975), son de edad Pensilvaniano, la última parte del Carbonífero.

Otros microfósiles como *Bradyina* sp., *Komia* sp. y *Tubiphytes* sp. han ampliado el alcance estratigráfico desde el Pensilvaniano Superior al Pérmico Inferior; sin embargo, los reportes son resúmenes presentados en congresos o trabajos que carecen de una paleontología sistemática detallada.

La distribución de la biota paleozoica, plantas y animales, así como su relación con la geografía del pasado es lo que se conoce como paleogeografía, la cual es necesaria para la reconstrucción paleoambiental. Para la cuenca de Las Delicias, el análisis de los fósiles, el tipo de fosilización, así como las características sedimentarias de las rocas han sugerido que dichas comunidades se desarrollaron bajo un ambiente de aguas someras con alta productividad orgánica y un aporte constante de carbonatos dentro de un ambiente de nivel de energía medio-alto (Torres-Martínez *et al.,* 2019), incluyendo ambientes pre-arrecifales. La asociación de fósiles y las características paleoambientales también sugieren que, durante el Cisuraliano, nombre del primer estado del Pérmico Inferior, era parte de una provincia biótica conocida como paleoprovincia Grandiana que

incluía las áreas emergidas de Coahuila y el centro de Sonora, Texas y Nuevo México (Galeana Moran *et al.*, 2022), mismas que a su vez están relacionadas con otras paleobiotas de Cisuraliano y Guadalupiano.

8.4.5 Estudios geofísicos: perfiles de anomalía de Bouguer

La cuenca de Las Delicias está geográficamente situada al norte de la estructura de la curvatura de Monterrey, a lo largo de la distancia entre Saltillo y Torreón, en el estado de Coahuila. Geológicamente, la cuenca de las Delicias se encuentra en el interior de la estructura regional del bloque de Coahuila (Eguiluz, 2022). A manera regional, en el bloque Coahuila, y a lo largo del trayecto Saltillo-Torreón se presentan cuatro perfiles de gravedad en su expresión de anomalía de Bouguer. Los perfiles son generados de la base de datos de anomalía gravimétrica de la República Mexicana, del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2010).

La figura 8.6 muestra el trazo de los perfiles en orden, con inicio del perfil A-A', y finalizando con el perfil D-D', los cuales cruzan el área de la cuenca de las Delicias.

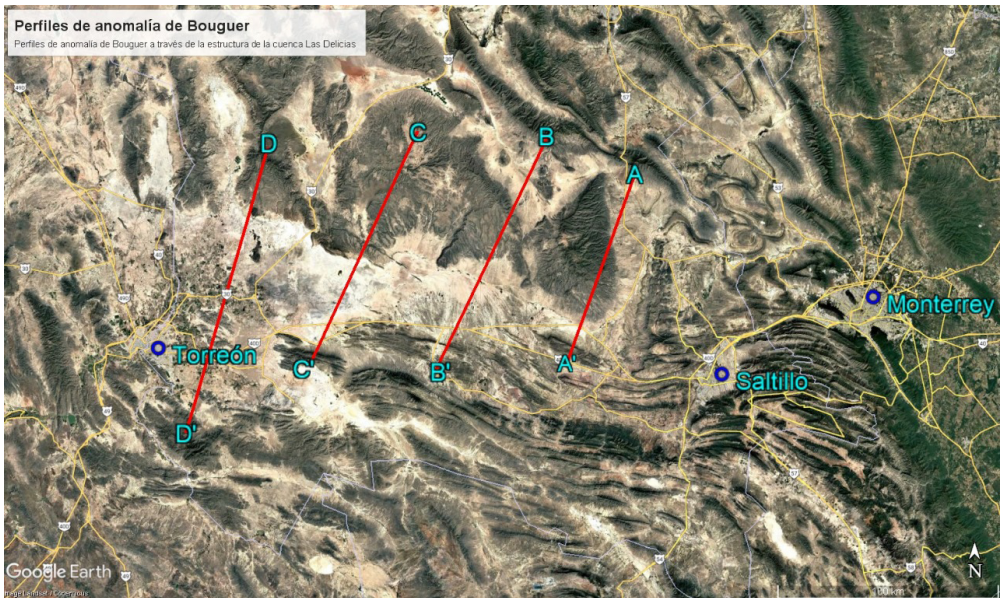


Figura 8.6. Secuencia de perfiles de anomalía de Bouguer perpendiculares al transecto Saltillo-Torreón.

La visualización de la anomalía de Bouguer para cada perfil se muestran en la figura 8.7, donde se aprecia una alta correlación con la topografía de la región. A su vez, cada perfil, fue creado de la base de datos de anomalía gravimétrica del INEGI (2010), y los valores representados en cada perfil son interpolaciones sobre la misma dirección del perfil, y sobre estos datos se le ha sustraído el efecto regional correspondiente.

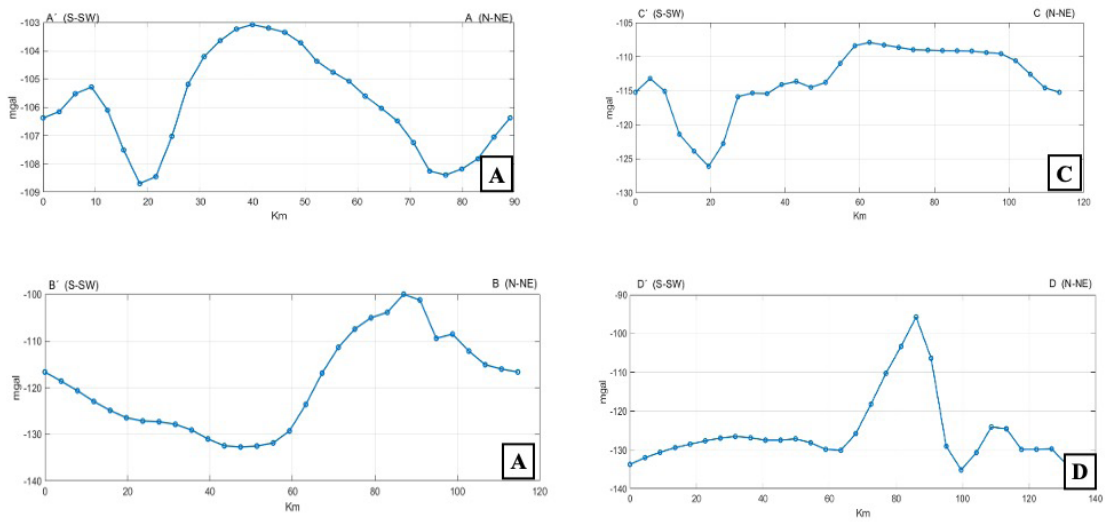


Figura 8.7. (**A**) Anomalía de *Bouguer* sobre el perfil A'-A, con fuerte efecto topográfico en el centro de la curva, mostrando dos bajos gravimétricos correspondientes a cuencas a ambos extremos del alto topográfico; (**B**) Anomalía de *Bouguer* del perfil B'-B, con efecto topográfico en el extremo N-NE, y un bajo gravimétrico correspondientes a cuencas en el lado S-SW; (**C**) Anomalía de *Bouguer* sobre el perfil C'-C, con un bajo gravimétrico la parte S-SW, y posteriormente hacia la dirección N-NE, un fuerte incremento a partir de los 50 km sobre el perfil, manteniendo valores casi estables desde los 60 km, y decrecer nuevamente aproximadamente a los 100 km sobre el perfil. El incremento es ocasionado por la alta elevación topográfica en el lado N-NE; (**D**) Anomalía de *Bouguer* sobre el perfil D'-D, con un alto gravimétrico la parte N-NE, cerca de los 85 km, dentro de lo que aparentemente es un relleno sedimentario. Este alto gravimétrico podría representar un bloque de material de alto contraste de densidad, bajo el relleno sedimentario. Desde el inicio del perfil hasta los 65 km., se mantiene un valor aproximadamente de -130 mgal y más allá del alto gravimétrico se presenta un pequeño bajo en los 100 km del perfil, posiblemente ligado a una pequeña depresión, antes de alto topográfico en el extremo N-NE.

Como conclusión de este análisis cualitativo de la anomalía de *Bouguer* en la región, es recomendable ampliar el análisis agregando un mayor número de perfiles, incluyendo direcciones perpendiculares a los previamente trazados; es conveniente aplicar técnicas de modelado directo y estimar la posible geometría de la estructura de la cuenca Las Delicias, ya que es posible identificar los bajos gravimétricos que corresponden a relleno sedimentario, o rocas de menor densidad que su contrastante basamento contenedor de la cuenca.

8.4.6 Relación con otras áreas

Recientes reconstrucciones que involucran el Pérmico tardío en el Norte de México (p.ej. Ross, 1986; Ewing, 1985; Pindell, 1985; Anderson y Schmidt, 1983) muestran o implican que el área de Las Delicias es parte de un cuerpo de rocas plegadas y cabalgadas empujadas sobre la parte continental de Norteamérica durante el movimiento orogénico Apalachiano-Ouachita-Marathon-Coahuila (Pindell, 1985; Figura 8.4). El registro más joven de este cabalgamiento en el orógeno Ouachita-Marathon es el movimiento de la falla Dugout-Creek en el área de Marathon durante el Roadiano. Si estas reconstrucciones son básicamente correctas, la implicación es que el arco Las Delicias fue abducido sobre el cratón de Norteamérica durante el Roadiano temprano-medio y que el arco permaneció activo hasta el Guadalupiano más tardío -un intervalo de aproximadamente 25 Ma-.

Aunque esta hipótesis permanece enigmática, parece probable que la actividad volcánica pudo haberse extinguido por obducción. Así, no existe un consenso sobre la extensión del sistema Ouachita-Marathon al área de Las Delicias (Humphrey *et al.*, 1956). Las diferencias en el carácter y edad de las rocas sedimentarias y el tiempo de la actividad orogénica son demasiado grandes. Aunque hay afloramientos de rocas tipo flysch del Paleozoico superior que ocurren en otras partes del Noreste de México (Figura 8.1), pero aún faltan evidencias que demuestren la relación genética con las rocas del área de la Cuenca Las Delicias. Específicamente, todas las localidades 1 (Córdoba-M., 1964; 2 (López-Ramos, 1981, p. 323), 3 (Mellor y Breyer, 1981), y 4 (Bridges, 1964) no presentan un flysch grueso, y tampoco muestran evidencias de asociación con un arco volcánico; la

proveniencia continental es más la regla. Excepto en la localidad 2, esta opinión se fundamenta en observaciones de campo, al igual que en los estudios citados. En el área de Ciudad Victoria (Localidad 3) hay evidencia de volcanismo del Paleozoico tardío (Ramírez-Ramírez, 1978; Garrison *et al.*, 1980; Gursky y Ramírez-Ramírez, 1986), pero no existe un flysch grueso derivado de arco y lo que es abundante son los fragmentos de origen continental (Carrillo-Bravo, 1961; Ramírez-Ramírez, 1984).

Finalmente, aunque no existe un modelo propuesto oficialmente para sintetizar la evolución geológica de la cuenca Delicias, en este capítulo se puede esbozar el siguiente esquema correspondiente con una cuenca de antearco (Figura 8.8).

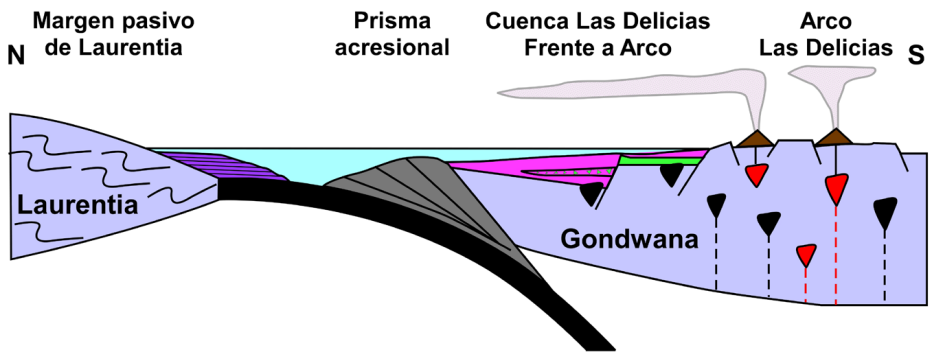


Figura 8.8. Modelo preliminar que ilustra un modelo básico de evolución de la cuenca Las Delicias propuesta de acuerdo con la información vigente vertida en este capítulo. Este modelo se elaboró especialmente para este capítulo.

8.4.7 Deformación

De acuerdo con Dennis (1967), existen pliegues sinsedimentarios de escala macroscópica que son de dos orígenes: pliegues formados como respuesta al tectonismo (sinorogénicos), en este caso un sinclinal que muestran inmersión al Este que se ubica al oriente de Puerto Sardinas (Figuras 8.2 y 8.3); y pliegues de origen gravitacional, como los que se encuentran al norte del Cerro La Difunta, estos se habrían formado por procesos de movimientos en masa en condiciones submarinas, estas estructuras serían clasificadas como *"Slumps"*.

Adicionalmente, existen estructuras post deposicionales que están representadas por clivajes en dirección NE en el área de Acatita, fallas de dos o más edades, y el sinclinal mayor del área de las Delicias (Figura 8.3). Este sinclinal incorpora estratos marinos de ambiente profundo de edad Guadalupiano, las capas tienen una dirección de depósito burdamente perpendicular al eje del sinclinal. Este plegamiento probablemente es post Paleozoico, y claramente pre-fecha a las rocas del Cretácico que le sobreyacen. El sinclinal mayor del área de Las Delicias, así como unidades que integran el litosoma con escombros de composición calcárea, fueron desplazados por lo menos 400 metros por una falla lateral izquierda de rumbo 300°/90° (Figura 8.3).

8.5 Importancia Económica

En la cuenca de Las Delicias, las antiguas rocas del Proterozoico albergan una valiosa mineralización de origen hidrotermal (Figura 8.9). Esta mineralización, que ocurrió hace millones de años, se presenta tanto en forma de pequeñas diseminaciones de minerales a lo largo de las rocas, como en grandes estructuras masivas que contienen concentraciones significativas de metales (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2020). Entre estos metales se encuentran algunos de los más importantes para nuestra sociedad, como el cobre, esencial para la producción de electricidad; el hierro, utilizado en la construcción de edificios y puentes; el plomo y el zinc, que tiene aplicaciones en la manufactura y protección de materiales; y los metales preciosos como el oro y la plata.

Estos yacimientos se encuentran en rocas vulcanosedimentarias, formadas por antiguos sedimentos y actividad volcánica (tabla 8.2). La combinación de estos procesos geológicos creó las condiciones ideales para que los minerales se concentraran en esta región. La diversidad y la abundancia de estos recursos hacen que la mineralización en la cuenca de Las Delicias tenga una importancia económica destacada. No solo por ser una fuente de riqueza a lo largo del tiempo, sino que también fue impulsora del desarrollo económico de la región.

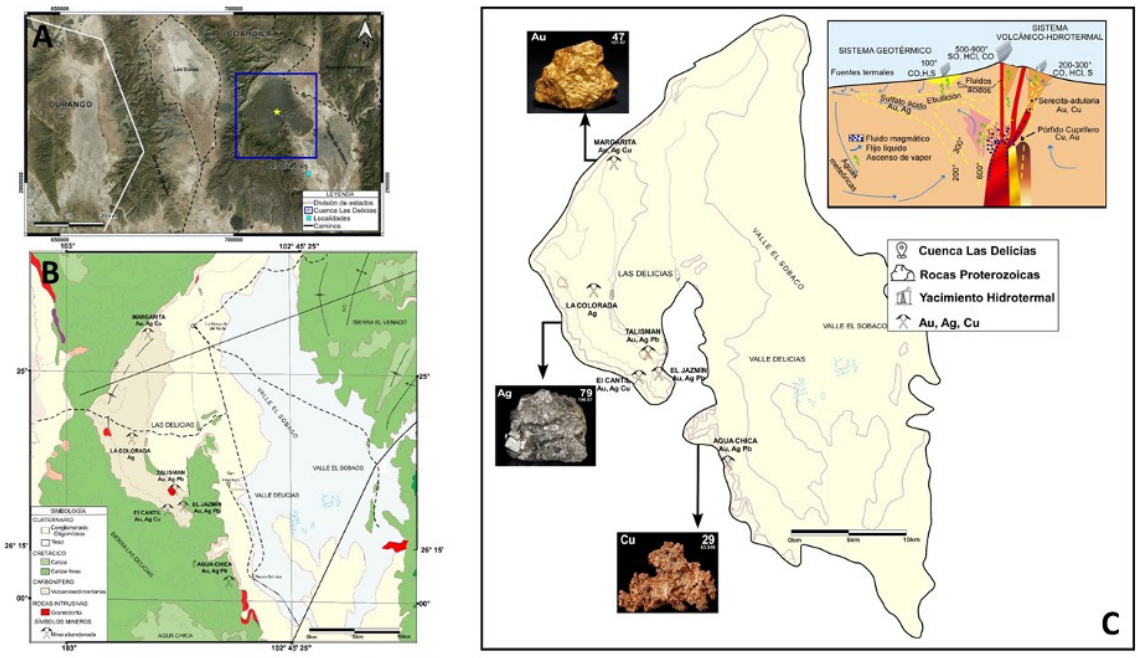


Figura 8.9. (A) Cuenca Las Delicias. (B y C) Geografía que muestra la distribución de zonas mineralizadas en las rocas del Paleozoico en la cuenca Las Delicias (Modificado de SGM, 1988).

Tabla 8.2. Yacimientos minerales explotados en la cuenca Las Delicias (SGM, 1988 y 2020).

Nombre	Coordenadas		Elemento	Litologia	Edad	Estructura
Buena Vista	13R 723781	2930381	Cu, Fe, Pb, Zn	Vulcanosedimentaria	Carbonifero	Diseminado
El Jázmin	13R 721301	2930664	Au,Ag,Pb	Vulcanosedimentaria	Carbonifero	Masivo
Coahuila-Talisman	13R 721201	2916935	Au, Ag, Cu	Vulcanosedimentaria	Carbonifero	Brecha
El Cantil	13R 712449	2912904	Au, Ag, Cu	Vulcanosedimentaria	Carbonifero	Masivo
Agua Chica	13R 713015	2912391	Cu, Au	Granitoide	Pérmico Superior	Diseminado
La colorada	13R 707007	2919146	Au, Ag, Cu, Pb, Zn	Vulcanosedimenatria	Pérmico	Diseminado
Margarita	13R 709572	2931278	Au, Ag,, Cu	Vulcanosedimenatria	Permico	Diseminado

8.6 Conclusiones

El arco y la cuenca Las Delicias estuvieron activos desde el Pensilvánico medio y durante todo el Pérmico, pero la secuencia coherente de rocas que usamos para definirlo no puede extenderse con seguridad más allá de las fronteras de la isla de Coahuila. Por lo tanto, debido a que la isla está delimitada en el norte por una falla que estuvo activa en el Jurásico temprano y su frontera sur burdamente

coincide con la traza postulada Sonora Mojave Megashear, la isla define un terreno tectono-estratigráfico (Howell *et al.*, 1985) que pudo haber sido desplazado desde el sitio donde ocurrió el vulcanismo. Este desplazamiento especulativo resuelve el enigma de un arco que aparentemente estuvo activo después de haber sido acarreado a una posición supracontinental. Debido a que el sinclinal mayor del área de Las Delicias se formó después de la Orogenia Aleginiana pero antes de la Orogenia Laramide, es viable especular si este fue formado por esfuerzos relacionados con el desplazamiento del terreno. Una posible rotación del terreno durante el movimiento nubla la importancia de nuestros hallazgos de que los escombros se arrojaron hacia el norte de la Cuenca Las Delicias.

8.6.1 Agradecimientos

"Para la elaboración de este capítulo, se agradece el apoyo financiero del proyecto Conahcyt-2023-CF-2439"

8.7 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. Cuerpo tridimensional de litología uniforme:

   a) Litosoma
   b) Litotopo
   c) Litofacies
   d) Isoclinal

2. Alineamiento volcánico desarrollados en los límites de placas tectónicas convergentes:

   a) Brecha volcánica
   b) Domo volcánico
   c) Escoria volcánica
   d) Arco volcánico

3. Entre las estructuras geológicas más conspicuas en la cuenca Delicias destacan:

   a) Anticlinales y decollemant
   b) Sinclinales y fallas
   c) Pliegues y fallas laterales
   d) Cabalgaduras y napas

4. ¿Por medio de cual estructura geológica ocurrió el transporte de clastos de grandes dimensiones durante el Jurásico y Cretácico?

   a) Anticlinales
   b) Sinclinales
   c) Cabalgaduras
   d) Fallas

5. El margen de Laurencia durante el Pérmico corresponde a un margen:

a) Convergente
b) Divergente
c) Pasivo
d) Activo

6. Las unidades de la cuenca Delicias registradas en la columna estratigráfica corresponden a una duración temporal de

a) 60 Ma
b) 20 Ma
c) 10 Ma
d) 48 Ma

7. Los estratos más antiguos de la Cuenca Delicias corresponden a rocas:

a) Ígneas
b) Sedimentarias
c) Metamórficas
d) Exclusivamente plutónicas

8. Entre los depósitos representativos de la cuenca Delicias se encuentran:

a) Flujos de escombros, piroclásticos y conglomerados
b) Turbiditas, conglomerados y carbonatos
c) Evaporitas, piroclásticos y escombros volcánicos
d) Escombros volcánicos, de caliza y siliciclásticos

9. Entre los microfósiles más abundantes en la cuenca Delicias se encuentran:

a) Algas
b) Ostrácodos
c) Foraminíferos
d) Calpionélidos

10. El Guadalupano es un piso correspondiente al:

a) Pérmico
b) Carbonífero.
c) Misisípico
d) Pensilvánico

11. Entre los primeros géneros de braquiópodos en ser identificados en esta cuenca se encuentran:

a) Spiriferellina sp., Linoproductus sp.
b) Bradyina sp., Komia sp.
c) Waagenoceras, Eoaraxoceras
d) Avonia, Hustedia, Orbiculoidea

12. Eoaraxoceras es un fósil de molusco característico de:
a) Monoplacófaros
b) Gasterópodos
c) Cefalópodos
d) Bivalvos

13. ¿Cuáles son los depósitos más abundantes para el margen de la cuenca somera de Delicias?

a) Slumps
b) Olistolitos
c) Turbiditas
d) Escombros volcánicos de composición dacítica y andesítica

14. Los briozoarios de la cuenca Delicias son invertebrados fósiles característicos del

a) Guadalupiano.
b) Wordianano-Capitaniano
c) Cisurialiano
d) Kunguriano

15. Los fósiles invertebrados más comunes en la cuenca Delicias corresponde al grupo de:

a) Corales
b) Equinodermos
c) Gasterópodos
d) Braquiópodos

16. Las especies fósiles tienen afinidad con el estado de:

a) Campeche.
b) Zacatecas.
c) Nuevo León.
d) Sonora

17. Este término describe la distribución de especies en el pasado y agrupa a áreas que comparten características taxonómicas e históricas semejantes:

a) Provincia paleobiogeográfica
b) Paleoambiente
c) Paleogeografía
d) Paleoecología

18. La anomalía de Bougier en la cuenca Delicias señala la ocurrencia de:

a) Fracturas
b) Litosomas
c) Fósiles
d) Pozos

19. Estructuralmente la cuenca de Delicias se ubica dentro de la estructura de:

a) Bloque de Coahuila
b) Isla Peyotes
c) Curvatura de Monterrey
d) Orógeno Ouachita-Marathon

20. Son minerales característicos de la cuenca Delicias:

a) Au, Ag, Zn, Sr
b) Cu, Co, Sn, Zn
c) Cu, Fe, Pb, Zn
d) Pb, Mn, Co, Ag

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	d)	11.	d)	16.	d)
2.	d)	7.	c)	12.	c)	17.	a)
3.	b)	8.	d)	13.	d)	18.	d)
4.	d)	9.	c)	14.	b)	19.	a)
5.	a)	10.	a)	15.	d)	20.	c)

8.8 Bibliografía

Anderson, T. H., Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, 94, 94-966.

Buitrón-Sánchez, B.E., Omar Chacón-Wences, O., Vachard, D., Palafox-Reyes, J.J., Jiménez-López, J.C., Sour-Tovar, F., (2015) Pennsylvanian biota of the Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico: biostratigraphic and paleogeographic considerations, Revista Mexicana de Biodiversidad 86(2), 281-558.10.1016/j.rmb.2015.04.006

Cloud, Jr., P.E., (1944) Part III, Permian brachiopods, en King, R.E., Dunbar, C.O., Cloud, Jr., P.E., Miller, A.K. (eds.), Geology and Paleontology of the Permian Area Northwest of Las Delicias, Southwestern Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Special Papers,* 52, 49–69. https://doi.org/10.1130/SPE52-p1

Cooper, G.A., Dunbar, C.O., Duncan, H., Miller, A.K., Knight, J.B., (1953) Permian fauna at El Antimonio, western Sonora, Mexico: *Smithsonian Miscellaneous Collection, 119*(2), 21–80.

Cooper, G.A., Grant, R.E., (1976) Permian Brachiopods from West Texas, IV: *Smithsonian Contributions to Paleobiology,* 1923–2285. https:// doi.org/10.5479/si.00810266.21

Cunningham, K. D., (1975) Petrology and petrography of Permian volcanogenic and carbonate: rocks near Las Delicias, Coahuila, Mexico [M.S. thesis], Fort Worth, Texas Christian University, 72 p.

Davydov, V. (2014) Warm-water benthic foraminifera document the Pennsylvanian-Permian warming and cooling events -The record from the Western Pangea tropical shelves, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 414, 284-295.

Denison, R. E., Kenney, G. S., Burke, W. H. Jr., and Hetherington, E. A. Jr., (1969) Isotopic age of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation, Marathon Basin, Texas and their significance, *Geological Society of American Bulletin* 80, 245-256.

Eguiluz de Antuñano, S., (2022) Estratigrafía y evolución estructural del Bloque de Coahuila, noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74* (2), A110522.

Esquivel García Fernando, Henrichs, Y. González Ruiz, Doria Alvarado Humberto. (2020). Informe sobre correspondiente a la carta Valle el Sobaco G13-B77, escala 1:50, 000, Estado de Coahuila. Servicio Geológico Mexicano, Departamento de Geología, Informe Técnico, 66 pp.

Escamilla H. A., Hernández M. J., Eguizábal M. F. J., (1991). Estudio integral del Paleozoico en Chihuahua y Coahuila. Instituto Mexicano del Petróleo.

Furnish, W. M., (1973) Permian stage names, in Logan, A., and Hills, L., eds., The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary, *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 2, 522—548.

Galeana-Moran, M.A., J. Quiroz-Barragán, J., F. Sour-Tovar, F. (2022) Richthofenid Brachiopods (Productida) and microfacies analysis of the Las Delicias formation, middle Permian from Coahuila, Mexico: Paleoenvironmental and paleobiogeographical considerations, *Journal of South American Earth Sciences* 118, 103910, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103910.

Haack, W., (1914) Über eine marine Permfauna aus Nordmexiko nebst Bemerkungen über Devon daselbst: *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 66, 482–504.

Haarmann, E., (1913) Geologische Streifzüge in Coahuila: *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,* 45, 18–47.

Heredia-Jiménez, Daniela P.; Alanís-Pavón, Alberto; Quiroz-Barragán, Jesús; Becerra-Rodríguez, Angel G.; Torres-Martínez, Miguel A (2019) Braquiópodos del Pérmico medio (Wordiano) de las Delicias, Coahuila, *Paleontología Mexicana 8*(2), 89 – 96 pp.10.22201/igl.05437652e.2019.8.2.229

Humphrey, W.E., (1955) Permian glaciation in northern Mexico?, *Geological Society of America Bulletin,* 66, 1319–1324. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1955)66[1319:PGINM]2.0.CO;2

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) 2017. La Red Geodésica Gravimétrica.

Kelly, W.A., (1936) Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico-Part II, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and las Delicias: *Geological Society American Bulletin,* 47, 1009–1038.

King, R.E., (1934) The Permian of southwestern Coahuila, Mexico: *American Journal Science,* 27, 98–112. https://doi.org/10.2475/ajs.s5-27.158.98

King, R.E., (1944) Part I: Geology, en King, R.E., Dunbar, C.O., Cloud Jr. P.E., Miller, A.K. (eds.), Geology and Paleontology of the Permian Area Northwest of Las Delicias, Southwestern Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Special Papers* 52, 172 pp.https://doi.org/10.1130/SPE52-p1

Khodjanyazovn, R. & Mamet, B. (2003) Paleozoic calcareous algae from Southern Tien Shan, Uzbekistan, Central Asia, *Geologica Belgica* 6(3-4), 97-117.

McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H., (1988) Las Delicias basin: a record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico: *Geology,* 16, 37–40. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)0162.3.CO-2

McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H., (1999) Late Paleozoic and early Mesozoic history of the las Delicias terrane, Coahuila, Mexico, en: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: *Geological Society of America Special Paper,* 340, 161–189. https:// doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.161

Miller, A. K., and Furnish, W. M., (1940) Permian ammonoids of the Guadalupe Mountain region and adjacent areas: *Geological Society of America Special Paper* 26, 242 p.

Miller, A.K., (1944) Part IV: Permian cephalopods, *en* King, R.E., Dunbar, C.O., Cloud Jr. P.E., Miller, A.K. (eds.), Geology and Paleontology of the Permian Area Northwest of Las Delicias, Southwestern Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Special Papers,* 52, 71–128. https://doi.org/10.1130/SPE

Newell N. D., (1957) Supposed Permian tillites in northern Mexico are sub- marine slide deposits: *Geological Society of America Bulletin* 68, 1569-1576.

Quiroz-Barroso, S.A., Sour-Tovar, F., Centeno-García, E., (2012) Gasterópodos y bivalvos cisularianos (Pérmico inferior) de Otlamalacatla, Hidalgo, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29, 158–178.

Servicio Geológico Mexicano (1988). Carta Geológico-Minera Tlahualilo de Zaragoza G13-6 (Escala 1:250,000), Coahuila, Durango y Chihuahua.

Servicio Geológico Mexicano (2019). Carta Geológico-Minera Valle El Sobaco G13-B77 (Escala 1:250,000), Coahuila.

Sims, E.R. & Belanger, C.L., (2021) Quantifying Late Pennsylvanian Multivariate Morphological Change in the Fusulinid Genus *Triticites* from the Central and Southwestern United States. *Journal of Foraminiferal Research* 2021; 51 (3): 165–181. doi: https://doi.org/10.2113/gsjfr.51.3.165

Spinoza, C., Furnish, W. M., and Glenister, B. F., (1970). Araxoceratidae, Upper Permian ammonoids from the Western Hemisphere: *Journal of Paleontology* 44, 730-736.

Sour-Tovar, F., Quiroz-Barroso, S. A., (2015) Lower-Middle Permian brachiopods from two localities of Central-South Mexico: faunas of a closing ocean. Permophiles: *Newsletter of the Subcommission on Permian Stratigraphy* 61, 82-84.

Sour-Tovar, F., Quiroz-Barroso, S.A., Quiroz-Barragán, J., Torres Martínez, M.A., González-Mora, S., (2016) Presencia de Anisopyge perannulata y Ditomopyge cf. D. whitei (Trilobita, Proetidae) en el Pérmico (Guadalupiense Medio) de la Formación Las Delicias, Coahuila, norte de México: *Paleontología Mexicana 5*(2), 103–109.

Stevens, C.H., Forrest G. Poole, F.G. & Ricardo Amaya-Martínez, R., (2014) Late Paleozoic fusulinids from Sonora, México: Importance for interpretation of depositional settings, biogeography, and paleotectonics, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 31*(1), 14-27.

Sundell, K. A., and Fisher, R. V., (1985) Very coarse grained fragmental rocks: A proposed size classification: *Geology* 18, 692–695.

Torres-Martínez, M.A., Sour-Tovar, F., Barragán, R., (2016) Permian (Leonardian) brachiopods from Paso Hondo Formation, Chiapas, Southern Mexico. Paleobiogeographical implications: *Journal of South American Earth Sciences,* 71, 71-81. https://doi. org/10.1016/j.jsames.2016.06.012

Torres-Martínez, M.A., Heredia-Jiménez, D.P., Quiroz-Barroso, S.A., Navas-Parejo, P., Sour-Tovar, F., Quiroz-Barragán, J., (2019) A Permian (late Guadalupian) brachiopod fauna from northeast Mexico and their paleobiogeographic affinities: *Journal of South American Earth Sciences* 92, 41–55. https://doi.org/10.1016/j. jsames.2019.03.002

Villanueva-Olea, R., Quiroz-Barroso, S.A., Quiroz-Barragán, J., Torres-Martínez. M.A., Sour-Tovar, F., (2021) Placas columnares de crinoideos de la Formación Las Delicias, Pérmico inferior y medio de Coahuila, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana,* 73 (1), A040820. http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n1a040820.

Wahlman, G.P., Merlynd K. Nestell., (2024) Middle Permian (Guadalupian) Fusulinids from Subsurface Midland Basin, West Texas, USA, Including Paleoenvironmental Microspheric Parafusulina: *Journal of Foraminiferal Research 54* (2), 117–142. doi: https://doi.org/10.61551/gsjfr.54.2.117

Wardlaw, B., Furnish, W.M., Merlynd, K. N. (1979) Geology and paleontology of the Permian beds near Las Delicias, Coahuila, Mexico, *Geological Society of America Bulletin* 90, 111-116.

9 La Cuenca pérmica de Tamatán, Tamaulipas

María Isabel Hernández Ocaña, Juan Alonso Ramírez Fernández, Alejandra Guadalupe Gutiérrez Alejandro, César Francisco Ramírez Peña y Elizabeth Chacón Baca

Sumario

9.1. Resumen
9.2. Abstract
9.3. Introducción
9.4. Generalidades
9.4.1. Estratigrafía
9.4.2. Evolución Geológica
9.4.3. Contenido Paleontológico
9.5. Conclusiones
9.5.1. Agradecimientos
9.6. Autoevaluación
9.7. Bibliografía

9.1 Resumen

Una de las localidades geológicas más emblemáticas de nuestro país es, sin duda, el núcleo erosionado del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, ubicado al oeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. En este lugar se expone de manera excepcional el basamento pre-Mesozoico de la Sierra Madre Oriental (SMOr). Este basamento está compuesto por unidades precámbricas y paleozoicas de origen metamórfico, ígneo y sedimentario, formando lo que ahora se denomina Bloque Ciudad Victoria. Estas unidades están delimitadas por contactos tectónicos y fueron cubiertas por sedimentos continentales a partir del Triásico, coincidiendo con el inicio de la fragmentación de Pangea, que posteriormente permitió el ingreso de las aguas de los océanos Paleopacífico y Tetis para formar el actual Golfo de México.

9.2 Abstract

The Huizachal-Peregrina anticlinorium is one of the most representative localities in our country, located westward from Victoria City in Tamaulipas, Mexico. In this region outcrops the exceptional pre-Mesozoic basement composed of Precambrian and Paleozoic metamorphic, igneous and sedimentary units, forming the so-called Victoria City Block. These units are limited by tectonic contacts covered by continental sediments from the Triassic onward, coinciding with the onset of the fragmentation of Pangea. This tectonic event eventually allowed the entrance of marine waters from the Paleopacific ocean and the Tethys to form what is now the Gulf of Mexico.

9.3 Introducción

Hace casi 100 años, la presencia de secuencias de rocas sedimentarias con fósiles del Carbonífero en el Cañón Peregrina llamó la atención de investigadores extranjeros (Girty, 1926). Más tarde, y gracias a las expediciones e investigaciones relacionadas con la exploración petrolera en nuestro país, se fueron descubriendo paulatinamente otras formaciones del Paleozoico. En las publicaciones

de aquel entonces, aunque estas formaciones fueron descritas, no existía aún una interpretación paleogeográfica (Carrillo-Bravo, 1959, 1961), debido especialmente a que la teoría de la Tectónica de Placas aún no se había consolidado en México y en el mundo.

En términos generales, el marco geológico y tectónico del noreste de México ha sido documentado continuamente desde principios del siglo XX, principalmente a nivel cartográfico, especialmente porque el noreste de México ha sido afectado por numerosos eventos tectónicos. Las rocas más antiguas pertenecen al Precámbrico tardío y corresponden a granulitas, cuarcitas y gneisses localizadas en el anticlinorio Huizachal-Peregrina. Estas rocas se han interpretado como de edad Grenviliana (Mickus y Montana, 1999). El Paleozoico de Tamaulipas se encuentra representado por rocas que afloran en los cañones de Caballeros y La Peregrina, en el municipio de Victoria, los cuales dividen al Anticlinorio Huizachal-Peregrina (AHP), una estructura geológica regional que forma parte de la provincia morfotéctonica de la Sierra Madre Oriental. Respecto al basamento del AHP, las rocas más antiguas corresponden al complejo Gneis Novillo, representado por gneis de cuarzo y feldespato con anortosita masiva; una secuencia de gneis cuarzo-feldespático con intercalaciones de mármol y esquisto grafítico sobreyace al Gneis Novillo, mientras que dentro de dicha unidad también ocurren migmatitas, nelsonitas y diques pre y post metamórficos (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ramírez-Ramírez, 1992; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Alemán-Gallardo *et al.*, 2019). La edad establecida para esta unidad oscila entre los 1,200–1,100 Ma (Cameron *et al.*, 2004; Weber *et al.*, 2010; Trainor *et al.*, 2011). Sobreyaciendo al complejo Gneis Novillo, se encuentra el Esquisto Granjeno (Carrillo-Bravo, 1961), compuesto por rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes, las cuales ocurren en forma de rocas metavolcánicas y metasedimentarias esquistosas, así como filitas, cuarcitas, serpentinas y metagabros, que se han datado entre los 433 y 458 Ma (Barboza-Gudiño *et al.*, 2011).

Por mucho tiempo esta cuenca del Paleozoico tardío tradicionalmente se había interpretado como parte de la gran colisión tectónica entre Laurencia y Gondwana. Sin embargo, en los últimos 20 años han proliferado con los trabajos de investigación y mediante la realización de tesis de licenciatura y Posgrado, se ha llegado a la conclusión de que existió una zona de subducción activa durante

el Pensilvánico al Pérmico; dicho evento metamorfoseó las rocas volcánicas y sedimentarias, además de una serpentinización masiva.

Justamente las rocas del Esquisto Granjeno representan las etapas finales de una tectónica activa a lo largo del margen del océano paleo-pacífico antes del cierre del océano Rheico, una vez que Pangea ya estaba ensamblada. Los estudios geoquímicos, paleogeográficos y modelos geocronológicos han arrojado mayor resolución y detalle a dichos eventos (Campa y Coney, 1983; Coney y Campa, 1987; Ruiz *et al.*, 1988; Sedlock *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 1993; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; McDowell *et al.*, 1999; Mendoza y Suástegui, 2000; Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Weber *et al.*, 2010). De manera muy importante destacan las publicaciones que infieren la existencia de Oaxaquia, un microcontinente formado por rocas metamórficas de granulitas que exhiben una edad greenviliana como una prueba de la fragmentación de Oaxaquia, subyacente a la República Mexicana (Ortega-Gutiérrez *et al.,* 1995; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999).

9.4 Generalidades

La Cuenca paleozoica de Tamaulipas está constituida por los terrenos tectono-estratigráficos conocidos como el Terreno Sierra Madre y el Terreno Coahuila. Debido a la extensa invasión de mares durante Jurásico Superior, comparte una historia en común con muchas cuencas del noreste de México, puesto que los elementos paleogeográficos que controlaron los procesos sedimentarios y tectónicos durante el Mesozoico. Esta cuenca forma parte de las rocas precámbricas y paleozoicas de basamento expuestas en la SMOr como basamento pre-Mesozoico, las cuales muestran una afinidad con el continente de Gondwana antes del cierre del océano Rheico y el ensamble de Pangea a finales del pérmico, hace 251 Ma.

Las dos estructuras geológicas del Anticlinorio HP son el esquisto Granjeno y la Riolita, Tonalita Peregrina han sido correlacionadas con un arco magmático del Carbonífero desarrolladas a lo largo del margen noroeste de Gondwana (Barboza-Gudiño *et al.*, 2011). Sin embargo, el desarrollo paleogeográfico de la cuenca

aún espera estudios más detallados que propongan un modelo de cuenca viable para esta cuenca paleozoica.

En Nuevo León y Tamaulipas se pueden apreciar afloramientos paleozoicos del Esquisto Granjeno ubicadas en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina en la Sierra Madre Oriental, al poniente de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Existen básicamente tres cañones, los cuales son los más estudiados porque es donde afloran las rocas paleozoicas: en el Cañón Novillo, el cual se encuentra a 16 km de Cd. Victoria (coordenadas 23°43' 16" N y 99°16'37" W con acceso sobre la Carretera Federal. El Cañón de Caballeros que se localiza hacia el noroeste de Cd. Victoria (coordenadas 23°55'N y 99° 15'W) sobre la carretera interejidal Cd. Victoria-Santa Engracia, con dirección al ejido Santa Ana. El Cañón de Peregrina, localizado por la carretera Interejidal km. 4 en dirección hacia a Santa Engracia hasta alcanzar el Ejido "La Libertad" (Figura 9.1).

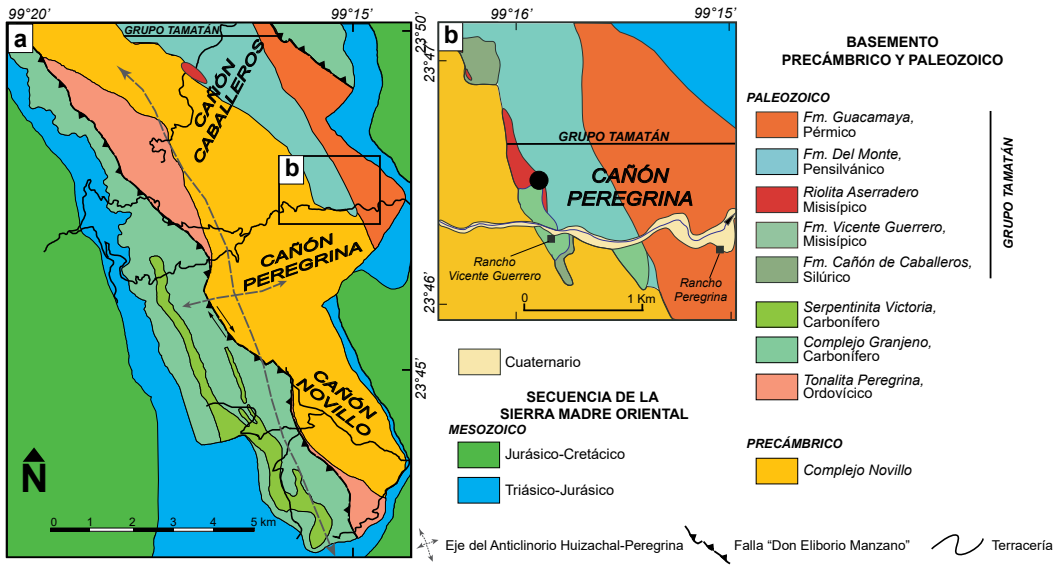


Figura 9.1. Mapa geológico y ubicación de la cuenca de Tamatán.

Los trabajos pioneros en rocas del alto topográfico de Aramberri describieron la presencia de gneises, micas-esquistos, talco y filitas (Mullerried, 1946). Posteriormente se describieron con detalle las rocas del cañón de Caballeros, Novillo y Peregrina, describiéndose el Esquisto Granjeno como esquistos gris verdoso oscuro y negro con venas de cuarzo expuestos en el núcleo del anticlinorio Huizachal-Peregrina (Carrillo-Bravo, 1961; De Cserna *et al.*, 1977), de edad precámbrica

(Fries *et al.*, 1962), pero estudios posteriores asignaron una edad mucho más joven antes del Silúrico (Cserna, 1971), estableciéndose así una edad del Pensilvánico para el Esquisto Granjeno. Muchos trabajos de investigación se han enfocado en describir la estratigrafía del cañón Novillo y el cañón Peregrina, reconociendo un complejo precámbrico granulítico expuesto a erosión (Ramírez-Ramírez, 1992). Trabajos posteriores describieron el basamento metamórfico cristalino como facies metamórficas de bajo grado como facies de esquistos verdes que afloraron en Aramberri con una superficie aproximada de 15 km^2 (Mansilla, 1988; Cosío-Torres, 1998). A estas rocas las sobreyacen los sedimentos clásticos de la Formación Huizachal y los yesos de la Formación Minas Viejas.

9.4.1 Estratigrafía

El Paleozoico está representado por rocas sedimentarias y rocas metamórficas de bajo grado ubicadas a los alrededores del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Figura 9.2), interpretadas como una extensión del Cinturón Orogénico Ouachita. Hace años se propuso que estas rocas formaron parte de un microcontinente que fue acrecionado a Norteamérica durante el Misisípico temprano (Mickus y Montana, 1999).

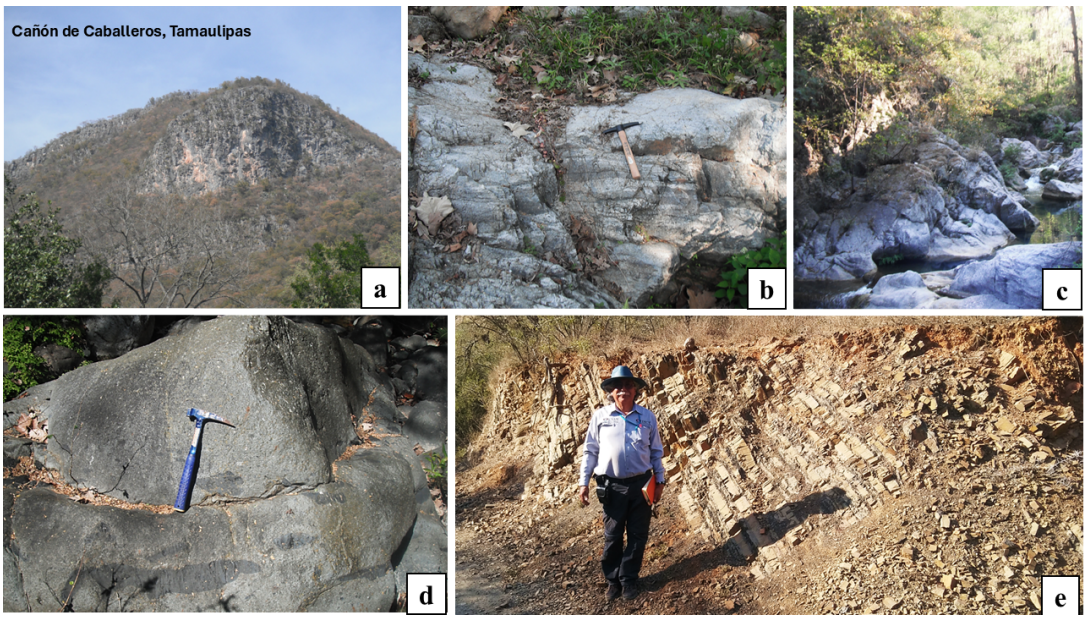


Figura 9.2. Afloramientos representativos en el cañón de Caballeros de diferentes edades.

Entre las rocas del Silúrico expuestas en la Formación Cañón de Caballeros se reconocen tres miembros denominados Miembro Inferior, Caliza Santa Anna y Miembro Superior (Stewart *et al.*, 1999). El Miembro Inferior aflora en el Cañón de La Peregrina, y está constituido por areniscas y conglomerados cafés de grano fino a grueso ricos en cuarzo, interestratificadas con arenas volcánicas suprayacentes. El miembro medio corresponde con la Caliza Santa Anna, que aflora en ambos cañones; está compuesto por una capa delgada de calizas con bioclastos tipo grainstone, con granos de cuarzo monocristalinos y policristalinos (Boucot *et al.*, 1997; Stewart *et al.*, 1999), con abundantes braquiópodos. El miembro superior aflora en el Cañón de Caballeros y en el Cañón Peregrina, caracterizándose por constituirse de limolitas de color gris oscuro con areniscas de grano muy fino, y de grano fino a medio; contiene fauna de braquiópodos (Boucot *et al.*, 1997; Stewart *et al.*, 1999).

A partir de la década de 1980, se llevaron a cabo descripciones cada vez más detalladas de las unidades paleozoicas, con un énfasis especial en el análisis temporal, facial y estratigráfico (Gursky, 1996; Ramírez-Ramírez, 1992; Stewart *et al.*, 1999). Poco a poco se hizo evidente que había que proponer nombres a las secuencias sedimentarias unifican la nomenclatura, por lo que se propuso el nombre de Tamatán, que en huasteco significa “lugar con agua” para denominar el conjunto de cuatro formaciones y una litodema (Alemán-Gallardo *et al.*, 2019; Casas-Peña *et al.*, 2021). Adicionalmente, se ha propuesto una columna estratigráfica integral y coherente para estas unidades (Casas-Peña *et al.*, 2021). Dicha columna estratigráfica está constituida por cinco unidades bien caracterizadas: (a) Formación Cañón de Caballeros del Silúrico, (b) Formación Vicente Guerrero del Misisípico, (c) Riolita Aserradero del Misisípico, (d) Formación Del Monte del Pensilvánico y (e) Formación Guacamaya del Pérmico; las que en conjunto alcanzan un espesor estimado de 1600 m (Figura 9.3).

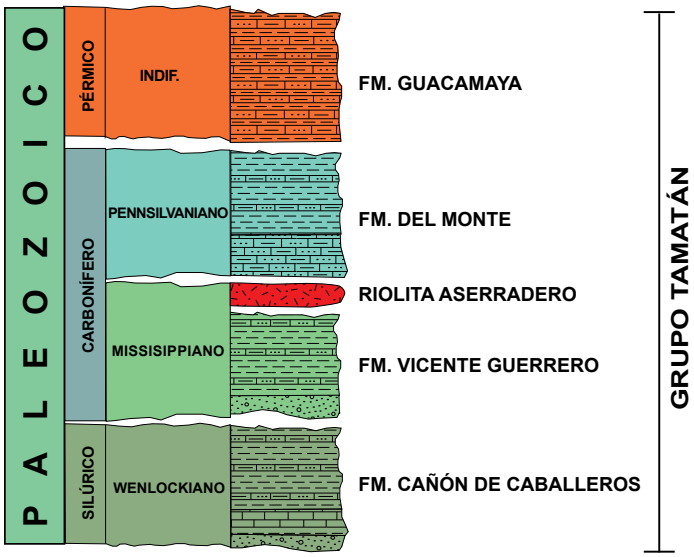


Figura 9.3. Columna estratigráfica para la Cuenca de Tamatán, Tamaulipas.

Esta secuencia sedimentaria del Paleozoico que descansa sobre el Esquisto Granjeno fue referida por Alemán-Gallardo *et al.* (2019a) y por Casas-Peña *et al.* (2021) como el Grupo Tamatán; poco después se propuso un modelo de evolución paleogeográfica congruente para dicho Grupo, el que tiene un espesor de aproximadamente 1700 m, con rocas que de forma discontinua abarcan del del Silúrico al Pérmico (Boucot *et al.*, 1997). A continuación, se presenta una síntesis de las unidades que lo conforman:

a) **Formación Cañón de Caballeros del Silúrico:** Compuesta por conglomerados con clastos volcánicos, areniscas y calizas con abundante fauna silúrica, depositada en condiciones marinas de aguas poco profundas. Para el Silúrico tardío (Wenlockiano-Ludloviano), en el municipio de Victoria, Boucot *et al.* (1997), mencionaron un paleoambiente de depósito de aguas someras, inferido por la presencia de braquiópodos típicos de este ambiente, así como por la ocurrencia de trilobites y corales en areniscas de grano fino a medio.

b) **Formación Vicente Guerrero del Misisípico temprano:** presenta un espesor aproximado de 110 m (40 metros de areniscas rojizas basales con dique-estratos de riolita, 40 metros de areniscas cafés con intercalaciones de lutita y 30 metros de areniscas, areniscas arcillosas, lutitas y calcarenitas, alternadas con bancos lenticulares que preservan braquiópodos (Sour-Tovar & Martínez-Chacón, 2004). Esta formación incluye conglomerados, areniscas y lutitas. Las areniscas limosas contienen abundantes braquiópodos del

Misisípico y registran las especies mixtas más antiguas de fauna de Gondwana (América del Sur) y Laurencia (América del Norte). En relación con el Misisípico Inferior (Tournaisiano superior-Viseano inferior), correspondiente a la Formación Vicente Guerrero, Sour-Tovar (1999) describió un ambiente de plataforma terrígena somera, con una posible influencia deltaica, baja luminosidad, alta turbidez y bajas temperaturas, inferido por la diversidad de braquiópodos, presencia de gasterópodos y fragmentos de colonias de briozoos. Esto también por la presencia de areniscas calcáreas y areniscas intercaladas con lutitas, bancos de formas lenticulares, conglomerado y brechas de grano fino de alcance estratigráfico más amplio, desde el Wenlockiano (Silúrico medio) hasta el Emsiano (Devónico Inferior) (Gibson, 1992; Balinski, 2012). En discordancia con la Formación Vicente Guerrero, se encuentra sobrepuesta la Formación La Yerba, compuesta litológicamente por un flujo bandeado de riolita gris densa, de grano fino y brecha (Stewart *et al.*, 1999); respecto a la edad de esta formación, recientemente ha sido puesta en duda, sin llegar a un consenso general. Esto se debe a que Carrillo-Bravo (1961), por posición estratigráfica y algunos braquiópodos reportados, relaciona dicha sucesión estratigráfica con el Devónico. Posteriormente, Stewart *et al.* (1999), establecieron que podría presentar una edad Pre-Pensilvánica temprana, basándose en la posición estratigráfica.

c) **La Riolita Aserradero del Misisípico:** Es una unidad lávica bandeada que atestigua la existencia de un arco volcánico en la antigua margen occidental de Gondwana. Su edad, según la geocronología U-PB por ablación láser en circones, es de 340 a 348 millones de años (Casas-Peña *et al.*, 2021).

d) **La Formación Del Monte del Pensilvánico:** Cubre de manera disconforme a la Formación Vicente Guerrero, comenzando con conglomerados basales con grandes clastos de areniscas y limolitas negras, previamente denominados Conglomerado Naranjal. La parte superior está compuesta por calizas bioclásticas con abundantes granos de cuarzo, areniscas y limolitas, interpretadas como flujos de turbiditas asociados con flujos de detritos proximales. Para el Pensilvánico (Moscoviano), Stewart *et al.* (1999) mencionaron que la Formación del Monte se depositó en un ambiente de plataforma somera con un aporte constante de terrígenos por parte de un continente cercano. Subsecuentemente, para la Formación Guacamaya, del Pérmico inferior (Cisuraliano), Stewart *et al.* (1999), describieron que

la asociación fósil fue depositada en un ambiente tipo flysch, de aguas profundas y alta energía.

e) **La Formación Guacamaya del Pérmico Inferior:** Descrita como turbiditas de aguas profundas (depósitos tipo flysch) que contienen clastos volcánicos (Figura 9.4). Se compone de una alternancia rítmica de areniscas y lutitas de color gris formadas en abanicos submarinos profundos, por lo que presenta facies proximales, medias y distales, propios de cada evento asociado a una corriente turbidítica.



Figura 9.4. Turbiditas de la Formación Guacamaya.

9.4.2 Evolución Geológica

El modelo geológico del Grupo Tamatán corresponde a una cuenca de retroarco, situada en la antigua margen noroccidental de Gondwana, entre Oaxaquia y la zona continental de aquel entonces. A medida que el Océano Reico se fue cerrando paulatinamente, los sedimentos depositados en esta cuenca, junto con la fauna marina correspondiente, eran aportados inicialmente por Gondwana y, más tarde, también por Laurencia. Cuando el Océano Reico se cerró a fines del Pérmico, debido a la Orogenia Ouachita-Marathon-Sonora, esta cuenca se cerró y quedó atrapada entre las masas continentales, amalgamándose con los demás segmentos corticales para formar el Bloque Ciudad Victoria (Casas-Peña *et al.*, 2021).

En el Estado de Tamaulipas afloran rocas mesozoicas que están ampliamente expuestas en diversas localidades del estado, mismas que han sido objeto de estudios paleontológicos, litológicos, sedimentológicos, estratigráficos y geocronológicos (Fastovsky *et al.*, 1995; Montellano *et al.*, 2008; Cantú-Chapa, 2009, 2012; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010, 2014; Rubio Cisneros *et al.*, 2011; Alemán Gallardo *et al.*, 2019b). Una secuencia muy potente de lechos rojos de origen continental sobreyace al basamento Paleozoico y se encuentra aflorando especialmente en el Cañón del Huizachal, así como en los Cañones de Caballeros, La Peregrina y Novillo, el cual forma parte del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Figura 9.5). Dichas rocas fueron nombradas por Mixon *et al.* (1959) como Grupo Huizachal, posteriormente, Barboza-Gudiño *et al.* (2014) analizó dicho grupo, y lo subdividió en tres unidades: una correspondiente al Triásico (Formación El Alamar) y dos al Jurásico (Formación La Boca y La Joya). La Formación El Alamar está constituida bancos de areniscas conglomeráticas de color gris a ocre y café rojizo y limolitas expuestas en el Cañón del Novillo, La Peregrina y Caballeros (Barboza-Gudiño *et al.*, 2014). Estos mismos autores han determinado una edad del Triásico Tardío (216-214 Ma) mediante el fechamiento con zircones de U-Pb. También está expuesto el periodo Jurásico, representado por la Formación La Boca que aflora en el Cañón Huizachal. La unidad está constituida por intercalaciones de material volcánico, volcaniclástico y sedimentario; las últimas son principalmente lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados de color rojizo (Mixon *et al.*, 1959; Rubio Cisneros *et al.*, 2011; Barboza-Gudiño *et al.*, 2014).



Figura 9.5. Lechos rojos de la Formación Huizachal, Tamaulipas.

Las secuencias sedimentarias del Mesozoico en Tamaulipas, están representadas por las rocas conocidas como los lechos rojos del Triásico Superior del Grupo Huizachal y de la Formación la Boca del Jurásico, las que presentan amplios afloramientos en los cañones que cortan al anticlinorio Huizachal-Peregrina (Stewart *et al.*, 1999); donde también afloran unidades de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias del basamento Precámbrico-Paleozoico que conforman el Bloque Ciudad Victoria en el noreste de la SMOr. Se han llevado a cabo muchos estudios geológicos en las unidades estratigráficas que eventualmente se formaron por la colisión que originó al supercontinente de Pangea a nivel ecuatorial.

9.4.3 Contenido Paleontológico

El Paleozoico se caracteriza por presentar faunas de braquiópodos, crinoideos y trilobites (Boucot *et al.*, 1997; Buitrón-Sánchez *et al.*, 1998; Sour-Tovar *et al.*, 2005). Estos taxones han sido fundamentales para la datación y correlación estratigráfica de las rocas de la región. Se ha reportado que los ambientes en los que se desarrollaron estas biotas variaron desde plataformas continentales hasta áreas más profundas, reflejando cambios en los niveles del mar y condiciones paleoambientales a lo largo del tiempo (Figura 9.6).

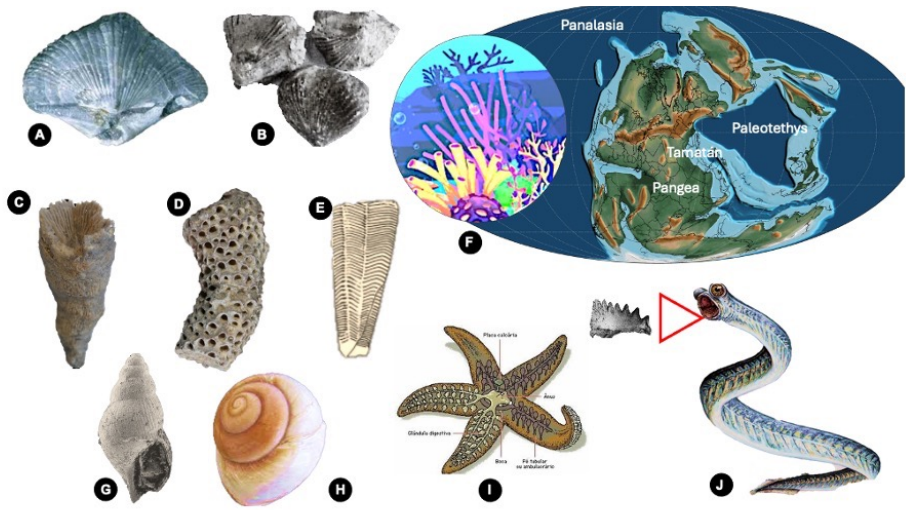


Figura 9.6. Biota representativa de la Cuenca Tamatán: (A-B) Braquiópodos; (C-E) Corales; (F) paleogeografía de la cuenca Tamatán; (G-H) Gasterópodos; (I) Equinodermos; (J) Conodontes.

En particular, en la Formación Cañón de Caballeros se ha documentado que, durante el Silúrico superior, una porción del territorio correspondía a la parte norte-noroeste de Gondwana, lo que se infiere a partir de las afinidades paleobiogeográficas de las faunas de braquiópodos (Boucot *et al.*,1997). La fauna del Silúrico reportada para esta cuenca comprende corales rugosos y tabulados, briozoos fenestélidos, trilobites, bivalvos rostroconchos y braquiópodos (Figura 9.7).



Figura 9.7. Estratos de la Formación Vicente Guerrero con poblaciones de braquiópodos.

Los braquiópodos más representativos corresponden a los siguientes géneros: *Delthyris* sp., *Sphaerirhynchia* sp., *Dalejina* sp., *Strophoprion* sp., *Pentamerus* sp., *Orbiculoidea* sp., *Isorthis* sp., *Howellella* sp., *Delthyris* sp., *Resserella* sp., *Dicoelosia* sp., *Leptaena "romboidalis", "Rhynchonella" aff. stricklandi, Atrypa "reticularis", Meristina* sp., *Eospirifer* sp. y *Cyrtia* sp, *Alispirifer tamaulipensis, Lamellosathyris lamellosa, Torynifer pseudolineatus, Syringothyris* cf. typa, *Yagonia collinsoni, Camarophorella* sp. y *Punctospirifer* sp. (Sour Tovar, 1999; Sour-Tovar y Martínez-Chacón, 2004; Sour Tovar *et al.*, 2005; Heredia *et al.*, 2021). También se reportan gasterópodos, trilobites dalmanítidos, corales rugosos y tabulados (favosítidos), así como columnas desarticuladas de pelmatozoos (Boucot *et al.*, 1997; Stewart *et al.*, 1999). Nuevos estudios (Casas-Peña *et al.*, 2024) reportan un abundante contenido de microfósiles correspondientes a foraminíferos bentónicos, como las que se ilustran en la figura 9.8.

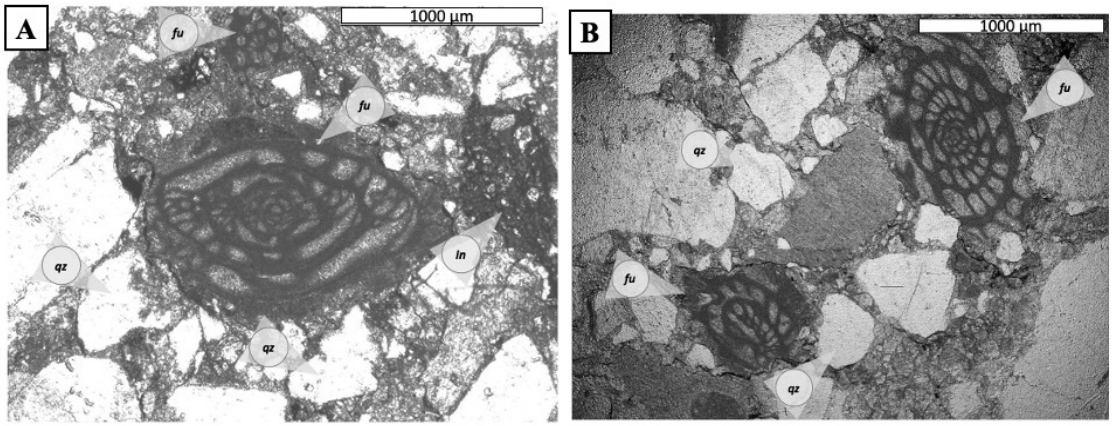


Figura 9.8. (**A**) Fotomicrografía de arenisca calcárea de talud de la Formación Del Monte (Pensilvánico Inferior-Medio) del Grupo Tamatán, Tamaulipas. ¿Se observan granos de cuarzo (qz), fragmentos de fusulínidos Protriticites sp.? (fu), e intraclastos (In). Imagen tomada en nicoles paralelos (NII) con un aumento de 4 X. (**B**) Fotomicrografía de arenisca calcárea de talud de la Formación Del Monte (Pensilvánico Inferior-Medop) del grupo Tamatán, Tamaulipas. Se observan granos de cuarzo subangulosos junto con fusulínidos (fu).

El contenido paleontológico en secuencias sedimentarias del Paleozoico de esta región de Tamaulipas se ha interpretado como una región con paleoambientes tropicales que alguna vez ocuparon el noroeste de Gondwana, tomando en cuenta la taxonomía de braquiópodos. Sin embargo, los braquiópodos reportados en la Formación Vicente Guerrero indican que para el Misisípico inferior, Tamaulipas se ubicó al sudoeste de Laurasia, así como al sureste de la Provincia del Continente Medio o "Mid-Continent" (Sour-Tovar, 1999), debido a la similitud con faunas de Norteamérica. Incluso también se correlacionan con las depositadas en rocas de Oaxaca que, en conjunto con una porción de Hidalgo, se ha señalado que formaron parte del microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Centeno-García, 2005). Se considera que al final del Pérmico, tanto la Provincia del Continente Medio como la Provincia Apalachiana de Norteamérica se fusionaron parcialmente, cerrando el Proto-Tetis, debido al desplazamiento de las placas litosféricas que originarían la Pangea (Sour Tovar, 1999). Además, la presencia de los fósiles de braquiópodos, trilobites, crinoideos, briozoos y corales como principales componentes de las potentes secuencias siliciclásticas del Paleozoico en Tamaulipas se ha interpretado como un reflejo de la predominancia de paleoambientes de plataformas terrígenas someras (Boucot *et al.*, 1997; Sour Tovar, 1999).

Entre el Triásico Superior y Jurásico Inferior, Tamaulipas formó parte de la región occidental de Pangea, tiempo durante el cual se depositaron sedimentos continentales que dieron origen a las secuencias rojizas del valle del Huizachal (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Durante la posterior evolución de la cuenca, ya en el Mesozoico y en Paleógeno, se han descrito faunas de vertebrados continentales, compuestas por los mamíferos *Bocatherium mexicanum*, *Bocaconodon tamaulipensis* y *Huasteconodon wiblei* entre otros (Clark y Hopson, 1995; Montellano *et al.*, 2008).

Recientemente se realizó una revisión detallada sobre el contenido paleontológico en las secuencias sedimentarias expuestas en el estado Tamaulipas, resaltando la importancia de los fósiles como herramientas clave para entender la evolución paleogeográfica y los eventos ambientales que han moldeado la historia geológica de la región (Becerra-Rodríguez *et al.*, 2021); esta revisión concluye que aún hay pocos estudios sobre diversos grupos de fósiles a nivel individual. Por ejemplo, el Mesozoico de Tamaulipas refleja la transición de ecosistemas marinos y la influencia de eventos geológicos ocurridos en el noreste de México. La biota de microfósiles incluye calpionélidos (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2012) y foraminíferos bentónicos asociados al límite K/Pg (Alegret y Thomas, 2001; Alegret *et al.*, 2002). El contenido de invertebrados incluye amonites (Cantú-Chapa, 2012; Ifrim y Stinnesbeck, 2013). Cabe resaltar que la presencia de invertebrados ha sido la más estudiada, en particular, los ammonites, Cantú-Chapa (2012) reportó a *Hegaratella baezi* y determinó que durante el Berriasiano (Cretácico inferior) el Estado de Tamaulipas formó parte de la región occidental del mar de Tethys, que se encontraba conectada con ciertas regiones de Europa (Becerra Rodríguez *et al.*, 2021).

En cuanto a los vertebrados fósiles, hay reportes del Jurásico en la Localidad del Cañón Huizachal Peregrina de la Formación La Boca con presencia de mamíferos (Clark y Hopson, 1985; Montellano *et al.*, 2008), reptiles (Reynoso, 1996, 2005; Reynoso y Clark, 1998), algunos dinosaurios terópodos, ornitisquios y cocodrilos neosúquidos (Clark y Hernández-Rivera, 1994; Clark *et al.*, 1998).

Durante el Cenozoico, para el Paleógeno y Neógeno, se tienen registros de bivalvos y gasterópodos reportados en el trabajo de Gardner de 1945 *"Mollusca of the Tertiary*

Formations of Northeastern Mexico", además de equinoideos (González Terrazas, 2006) y presencia de abundantes foraminíferos (Keller *et al.*, 1994), los cuales están abundantemente distribuidas a lo largo de la secuencia cenozoica y que en conjunto han permitido el establecimiento de las edades y los paleoambientes.

La Figura 9.9 es un esbozo del modelo de la Cuenca paleozoica de Tamatán, donde se muestra la posición del arco magmático y el basamento metamórfico.

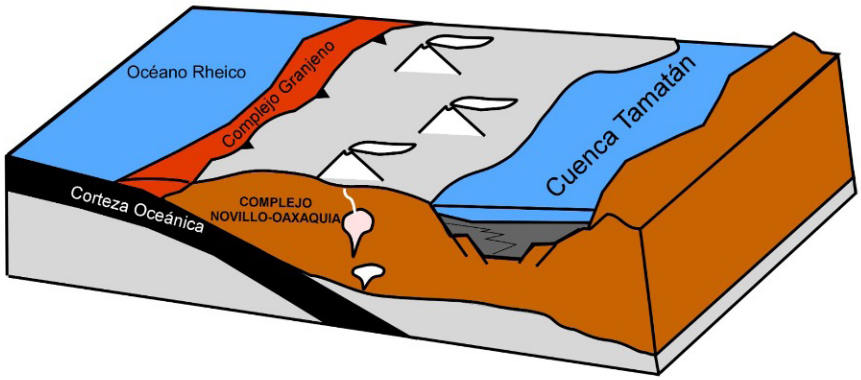


Figura 9.9. Modelo de cuenca retro-arco para Tamatán, Tamaulipas, durante el paleozoico.

9.5 Conclusiones

Tamaulipas posee valiosa información para el entendimiento de la historia geológica del noreste mexicano debido a los cambios en el nivel del mar y a la evolución de sus cuencas sedimentarias, cuyas secuencias sedimentarias y fósiles han permito realizar reconstrucciones paleoambientales de gran relevancia, como la presencia de una cuenca de retroarco durante el Paleozoico, denominada Cuenca de Tamatán.

El Paleozoico se caracteriza principalmente por faunas compuestas de diferentes invertebrados como braquiópodos, crinoideos y trilobites (Boucot *et al.*, 1997; Buitrón-Sánchez *et al.*, 1998; Sour Tovar *et al.*, 2005; Becerra Rodríguez *et al.*, 2021), mientras que para las secuencias mesozoicas ocurren comúnmente calpionélidos (Eguiluz *et al.*, 2012) y amonites (Imlay, 1937, 1938, 1940;

Cantú-Chapa, 2012; Ifrim y Stinnesbeck, 2013). Por otro lado, existen varios estudios que reportan foraminíferos bentónicos, pertenecientes al denominado límite K/Pg (Alegret y Thomas, 2001; Alegret *et al.*, 2002); en tanto que para el Paleógeno y Neógeno se han descrito varios taxones de bivalvos, gasterópodos y equinoideos (Israelsky, 1933; Gardner, 1945).

Cabe resaltar que en localidades como el Cañón del Novillo (Victoria), "El Cielo" (Gómez Farías), Cañón de la Servilleta (Mante), así como en los yacimientos de los municipios de Bustamante, Hidalgo, Tula y San Carlos, afloran rocas sedimentarias con potencial fosilífero que no han sido estudiadas a profundidad.

9.5.1 Agradecimientos

Para la elaboración de este capítulo, se agradece el apoyo financiero del proyecto Conahcyt-2023-CF-2439.

9.6 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿De qué edad son las rocas metamórficas más antiguas que constituyen el basamento que aflora en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina?

   a) Grenviliano
   b) Paleógeno
   c) Neógeno
   d) Cretácico

2. Periodo durante el cual se desarrolló una subducción activa que por acresión metamorfoseó las rocas en la Cuenca de Tamatán.

   a) Cámbrico al Ordovícico
   b) Devónico al Carbonífero
   c) Pensilvánico al Pérmico
   d) Triásico al Jurásico

3. ¿Desde el punto de vista tectónico, que tipo de cuenca sedimentaria es la Cuenca de Tamatán, Tamaulipas?

   a) Cuenca de antepaís
   b) Cuenca de rift
   c) Cuenca de retroarco
   d) Cuenca oceánica

4. De las siguientes unidades estratigráficas, ¿cuál es la más antigua expuesta en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina?

   a) Miembro Caliza Santa Anna
   b) Esquisto Granjeno
   c) Riolita Aserradero
   d) Grupo Tamatán

5. ¿Qué evidencias aporta la Riolita Aserradero del Misisípico sobre el antiguo margen occidental de Gondwana?

a) Presencia de una cuenca oceánica profunda
b) Existencia de un arco volcánico
c) Formación de una dorsal meso-oceánica
d) Acumulación de sedimentos fluviales

6. Es la unidad estratigráfica que se depositó en un ambiente de plataforma somera con un aporte constante de terrígenos por parte de un continente cercano:

a) Formación Guacamaya
b) Formación Vicente Guerrero
c) Formación la Yerba
d) Formación del Monte.

7. ¿Qué evento geológico marcó el cierre de la Cuenca de Tamatán y su integración al Bloque de Ciudad Victoria?

a) La apertura del Océano Atlántico
b) La colisión de Laurentia con África
c) La Orogenia Ouachita-Marathon-Sonora
d) El levantamiento de la Sierra Madre Oriental

8. ¿De qué edad es la Formación La Boca?

a) Triásico Tardío (216-214 Ma)
b) Misisípico (348-340 Ma)
c) Silúrico (423-419 Ma)
d) Devónico Medio (393-387 Ma)

9. Es una formación del Silúrico compuesta por conglomerados con clastos volcánicos, areniscas y calizas depositadas en condiciones marinas poco profundas:

a) Formación Vicente Guerrero
b) Formación Cañón de Caballeros
c) Formación del Monte
d) Formación la Yerba

10. Unidades que corresponden al Mesozoico de Tamaulipas del Grupo Huizachal.

a) Formación la Joya y depósitos carbonatados
b) Afloramientos del basamento del Cretácico Superior
c) Formación Alamar y rocas de rift
d) Lechos rojos del Triásico Superior y Jurásico Inferior

11. ¿Cuáles son los grupos de faunas del Paleozoico de la Cuenca de Tamatán que han sido fundamentales para la datación y correlación estratigráfica?

a) Dinosaurios, ammonites y braquiópodos
b) Braquiópodos, crinoideos y trilobites
c) Corales, esponjas y briozoos
d) Moluscos, foraminíferos y conodontos

12. Es la fauna típica del Silúrico en la Cuenca de Tamatán:

a) *Eospirifer* sp. y *Cyrtia* sp
b) *Bocatherium mexicanum* y *Bocaconodon tamaulipensis*
c) *Fusuliniella* sp. Y *Mirella* sp.
d) *Idignathoides* sp., *Neognathodus* sp.

13. ¿Qué indican los braquiópodos en la Formación Vicente Guerrero sobre la ubicación de la región de Tamaulipas durante el Misisípico Inferior?

a) Que Tamaulipas se ubica al norteste de Gondwana
b) Que Tamaulipas se ubica al sudoeste de Laurasia y al sureste del *Mid-Continent*
c) Que Tamaulipas formaba parte de la plataforma marina del Atlántico
d) Que Tamaulipas estaba cerca del ecuador dentro de Pangea

14. ¿En qué tiempo geológico se fusionan parcialmente la Provincia del Continente Medio con la Provincia Apalachiana de Norteamérica, cerrando el Prototethys, debido al desplazamiento de las placas litosféricas que originaron la Pangea?

a) Silúrico
b) Misisípico Inferior
c) Pérmico
d) Devónico

15. ¿Qué condiciones tectónicas se han propuesto para desarrollo de las secuencias sedimentarias del Grupo Tamatán durante el Silúrico-Pérmico?.

a) Retro-arco
b) Rift oceánico
c) Plataforma marina estable
d) Pull apart regional

16. ¿Cuáles son los principales microfósiles descritos para la Formación del Monte?

a) Conodontos
b) Polen
c) Acritarcas
d) Fusulínidos

17. ¿Cuál es la biota microfósil principal del Mesozoico en la Cuenca de Tamatán?

a) Calpionélidos y foraminíferos bentónicos
b) Calpionélidos y foraminíferos planctónicos
c) Polen y esporas
d) Conodontos y briozoos

18. ¿Qué fósiles vertebrados que se han reportado en la Formación La Boca en el Cañón Huizachal-Peregrina?

a) Mamíferos, reptiles, dinosaurios terópodos y cocodrilos.
b) Mamíferos, aves, tiburones y reptiles marinos.
c) Mamíferos, aves y peces.
d) Peces, reptiles marinos y dinosaurios terópodos.

19. ¿Cuál es la región del mar de Tetis que formaba parte de Tamaulipas durante el Berriasiano?

a) Región oriental del mar de Tetis.
b) Región occidental del mar de Tetis.
c) Región central del mar de Tetis.
d) Región sur del mar de Tetis.

20. ¿Cuál es la fauna representativa del Cenozoico en la Cuenca de Tamatán?

a) Foraminíferos bentónicos y calpiónelidos.
b) Braquiópodos, crinoideos y trilobites.
c) Mamíferos, peces y reptiles.
d) Bivalvos, gasterópodos y equinoideos.

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	d)	11.	b)	16.	d)
2.	c)	7.	c)	12.	a)	17.	a)
3.	c)	8.	a)	13.	d)	18.	a)
4.	b)	9.	a)	14.	c)	19.	b)
5.	b)	10.	d)	15.	a)	20.	d)

9.7 Bibliografía

Alemán-Gallardo, E.A., Ramírez-Fernández, J.R., Weber, B., Velasco-Tapia, F., Casas-Peña, J.M. (2019a) Novillo Metamorphic Complex, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Tamaulipas, Mexico: Characterization and development based on whole-rock geochemistry and Nd-isotopic ratios, *Journal of South American Earth Sciences* 96 (102382),https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102382.

Alemán-Gallardo, E. A., Ramírez-Fernández, J. A., Rodríguez-Díaz, A. A., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Cruz-Gámez, E. M., De León-Barragán, L., Navarro-De León, I. (2019b). Evidence for an Ordovician continental arc in the pre-Mesozoic basement of the Huizachal–Peregrina anticlinorium, Sierra Madre Oriental, Mexico: Peregrina Tonalite. *Mineralogy and Petrology, 113*(4), 505-525. https://doi.org/10.1007/s00710-019-00660

Alegret, L., & Thomas, E. (2001). Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic foraminifera from northeastern Mexico. *Micropaleontology, 47*(4), 269–316. https://doi.org/10.2113/47.4.269.

Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Liesa, C., Meléndez, A., Molina, E., & Thomas, E. (2002). The Cretaceous/Tertiary boundary: sedimentology and micropalaeontology at El Mulato section, NE Mexico. *Terra Nova, 14*(5), 330–336. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00425.x.

Baliński, A. (2012). The brachiopod succession through the Silurian-Devonian boundary beds at Dnistrove, Podolia, Ukraine. *Acta Palaeontologica Polonica, 57*(4), 897–924. https://doi.org/10.4202/app.2011.0138.

Barboza-Gudiño, J.R., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Zavala-Monsiváis, A., & López-Doncel, R.A. (2014). Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31*(3), 303–324. https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2014.3.236.

Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., & Valencia, V.A. (2011). Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63*(2), 201–216.

Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., & Barajas-Nigoche, L.D. (2010). Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere, 6*(5), 621-640. https://doi.org/10.1130/GES00545.1.

Becerra-Rodríguez, Ángel G., Torres-Martínez, Miguel A., Correa-Sandoval, Alfonso, (2021) Revisión bioestratigráfica y paleoambiental de los protistas e invertebrados marinos de Tamaulipas, México, *Paleontología Mexicana 10* (1), 53-70

Boucot, A.J., Blodgett, R., Stewart, J.H., (1997) European province late Silurian brachiopods from the Ciudad Victoria area, Tamaulipas, northeastern Mexico: *Geological Society of America, Special Paper* 321, 273-294. https://doi.org/10.1130/0-8137-2321-3.273

Buitrón-Sánchez, B.E., Arellano-Gil, J., & Flores de Dios, L.A. (1998). Crinoides del Pensilvánico del Cañón de la Peregrina, Estado de Tamaulipas, México (resumen). En *Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, México D.F., México: Unión Geofísica Mexicana, 55.

Cameron, K. L., Lopez, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Keppie, J. D., & Schulze, C. (2004). U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from eastern and southern Mexico. In R. P. Tollo, J. McLelland, L. Corriveau, & M. J. Bartholomew (Eds.), *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*.

Campa, M.F. & Coney, P.J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 1040–1051.

Cantú-Chapa, A. (2009). Ammonites of the Cretaceous Taraises and lower Tamaulipas formations in eastern Mexico. En Bartolini, C., & Román Ramos, J.R. (Eds.), *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico* (pp. 191–216). American Association of Petroleum Geologists Memoir, 90.

Carrillo-Bravo, J. (1959). Notas sobre el Paleozoico de la región de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, v. 11, nos. 11 and 12, p. 673–681.

Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, v. 13, p. 1–98.

Casas-Peña, J.M., Navas-Parejo, P., Jenchen, U., & Ramírez-Fernández, J.A. (2024). Pennsylvanian conodonts and microfacies from northeastern Mexico (Tamatán Group, Ciudad Victoria Block).

Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 130(2). https://doi.org/10.54103/2039-4942/22324.

Casas-Peña, J.M., Ramírez-Fernández, J.A.., Velasco-Tapia, F., Alemán-Gallardo, E.A., Augustsson, C., Weber, B., Frei, D., Jenchen, U. (2021) Provenance and tectonic setting of the Paleozoic Tamatán Group, NE Mexico: Implications for the closure of the Rheic Ocean, *Gondwana Research* 91, 205-230. https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.012.

Centeno-García, E. (2005) Review of upper Paleozoic and lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments, central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. *Geological Society of America, Special Paper,* 393, 233–258. https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.233.

Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., and Ortega-Gutiérrez, F. (1993) Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology* 21, 419–422.

Clark, J., Hopson, J. Distinctive mammal-like reptile from Mexico and its bearing on the phylogeny of the Tritylodontidae. Nature 315, 398–400 (1985). https://doi.org/10.1038/315398a0

Coney, P.J., & Campa, M.F. (1987) Lithotectonic terrane map of Mexico (west of the 91st meridian). U.S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map, MF1874-D.

Cossio-Torres, T. (1998) El basamento Huizachal-Peregrina, Tesis de Maestría. Faculta de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 199 pp.

De Cserna, Z. (1971) Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico. *Geologische Rundschau,* 60(4), 1488–1513.

De Cserna, Z., Delevaux, M.H., & Harris, D.C. (1977) Datos isotópicos, mineralógicos y modelo genético propuesto para los yacimientos de plomo, zinc y plata de Fresnillo, Zacatecas, México. *Revista Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, 1*(1), 110–116.

Dickinson, W.R., & Lawton, T.F. (2001) Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 113*(9), 1142–1160.https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00026-2

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., & Marrett, R. (2000) Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1–26.

Eguiluz-de Antuñano, S., Olivares-Ramos, D., & López-Martínez, R. (2012) Discordancia entre el Jurásico y Cretácico en Huizachal, Tamaulipas, México. Su posible correlación con un límite de secuencia global. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 29*(1), 87–102.

Fastovsky, D. E., Clark, J. M., Strater, N. H., Montellano, M., Hernandez, R. R., & Hopson, J. A. (1995) Depositional environments of a Middle Jurassic vertebrate assemblage, Huizachal Canyon, México. *Journal of Vertebrate Paleontology,* 15, 561–575.https://doi.org/10.1080/02724634.1995.10011249

Fries, C., Schmitter, E., Damon, P. E., Livingston, D. E., & Erickson, R. (1962) Edad de las rocas metamórficas de los cañones de la Peregrina y de Caballeros parte centro-occidental de Tamaulipas. *Boletín del Instituto de Geología,* 64, 55–69.

Gardner, J. (1945) Mollusca of the Tertiary Formations of Northeastern Mexico. *Geological Society of America, Memoir, 11*, 1–322. https://doi.org/10.1130/MEM11

Gibson, M. A. (1992) Some epibiont-host and epibiont-epibiont relationships from the Birdsong Shale Member of the Lower Devonian Ross Formation (west-central Tennessee, U.S.A.). *Historical Biology, 6*(2), 113–132. https://doi.org/10.1080/10292389209380422

Girty, G. H. (1926) A new area of Carboniferous rocks in Mexico: Science 63 (1628), 286–287.

Gonzalez Terrazas, Daniel. (2006). "Estudio paleontológico de algunos equinoideos terciarios de la localidad Guadalupe Victoria, Municipio de Abasolo, Tamaulipas Mexico". (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, México. Recuperado de https://repositorio.unam.mx/contenidos/254139

Gursky, H.-J. (1996) Paleozoic stratigraphy of the Peregrina Canyon area, Sierra Madre Oriental: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie,* Teil I, Heft 7/8, p. 973–989

Ifrim, C., & Stinnesbeck, W. (2013). Ammonoids from the Maastrichtian (Late Cretaceous) at El Zancudo, Nuevo Laredo, Tamaulipas, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65*(1), 189–200. http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2013v65n1a14

Imlay, R. W. (1937). Lower Neocomian fossils from the Miquihuana Region, Mexico. *Journal of Paleontology, 11*(7), 552–574.

Imlay, R. W. (1938). Ammonites of the Taraises Formation of northern Mexico. *Geological Society of America, Bulletin, 49,* 539–602. https://doi.org/10.1130/GSAB-49-539

Imlay, R. W. (1940). Neocomian faunas of northern Mexico. *Geological Society of America, Bulletin, 51,* 117–190. https://doi.org/10.1130/GSAB-51-117

Israelsky, M. C. (1933). A new species of echinoids from Tamaulipas, México. *San Diego Society of Natural History Transactions, 8*(22), 275–276.

Keller, G., Stinnesbeck, W., & Lopez-Oliva, J. G. (1994). Age, deposition and biotic effects of the Cretaceous/Tertiary boundary event at Mimbral, NE Mexico. *Palaios, 9*(2), 144-157. https://doi.org/10.2307/3515102

Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion-year odyssey. *International Geology Review, 46*(9), 765–794.

Keppie, J. D., & Ortega-Gutiérrez, F. (1995). Provenance of Mexican terranes: Isotopic constraints. *International Geology Review,* 37, 813–824.

Keppie, J. D., & Ortega-Gutiérrez, F. (1999). Middle American Precambrian basement: A missing piece of the reconstructed 1 Ga orogen. En V. A. Ramos & J. D. Keppie (Eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea* (Vol. 336, pp. 199–210). Geological Society of America Special Paper.

Mansilla, T. M. (1988). *Metamorphes grundgebirge und Halotektonisch geprägte Deckschichten im Raum Aramberri, Sierra Madre Oriental, Mexico* (Tesis de diploma), Fachbereich Geowissenschaften, Westfälischen Wilhelms-Universität Münster.

McDowell, F. W., Housh, T. B., & Wark, D. A. (1999). Nature of the crust beneath west-central Chihuahua, Mexico, based upon Sr, Nd, and Pb isotopic compositions at the Tomóchic volcanic center. *Geological Society of America Bulletin, 111*(6), 823-830.

Mendoza, O. T., & Suástegui, M. G. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): Implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences, 13*(4), 297–324.

Mickus, K., & Montana, C. (1999). Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data. En C. Bartolini, J. L. Wilson, & T. F. Lawton (Eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico* (Vol. 340, pp. 357–371). Geological Society of America Special Paper.https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.357

Mixon, R. B., Murray, G. E., & Diaz, T. G. (1959). Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists,* 43, 757–771.

Montellano, M., Hopson, J. A., & Clark, J. M. (2008) Late Early Jurassic mammaliaforms from Huizachal Canyon, Tamaulipas, México. *Journal of Vertebrate Paleontology, 28*(4), 1130–1143. https://doi.org/10.1671/0272-4634-28.4.1130

Mülleried, F. K. G. (1946). Geología del Estado de Nuevo León: Universidad Autónoma de Nuevo León, Inst. invs. Cient. Annales, 1(1), 167-199.

Ortega-Gutiérrez F. (1978). El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Revista del Instituto de Geología (México) 2: 19–30

Ortega-Gutiérrez F, Ruiz J, Centeno-García E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. Geology 23:1127–1130.

Ramírez-Ramírez, C. (1992). Pre-Mesozoic geology of Huizachal- Peregrina Anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico (PhD thesis), Universidad de Austin, Texas, USA.

Reynoso, V. H. (1996). A Middle Jurassic Sphenodon-like sphenodontian (Diapsida: Lepidosauria) from Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology, 16,* 210–221. https://doi.org/10.1080/02724634.1996.10011309

Reynoso, V. H., & Clark, J. M. (1998). A dwarf sphenodontian from the Huizachal Formation of Tamaulipas, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology, 18*, 333–338. https://doi.org/10.1080/02724634.1998.10011061

Reynoso, V. H. (2005). Possible evidence of a venom apparatus in a Middle Jurassic sphenodontian from the Huizachal red beds of Tamaulipas, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology, 25,* 646–654. https://doi.org/10.1671/02724634(2005)025[0646:PEOAVA]2.0.CO;2

Rubio-Cisneros, I. I., Ramírez-Fernández, J. A., & García-Obregón, R. (2011). Análisis preliminar de procedencia de rocas clásticas jurásicas del valle de Huizachal, Sierra Madre Oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63*(2), 137-156. http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a1

Ruiz, J., Patchett, P. J., & Ortega-Gutiérrez, F. (1988). Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin, 100*(2), 274-281. DOI: 10.1130/0016-7606(1988)100<0274:PAPBTO>2.3.CO;2

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper 278,* 153.

Sour-Tovar, F., & Martínez Chacón, M. L. (2004). Braquiópodos chonetoideos del Carbonífero de México. *Spanish Journal of Palaeontology, 19*(2), 125-138. https://doi.org/10.7203/sjp.19.2.20527

Sour-Tovar, F. (1999). Braquiópodos del Misisípico Inferior (Osageano) de la Formación Vicente Guerrero en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, Norte de Ciudad Victoria, Tamaulipas, México. (Tesis doctoral), *Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México,* 69 pp.

Sour-Tovar, F., Álvarez, F., & Martínez-Chacón, M. L. (2005). Lower Mississippian (Osagean) spire-bearing brachiopods from Cañón de la Peregrina, north of Ciudad Victoria, Tamaulipas, northeastern Mexico. *Journal of Paleontology, 79*(3), 469–485. https://doi.org/10.1666/0022-3360(2005)079%3C0469:LMOSBF%3E2.0.CO;2

Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., López-Ramos, R., & Keppie, J. D. (1999). Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico. *Geological Society of America, Special Paper,* 336, 227–252. https://doi.org/10.1130/0-8137-2336-1.227

Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., Guerrero-Suástegui, M., (1995). Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc, *Geofísica Internacional 34*(1), 3-22. chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://pdfs.semanticscholar.org/37ee/9bfb904c3a76f3353905a48933036044c630.pdf

Trainor, R.J., r, R. Damian Nance, R., Duncan Keppiee, J., 2011, Tectonothermal history of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss of eastern Mexico: support for a coherent Oaxaquia microcontinent, RMCG 28, Num. 3, 2011, p. 580-592. https://www.scielo.org.mx/pdf/rmcg/v28n3/v28n3a18.pdf

Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hodkinson, D. G., & Roldán-Quintana, J. (2001). A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. Geological Society of America Bulletin, 113(11), 1409-1422. DOI:10.1130/0016-7606(2001)113<1409:ACAISO>2.0.CO;2

Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K., Ruiz, J., 2010, U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of lower crust from central- southern Mexico – Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm: Precambrian Research, 182, 149-162.

10 Plataforma paleozoica de Olinalá

María Catalina Gómez Espinosa, Edgar Juárez Arriaga, Joanna Sayuri Herrera Martínez, José Luis García Díaz y Luis Antonio Flores de Dios González.

Sumario

10.1. Resumen
10.2. Abstract
10.3. Introducción
10.4. Generalidades
10.4.1. Ubicación
10.4.2. Estado del arte
10.5. Tipo de plataforma
10.5.1. Características geográficas regionales y distribución de la sucesión
10.5.2. Sedimentología
10.5.3. Estratigrafía
10.5.4. Geología Estructural
10.5.5. Contenido paleontológico
10.5.6. Evolución geológica
10.5.7. Modelo plataforma
10.6. Consideraciones económicas
10.7. Conclusiones
10.7.1. Agradecimientos
10.8. Autoevaluación
10.9. Bibliografía

10.1 Resumen

La Formación Olinalá es un sistema terrígeno-carbonatado del Pérmico Superior que se localiza al sur de México. Sus vestigios están expuestos en el flanco oeste del sinclinal Olinalá-Huamuxtitlán en el Estado de Guerrero. Se trata de una sucesión sedimentaria de cerca de 900 m de espesor constituida por capas de conglomerado, lutita, arenisca y caliza. Su arquitectura estratigráfica y distribución de facies indican que esta sucesión tuvo una historia sedimentaria compleja, cuyo depósito inició en un ambiente costero que posteriormente cambió a una plataforma carbonatada tipo rampa homoclinal. La base de la sucesión incluye estratos continentales de origen fluvial de edad Wordiano que cambian gradualmente a depósitos deltaicos con algunos niveles de lutita carbonosa. La parte media de la unidad contiene el registro de una plataforma carbonatada que evolucionó a una rampa media durante el Guadalupiano. Finalmente, la cima de la formación incluye depósitos clásticos finos de rampa externa. Las evaluaciones económicas indican que esta sucesión carece de yacimientos minerales de importancia económica en el subsuelo.

10.2 Abstract

The Olinalá Formation is a terrigenous-carbonate system from the upper Permian, located south of Mexico. Its remains are exposed on the western flank of the Olinalá-Huamuxtitlán syncline in the State of Guerrero. It is a sedimentary succession about 900 m thick, comprising conglomerate, shale, sandstone, and limestone beds. Its stratigraphic architecture and facies distribution indicate that this succession had a complex sedimentary history, whose deposition began in a coastal environment that later changed to a carbonate homoclinal ramp. The base of the succession includes continental strata of fluvial origin of Wordian age that gradually change to deltaic deposits with some levels of carbonaceous shale. The middle part of the unit contains the record of a healthy carbonate platform developed in the deep ramp during the Guadalupian age. Finally, the upper part of the formation includes fine clastic deposits of the outer ramp. Economic evaluations indicate that this Permian succession does not contain mineral deposits of economic significance.

10.3 Introducción

El descubrimiento de rocas pérmicas en el noreste del estado de Guerrero en la década de 1980 generó un cambio significativo en la interpretación de la historia geológica del Paleozoico del sur de México. Estas rocas fueron agrupadas en la Formación Olinalá y representan una de las localidades paleozoicas más meridionales de Norteamérica (Flores de Dios, 1986; Ortega-Obregón *et al.*, 2009; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020).

Esta unidad litoestratigráfica contiene un registro rocoso relativamente continuo y con afloramientos que permiten dilucidar su evolución sedimentaria (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020) y ayudan a comprender de mejor manera su relación estratigráfica con las rocas del basamento, constituido en la región por el complejo Acatlán (Ortega-Obregón *et al.*, 2009), del cual proceden parte de los sedimentos.

La región es drenada por el río Las Lluvias, que labra un profundo cañón en la terminación periclinal del sinclinal que, aunado con los afloramientos de su flanco occidental, ofrecen excelentes exposiciones de roca que han permitido realizar trabajos geológicos y paleontológicos detallados de la cobertura sedimentaria tanto Paleozoica como Jurásica que lo constituyen.

10.4 Generalidades

10.4.1 Ubicación

Las rocas pérmicas que constituyen la zona de análisis se ubican en la Sierra Madre del Sur, dentro del Terreno Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993). Los mejores afloramientos se encuentran en el sinclinal Olinalá-Huamuxtitlán (sinclinal La Carbonera), dentro de la región fisiográfica denominada Montaña de Guerrero, situada a una elevación de entre 1,300 y 2,000 m sobre el nivel del mar (Flores de Dios y Buitrón, 1982; Corona-Esquivel, 1983, 1985; Flores de Dios, 1986; Juárez-Arriaga, 2006; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020), Figura 10.1.

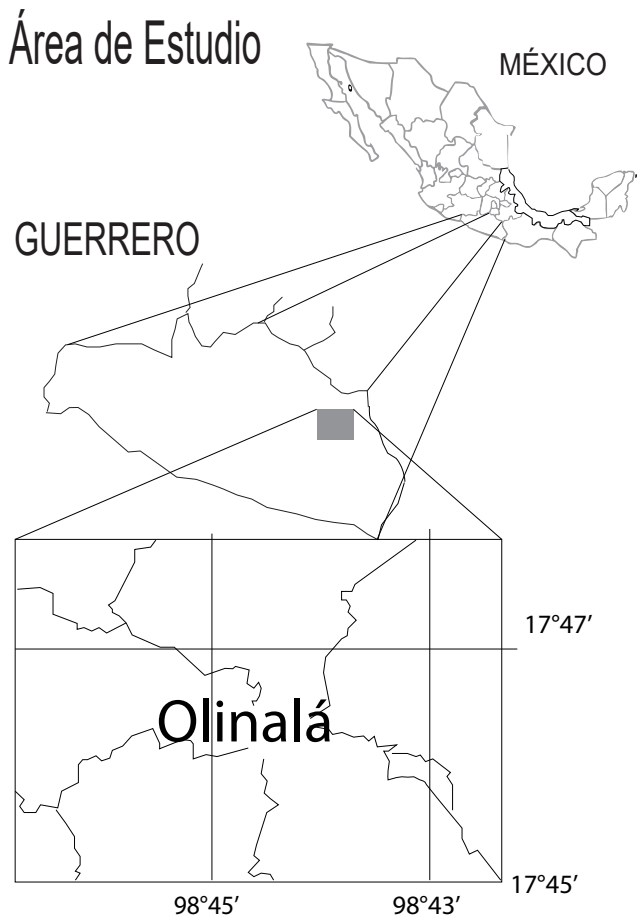


Figura 10.1. Mapa de localización de la Formación Olinalá, el área de estudio está representada por el recuadro gris.

10.4.2 Estado del arte

Los primeros trabajos que reconocen a las rocas tratadas en esta revisión como una unidad fueron hechos por Corona-Esquivel (1978) y Larrabe y Cárdenas (1982); quiénes las consideraron como parte de la Formación Rosario del Grupo Consuelo, del Jurásico Superior. Poco después esta sucesión fue descrita por Flores de Dios y Buitrón (1982) como Formación Olinalá, simultáneamente, Corona-Esquivel (1982, 1983) propone denominarla Formación Los Arcos. En ambos estudios, la sección tipo de esta unidad litoestratigráfica fue establecida a lo largo de la barranca de Los Arcos, un estrecho cañón ubicado al noreste del poblado de Olinalá. En este trabajo, usaremos el término Formación Olinalá

para referirnos a la sucesión sedimentaria terrígeno-carbonatada del Pérmico expuesta en la Montaña de Guerrero.

Esta sucesión sedimentaria ha sido ampliamente estudiada debido a la buena calidad y acceso a sus afloramientos, así como por la gran variedad y buena conservación de su conjunto fósil. Las descripciones litológicas más completas han permitido documentar la evolución sedimentaria de la Formación Olinalá (e.g., Corona-Esquivel, 1983; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Estos trabajos han abordado su estudio siguiendo distintos criterios en función de los objetivos perseguidos, por lo que no existe una división única y formal de esta unidad. No obstante, se han reconocido tres grandes paquetes con base en sus características litológicas distintivas, los que han sido utilizados con frecuencia en la literatura geológica y serán descritos con mayor detalle en el apartado de Estratigrafía.

Por otro lado, los estudios paleontológicos más destacados se enfocan en la descripción taxonómica y el establecimiento de las afinidades paleogeográficas de su fauna y flora fósil (e.g., Silva-Pineda, 1991; González-Arreola *et al.*, 1994; Esquivel-Macías, 1996; López-López, 1997; Silva-Pineda *et al.*, 1998, 2000; Esquivel-Macías *et al.*, 2004; Guerrero-Sánchez y Quiroz-Barroso, 2013). Asimismo, los fósiles han sido valiosas herramientas para establecer la edad de la unidad. Inicialmente, la Formación Olinalá fue asignada al Pensilvaniano Tardío-Triásico con base en el conjunto fósil identificado por Flores de Dios y Buitrón (1982). Sin embargo, la presencia de amonites del género Stacheoceras en la parte superior de la sucesión permitió restringir su edad al Pérmico Tardío (Corona-Esquivel, 1982). Esta edad fue confirmada en investigaciones posteriores con base en el estudio de foraminíferos, crinoideos, braquiópodos, bivalvos y amonites (e.g., Vachard *et al.*, 1993; González-Arreola *et al.*, 1994; Esquivel-Macías, 1996; Silva-Pineda *et al.*,1998, 2000; Sour-Tovar *et al.*, 2009; Guerrero-Sánchez y Quiroz-Barroso, 2013). Finalmente, la edad máxima de depósito de 268 ± 5 Ma calculada para la base de la Formación Olinalá con base en el análisis U-Pb en granos de circón detrítico, concuerda con la edad bioestratigráfica determinada en trabajos previos para esta parte de la unidad (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020).

10.5 Tipo de plataforma

Las primeras investigaciones dieron cuenta de que las rocas de la Formación Olinalá constituyen un sistema sedimentario complejo. Corona-Esquivel (1982, 1983) reportó la presencia de depósitos marinos y litorales que consideró el resultado de transgresiones marinas. Estudios posteriores pusieron su interés en las rocas carbonatadas de esta formación. Vachard *et al.* (1993) reportaron la presencia de biohermas, los cuales posteriormente fueron interpretados por Flores de Dios *et al.* (2000) y Silva-Pineda *et al.* (2003) como montículos de lodo carbonatado (*carbonate mud-mounds*) formados en la parte profunda de una rampa carbonatada. Al mismo tiempo, Gutiérrez-Quinto (2002) estudió el miembro carbonatado de la unidad y concluyó que estos depósitos eran parte de una plataforma con parches y montículos arrecifales. Cabe destacar que estas investigaciones permitieron conocer con detalle las características texturales del miembro carbonatado y las posibles condiciones de su depósito. Sin embargo, la evolución sedimentaria de la Formación Olinalá se mantuvo pobremente comprendida debido a que dichas investigaciones tuvieron un enfoque puntual y carecieron de un análisis estratigráfico que explicara la relación entre las rocas carbonatadas y siliciclásticas de la unidad. Un modelo de rampa tipo homoclinal fue recientemente propuesto por Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón (2020) para explicar de manera integral la distribución de las facies marinas y su relación con las facies costeras y continentales de la Formación Olinalá. Este modelo se toma como base para la propuesta de ambiente sedimentario en este trabajo. De acuerdo con estos autores, el cambio transicional de facies marinas someras a profundas, así como la ausencia de arrecifes, depósitos de talud y turbiditas apoyan dicha interpretación.

10.5.1 Características geográficas regionales y distribución de la sucesión

La Montaña de Guerrero presenta una topografía variada como resultado de su compleja historia geológica y de la erosión de los distintos tipos de roca que afloran en la región. El paisaje es abrupto y está conformado por sierras y barrancos delimitados por fallas (Campa *et al.*, 1998). Presenta lomeríos bajos

y alargados constituidos por rocas del complejo Acatlán y de la Formación Olinalá. Al noreste del poblado de Olinalá existen algunos cerros subredondeados y elevados que están constituidos por calizas de la Formación Olinalá. El sinclinal Olinalá-Huamuxtitlán y el anticlinal de Cualac son las estructuras de mayor elevación, las cuales son coronadas por capas del Conglomerado Cualac (Flores de Dios y Buitrón, 1982; Corona-Esquivel, 1983). En general, las partes menos pronunciadas se presentan en la parte suroeste y al oriente del área, con elevaciones de entre 1,200-1,300 msnm, mientras que las partes más prominentes se presentan hacia el este y noreste con 1,600 msnm (Vega-Hernández, 2011).

La Formación Olinalá está restringida a una franja angosta que se extiende ~12 km hacia el noreste y está localizada en la parte inferior del sinclinal Olinalá-Huamuxtitlán. En el flanco occidental de dicha estructura se encuentran los mejores afloramientos de esta formación (Corona-Esquivel, 1982, 1983; Flores de Dios y Buitrón, 1982). Hacia la parte sur de este sinclinal, el espesor de la Formación Olinalá se acuña drásticamente hasta desaparecer. En contraste, los afloramientos más ampliamente expuestos de esta sucesión pérmica se encuentran a unos 3 km aproximadamente al noreste del poblado de Olinalá. Inicialmente Flores de Dios y Buitrón (1982) indicaron que en su sección tipo, la formación tiene 550 m de espesor, mientras que Corona-Esquivel (1983) documentó una potencia de 635 m. El máximo espesor medido fue documentado en los alrededores del paraje Nemotitlán donde la Formación Olinalá alcanza alrededor de 860 m de espesor (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020).

10.5.2 Sedimentología

De acuerdo con las investigaciones que abordan aspectos petrológicos sobre la Formación Olinalá se reconoce la presencia de rocas clásticas y carbonatadas (e.g., Corona-Esquivel, 1982, 1983; Flores de Dios y Buitrón, 1982; Vachard *et al.*, 1993, 2004; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Las rocas clásticas constituyen la litología dominante en esta unidad y representan ambientes continentales, costeros y marinos. Los depósitos continentales están constituidos dominantemente por capas de arenisca de grano mediano a grueso, arenisca conglomerática y capas de conglomerado. Los estratos de arenisca presentan

bases erosivas y estratificación cruzada planar, o bien, estratificación cruzada festonada. Localmente, las capas de arenisca presentan gradación normal o inversa. Las capas de conglomerado son lenticulares con estratificación cruzada festonada; contienen guijas y guijarros redondeados a bien redondeados soportados por matriz, aunque localmente existe imbricación de clastos (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Un conteo modal de 400 clastos en esta capa de conglomerado indica que está dominado por cuarzo metamórfico (25 %), esquisto (20 %), cuarcita (19 %), metabasita (14 %), filita (8 %), granito (7 %), gneis (3 %), cuarzo (2 %) y arenisca (1 %). Esta composición indica que las principales fuentes de sedimento para esta parte de la Formación Olinalá fueron rocas metamórficas del basamento. Las capas de lutita representan la litología dominante en la Formación Olinalá y representan ambientes de depósito costeros y marinos; los primeros están constituidos por estratos delgados con escasas a abundantes concreciones discoidales (2-4 cm de diámetro) de lutita calcárea o arenisca y cuyo eje mayor es paralelo a la estratificación (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Algunas capas de lutita y concreciones contienen moluscos que se asocian comúnmente a aguas costeras y salobres, lo que sugiere la influencia de aguas dulces (Guerrero-Sánchez y Quiroz-Barroso, 2013). La presencia de restos de madera y plantas asociadas en algunos niveles de lutita apoya esta hipótesis (e.g., Silva-Pineda *et al.*, 1998, 2000, 2003; Buitrón *et al.*, 2005). Los depósitos de lutita marina se caracterizan por presentar laminación paralela y la presencia de fósiles estrictamente marinos. Algunos niveles estratigráficos son calcáreos y pueden estar intercalados con capas delgadas y poco extendidas de limolita calcárea y caliza limosa (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón 2020). Las capas de lutita pueden ser interrumpidas por horizontes bien definidos de concreciones calcáreas cuyo diámetro varía de 20-40 cm. Localmente, concreciones de 6-8 cm de diámetro forman horizontes bien definidos que pueden seguirse por varios cientos de metros y constituyen marcadores estratigráficos dentro de la sucesión (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Comúnmente estas concreciones contienen braquiópodos, amonoideos, y trilobites moderadamente conservados.

Las rocas carbonatadas representan ambientes marinos someros y profundos (depositados por debajo del nivel base del oleaje de tormenta); los depósitos someros tienen una gran diversidad de aloquímicos. Las calizas bioclásticas

con estratificación cruzada (dominadas por placas de crinoideos, briozoarios y braquiópodos) representan los depósitos volumétricamente más importantes y han sido interpretados como bancos de arenas carbonatadas (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Asociados a estos bancos se desarrollaron biohermas constituidos por una variada comunidad biótica que incluye algas rojas coralináceas, calcimicrobios como *Tubyphites*, esponjas calcáreas y briozoarios, entre otros (e.g., Vachard *et al.*, 1993; Flores de Dios *et al.*, 2000; Gutiérrez-Quinto, 2002; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Los rasgos diagenéticos de estas rocas incluyen procesos de micritización, disolución, cementación, recristalización y dolomitización (Vega-Hernández, 2011). Por otro lado, los depósitos carbonatados marinos profundos están constituidos por estratos delgados y lenticulares de caliza negra finamente laminada en la parte inferior de la formación (Flores de Dios y Buitrón, 1982; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Estas capas, con abundantes calciesferúlidos y radiolarios están intercaladas con grandes paquetes de lutita marina y en su conjunto representan depósitos de rampa externa-cuenca (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020).

10.5.3 Estratigrafía

La Formación Olinalá es una unidad litoestratigráfica formalmente definida por Flores de Dios y Buitrón (1982) de edad Wordiano-Capitaniano (Vachard *et al.*, 1993, 2004; González-Arreola *et al.*, 1994; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Su localidad tipo se encuentra en la barranca Los Arcos donde su límite inferior se encuentra afectado por falla normal, pero al noreste de Nemotitlán y en la barranca Coyomitla, sobreyace discordantemente al complejo Acatlán del Ordovícico Tardío-Devónico Tardío. En el área de Nemotitlán, la unidad subyace discordantemente a las unidades mesozoicas Las Lluvias y Cualac (Corona-Esquivel, 1982, 1983; Flores de Dios y Buitrón, 1982; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020).

La Formación Olinalá ha sido dividida informalmente en tres unidades: dos clásticas y una carbonatada (e.g., Vachard *et al.*, 1993; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). La sucesión siliciclástica inferior está constituida por un paquete de ~130 m de espesor formado por un conglomerado basal que localmente se

intercala con un conglomerado polimíctico, el cual es cubierto por un potente paquete de lutita (Guerrero-Suástegui comunicación personal 17 de abril del 2024). Los depósitos de arenisca y conglomerado han sido interpretados como parte de un sistema fluvial (e.g., Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020); mientras que el grueso paquete de lutita es considerado parte de un sistema deltaico (e.g., Silva-Pineda *et al.*, 1998, 2000, 2003; Buitrón *et al.*, 2005). El miembro carbonatado (e.g., Gutiérrez-Quinto, 2002; Vega-Hernández, 2011) ha sido interpretado como depósitos de plataforma interna con parches y montículos arrecifales que gradan hacia la cima a bancos de arenas carbonatadas de margen de plataforma (e.g., Gutiérrez-Quinto, 2002). Alternativamente, estas rocas se han reconocido como montículos carbonatados dentro de un sistema de rampa (e.g., Flores de Dios *et al.*, 2000). La sucesión sedimentaria siliciclástica superior (Figura 10.2), corresponde a un grueso paquete de lutita con algunas intercalaciones lenticulares de arenisca que en su conjunto se han interpretado como depósitos de rampa externa-cuenca (e.g., Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020).

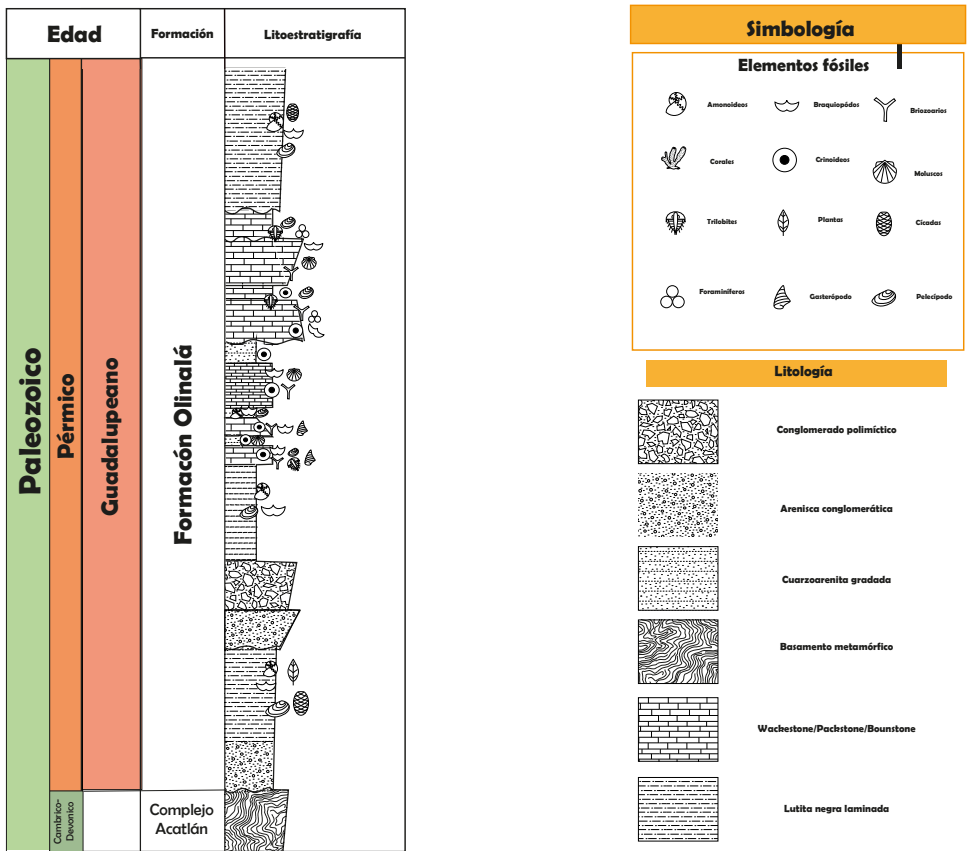


Figura 10.2. Columna estratigráfica simplificada de la Formación Olinalá.

10.5.4 Geología Estructural

La principal estructura es un pliegue denominado sinclinal de Olinalá-Huamuxtitlán, el cual forma parte de una estructura regional nombrado sinclinorio de Zapotitlán-Lagunas (Figura 10.3).

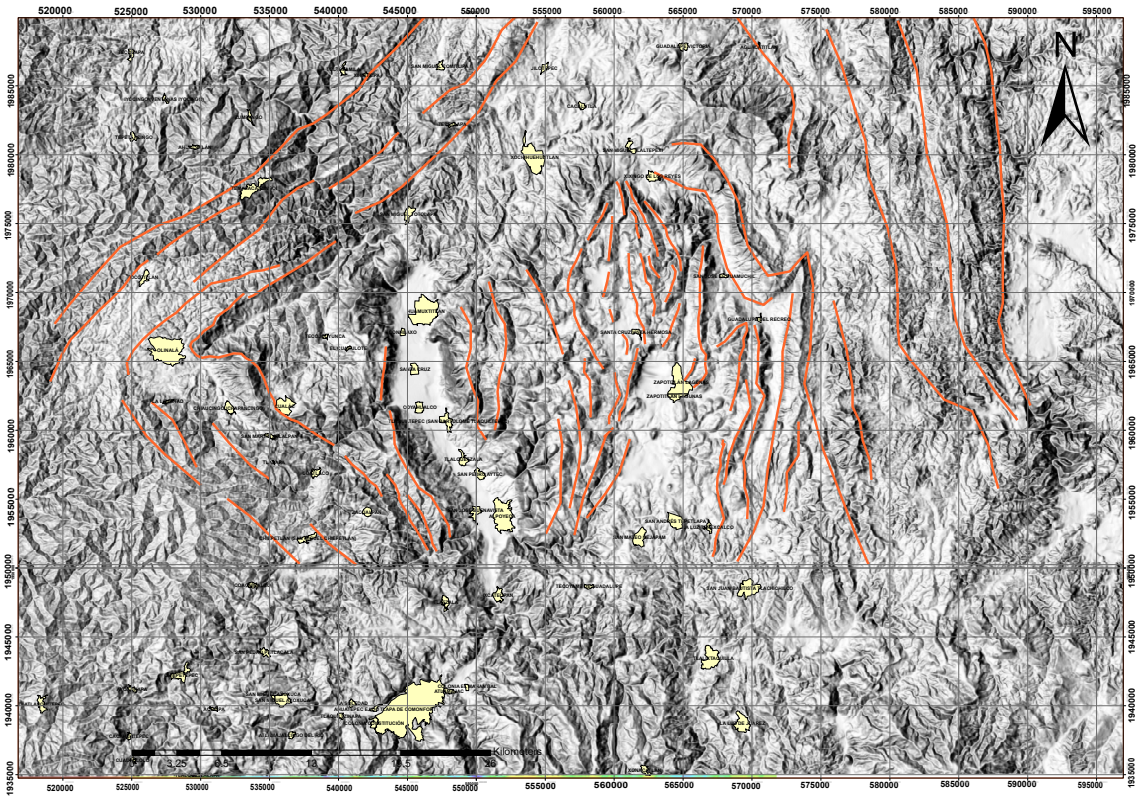


Figura 10.3. Mapa morfotectónico de la región de la Montaña, mostrando el extenso sinclinorio de Zapotitlán-Lagunas y la posición del sinclinal de Olinalá-Huamuxtitlán.

El sinclinal de Olinalá-Huamuxtitlán afecta a todas las unidades estratigráficas sobrepuestas al Terreno Mixteco (Complejo Acatlán), conformadas de la cubierta sedimentaria del Paleozoico superior (Formación Olinalá) y las unidades vulcanosedimentarias del Jurásico medio constituido por las formaciones Las Lluvias y Cualac; además del Grupo Tecocoyunca, con una edad del Bajociano al Calloviano (Figura 10.4).

En la figura 10.4 se puede observar que el sinclinal de Olinalá-Huamuxtitlán presenta un pliegue relativamente simétrico. La estratificación promedio tiene una orientación general de 45°N, con un flanco occidental que muestra una inclinación de 55° hacia 265°N y un flanco oriental con una inclinación de 45° hacia 310°N. La terminación periclinal del pliegue se orienta también hacia 310°N con una inclinación de 50°. El eje del pliegue tiene un *trend* de 225°N y un *plunge* de 40°. Estos datos sugieren que la estructura está más relacionada con un campo de esfuerzos en transpresión, vinculado a fallas laterales regionales, en lugar de estar influenciada por un régimen de compresión. Las formaciones del Mesozoico Superior, Zicapa del Hauteriviano y Morelos del Albiano-Cenomaniano, se depositaron de manera discordante sobre las unidades paleozoicas y jurásicas cuando ya estaba formado el sinclinorio, lo que permite determinar que el evento orogénico que dio origen a esta estructura fue post Calloviano.

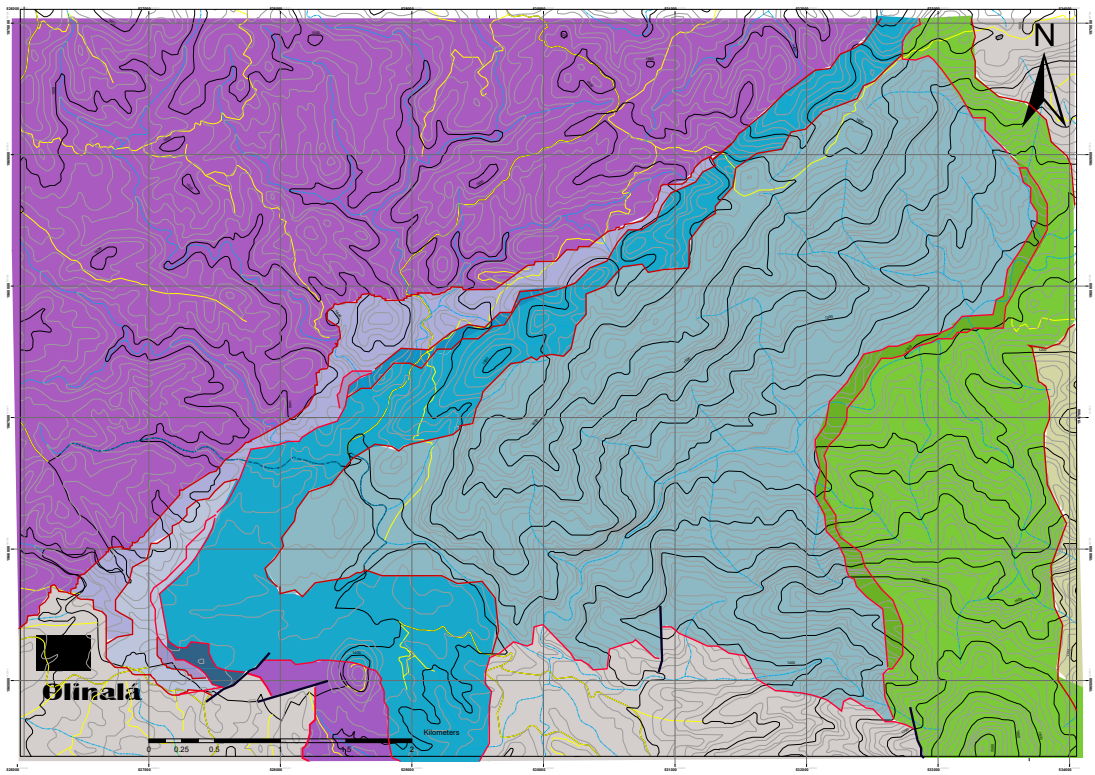
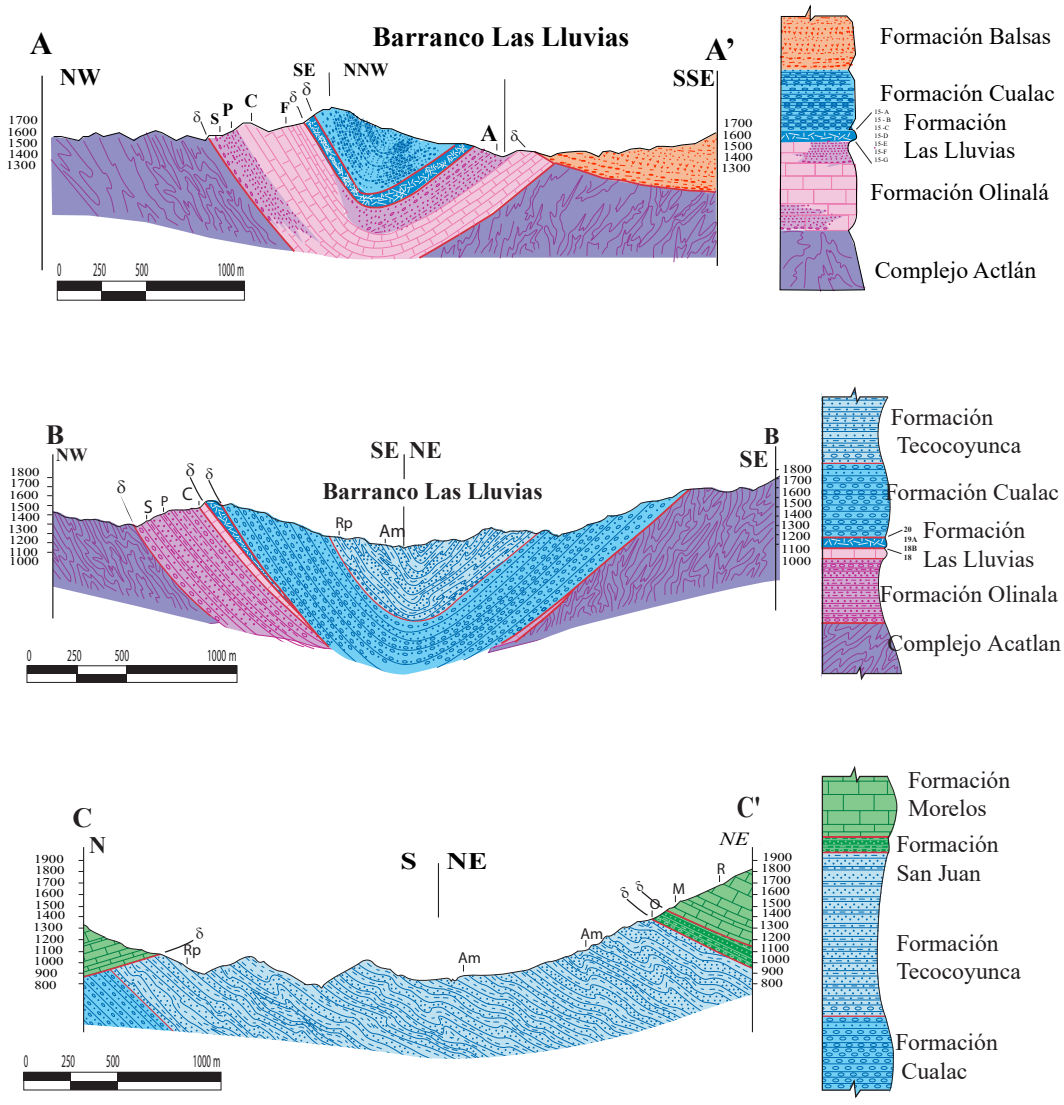


Figura 10.4 (a). Carta geológica de la región de Olinalá, Guerrero (Flores de Dios, 1982), y secciones A, B y C del sinclinorio de Olinalá (García-Diaz, 2004). A Amonoideos; Am amonites; C Crinoides; F Fusulinidos; M Miliólidos; O Ostrácodos; P Productidos; R Rudistas; Rp Restos de plantas; S *Spririfer*.



A: *Ammonoideos* **Am**: *Ammonites;* **C**: *Crinoides;* **F**: *Fusulinidos* ; **M**: *Miliolitas;* **O**: *Ostracódos;* **P** *Productos;* **R**: *Rudistas;* **Rp**: *Restos de plantas;* **S** *Spirifer.*

Figura 10.4 (b). Carta geológica de la región de Olinalá, Guerrero (Flores de Dios, 1982), y secciones A, B y C del sinclinorio de Olinalá (García-Diaz, 2004). A Amonoideos; Am amonites; C Crinoides; F Fusulinidos; M Miliólidos; O Ostrácodos; P Productidos; R Rudistas; Rp Restos de plantas; S *Spririfer.*

10.5.5 Contenido paleontológico

Diversas investigaciones han descrito y analizado el significado del contenido fósil de la Formación Olinalá (Figura 10.5). Los microfósiles e invertebrados fueron estudiados por Flores de Dios y Buitrón (1982), Vachard *et al.* (1993), González-Arreola y Corona-Esquivel (1984), González-Arreola *et al.* (1994), Esquivel-Macías (1996), Esquivel-Macías *et al.* (2004), Buitrón-Sánchez *et al.* (2005), Sour-Tovar *et al.* (2009), Guerrero-Sánchez y Quiroz-Barroso (2013) y Alanís-Pavón *et al.* (2024). En cuanto a los estudios paleobotánicos, éstos fueron realizados por Silva-Pineda *et al.* (1998, 2000, 2003), quienes identificaron la presencia de pteridofitas, equisetales y gimnospermas primitivas.

En las rocas carbonatadas el conjunto fósil marino es abundante y diverso, incluye microfósiles como calcimicrobios de la especie *Shamovella obscura* (reportada originalmente como *Tubiphytes obscurus*); cianobacterias calcificadas de los géneros *Girvanella*? y *Epiphyton*?, foraminíferos fusulínidos de las especies *Polydiexodina* sp., *Codonofusiella extensa, Rauserella erratica* y *Parafusulina bosei* y microforaminíferos como *Neoendothyra* sp., *Climacammina* sp., *Globivalvulina* ex gr. *bulloides*, G. ex gr. *cyprica, Abadehelola* ex gr. *coniformis, Tetrataxis* sp., *Calcivertella* sp., *Calcitornella heathi*, *Geinitzia* (*Lunucammina*) *postcarbonica*, *Geitnitzina*, *Frondicularia?* sp., *Protonodosaria?* sp. y *Nosodaria* sp. (Vachard *et al.*, 1993). Otros grupos de microfósiles reportados son los calciesferúlidos y radiolarios (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020).

Entre los invertebrados se encuentran briozoarios de la especie *Fistulipora* sp. y otros fenestélidos (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020), calciesponjas, conuláridos del género *Paraconularia* sp. (González-Arreola *et al.*, 1994), así como equinodermos crinoideos de las especies *Petaridica pentagonalis*, *Cyclocaudex costatus*, *Cyclocaudex insaturatus*, y *Cyclocaudex jucundus* (Esquivel-Macías *et al.*, 2004). También se tiene registro de la actividad de los invertebrados representados por los icnofósiles *Planolites, Thalassinoides* (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020), *Chondrites, Diplocraterion, Ophiomorpha, Rhizocorallium* y *Teichichnus* (Guerrero-Suástegui *et al.*, 2023). De acuerdo con el contenido fósil se sugiere que el ambiente de depósito va de plataforma carbonatada interna,

con parches y montículos arrecifales lodos carbonatados a plataforma marginal (Gutiérrez-Quinto, 2002), que evolucionó a una rampa carbonatada.

El miembro siliciclástico contiene braquiópodos que pertenecen a los órdenes Rhynchonellida, Athyridida y Spiriferida (Sour-Tovar *et al.*, 2009), e incluyen especies como *Orbiculoidea ovalis, Thamnosia depressa, Spiriferellina cristata, Cancrinella rugosa, Leiorhynchoidea schucherti, Krotovia, Wellerella* sp., *Hustedia* sp., *Composita* sp. y *Costiferina* sp. (González-Arreola *et al.*, 1994). Los bivalvos están representados por *Bakevellia* sp., *Cardiomorpha* sp., *Edmondia phosphatica, Leptodesma* (Leptodesma) sp., *Nuculavus levatiformis, Palaeoneilo mcchesneyana, Posidoniella* sp., y *Septimyalina burmai* (Guerrero-Sánchez y Quiróz-Barroso, 2013). Los amonoideos identificados corresponden a *Agathiceras frechi, Altudoceras altudense, Coahuiloceras* sp., *Doryceras* sp., *Epithalassoceras ruzencevi, Paraceltites elegans, Propinacoceras* sp., *Roadoceras roadense, Waagenoceras dieneri, Waagenoceras* sp., *Stacheoceras* cf. S. gemmellaroi y *Stacheoceras rothi* (Corona-Esquivel, 1982, 1985; Flores de Dios y Buitrón, 1982; Garibay-Romero, 2000; González-Arreola *et al.*, 1994; Alanís-Pavón, 2024), este grupo de cefalópodos es el más diverso y mejor representado en este miembro. Otros grupos de moluscos incluyen gasterópodos de la especie *Babylonites carinatus* (González-Arreola *et al.*, 1994) y cefalópodos nautiloideos de las especies *Bitaunioceras coahuilensis* y *Metacoceras* sp. (González-Arreola *et al.*, 1994). Los ostrácodos hasta la fecha no han sido identificados taxonómicamente (e.g., Guerrero-Sánchez y Quiroz-Barroso, 2013) y hay el registro de una especie de trilobites que corresponde a *Anisopyge perannulata* (Garibay-Romero *et al.*, 1998).

La flora fósil reportada en las capas de lutita del miembro siliciclástico inferior con un grado de conservación pobre incluye fragmentos de *Pecopteris* sp., *Neuropteris* sp., *Taenopteris* cf. *Taenopteris fallas* y tallos de equisetales (Silva-Pineda *et al.*, 2003); además de coníferas de las especies *Cordaites* sp., *Walchia* sp. y *Walchia pinniformis* (Silva-Pineda *et al.*, 2000), como se observa en la figura 10.5. La presencia de plantas continentales sugiere ambientes de depósito fluviales o costeros (Flores de Dios *et al.*, 2000; Silva-Pineda *et al.*, 2003; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020).

El conjunto fósil permite asignar esta formación al Pérmico, y por la presencia de los fusulínidos *Polydiexodina* sp y *Codonofusiella extensa* se puede considerar que la parte carbonatada corresponde al Guadalupiano Superior (Vachard *et al.*, 1993).



Figura 10.5. Fósiles representativos de la Formación Olinalá A Paraconularia sp., B. Braquiópodo. C-D Amonoideos. E. Helecho mostrando crecimiento circinado. Los ejemplares ilustrados están resguardados en la Colección de Paleontología de la Escuela Superior de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Guerrero (UAGro).

10.5.6 Evolución geológica

El sur de México está formado por un mosaico de bloques litosféricos con basamento ya sea cristalino del Proterozoico o metamórfico del Paleozoico, que son cubiertos por sucesiones sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico (e.g., Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993). Estos bloques se ubicaron al oeste de Pangea (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002) y actualmente constituyen el sur de México y también parte de Centroamérica. La formación del complejo Acatlán, que constituye el basamento en la Montaña de Guerrero, es parcialmente conocida. Sin embargo, se ha interpretado que las rocas de este complejo registran la colisión entre Gondwana y Laurencia ocurrida durante el Ordovícico-Devónico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1997; Sánchez-Zavala *et al.*, 1999).

Por otro lado, la cubierta sedimentaria, aunque reducida y dispersa, es importante para reconstruir la evolución paleogeográfica y tectónica de México (Sánchez-Zavala *et al.*, 1999). Típicamente, los modelos paleogeográficos muestran un sobrelapamiento de Sudamérica y el sur de México durante el Paleozoico temprano (e.g., Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1985; Chumakov y Zharkov, 2002), lo que sugiere que estas dos masas continentales tuvieron una posición geográfica distinta a la actual. La evolución paleogeográfica del sur de México durante el Paleozoico temprano aún es discutida. Esto se debe en parte a que el conjunto fósil no permite establecer reconstrucciones paleogeográficas precisas, aunque si sugiere una mayor afinidad con la paleobiota de Gondwana (e.g., Sour-Tovar, 1990; Landing *et al.*, 2007).

El estudio de los fósiles presentes en las sucesiones sedimentarias que cubren al complejo Acatlán (e.g., las formaciones Patlanoaya del Misisipiano y Olinalá del Pérmico) indican una relación con Norteamérica hasta finales del Paleozoico (e.g., Esquivel-Macías *et al.*, 2004; Vachard *et al.*, 2004; Sour-Tovar *et al.*, 2009; Guerrero-Sánchez y Quiroz-Barroso, 2013). Particularmente, la estratigrafía y los fósiles de la Formación Olinalá indican la presencia de ambientes continentales, costeros y marinos someros durante el Pérmico Tardío (e.g., Vachard *et al.*, 1993; Flores de Dios *et al.*, 2000; Gutiérrez-Quinto, 2002; Silva-Pineda *et al.*, 2003; Morán-Cuevas, 2007; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020), los cuales posiblemente se desarrollaron en un margen pasivo.

10.5.7 Modelo plataforma

Los depósitos de rampa en la Formación Olinalá fueron inicialmente identificados por Flores de Dios *et al.* (2000) y Silva-Pineda *et al.* (2003) a partir de estudios puntuales en el miembro carbonatado de esta unidad. Posteriormente, Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón (2020) interpretaron que las litofacies y sus asociaciones reconocidas en la Formación Olinalá corresponden a un sistema de rampa terrígeno-carbonatado desarrollado durante el Pérmico Tardío. Estos autores proponen que la evolución sedimentaria de dicha unidad incluye depósitos continentales fluviales, bancos de arena carbonatada, de rampa marina profunda y de rampa externa. Según Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón (2020),

los depósitos fluviales están representados por la intercalación de capas de arenisca y conglomerado en la base de la formación. Estos depósitos clásticos formaron barras de grava y canales fluviales que fueron gradualmente cubiertos por capas de lutita con algunos niveles de arenisca bioturbada. La presencia de restos de madera y plantas asociadas a moluscos característicos de ambientes salobres en algunos niveles de lutita son indicativos de depósitos deltaicos (e.g., Silva-Pineda *et al.*, 1998, 2000, 2003; Buitrón *et al.*, 2005). Asimismo, la presencia de capas de arenisca esporádicamente bioturbadas sugieren la existencia de condiciones desfavorables para la colonización de comunidades bentónicas marinas durante el depósito (e.g., variaciones fisicoquímicas por la mezcla de aguas dulces y marinas). Organismos oportunistas como los anomuros lograron colonizar esos fondos (e.g., Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Las capas de arenisca y lutita sobreyacentes contienen abundantes fósiles estrictamente marinos que incluyen braquiópodos, equinodermos y foraminíferos. Dichos depósitos son cortados abruptamente por una sucesión estrato y grano-decreciente constituida por capas de conglomerado que se intercalan con capas de arenisca con estratificación cruzada festonada; en conjunto representan un relleno de canal fluvial cuyo espesor varía lateralmente de algunos metros a varias decenas de metros (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Los autores antes mencionados señalan que este elemento representa el relleno de un valle de incisión fluvial de al menos 130 m de profundidad. También señalan que su reconocimiento permite deducir importantes variaciones en el nivel del mar, pues infieren que los ríos habrían erosionado parte de los depósitos marinos de la plataforma cuando ésta quedó expuesta al descender el nivel del mar.

Alternativamente Morán-Cuevas (2007) propone que esta parte de la Formación Olinalá corresponde a un sistema costero representado dominantemente por un ambiente deltaico que registra dos eventos de progradación, donde cada evento estaría constituido por canales fluviales o deltaicos que desembocaron en la costa. Luego, los sedimentos acarreados por los ríos habrían sido retrabajados por el oleaje dando lugar a barras subacuosas y finalmente a depósitos de grano fino en el prodelta. Bajo este modelo, no existe el registro de un valle de incisión fluvial, sino el depósito natural de un río que desemboca en la zona costera.

Hacia la parte media de la formación, se encuentran los depósitos fluviales cubiertos concordantemente por capas de lutita que contienen fósiles marinos relativamente escasos (e.g., braquiópodos prodúctidos, briozoarios, equinodermos y corales solitarios). Esta sucesión marina fue interpretada como parte de la rampa profunda y lateralmente cambia a bancos de arenas carbonatadas. Los depósitos correspondientes a los bancos de arena carbonatada están compuestos por una gran diversidad de bioclastos marinos y formaron un tracto continuo a través de decenas de metros (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). Los componentes de estas litofacies incluyen dominantemente fragmentos de crinoideos, braquiópodos, briozoarios y en menor proporción restos de esponjas calcáreas, gasterópodos, pelecípodos, trilobites, calcimicrobios, así como microforaminíferos y ostrácodos (Gutiérrez-Quinto, 2002; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020). La parte superior de los bancos de arena carbonatada sostuvieron pequeños biohermas constituidos por algas rojas coralináceas y otros organismos incrustantes. Los elementos de ambos depósitos presentan comúnmente rasgos de abrasión y en su conjunto se han interpretado como indicativos de una fábrica de carbonatos limpios que se desarrolló en aguas cálidas bajo condiciones marinas normales (e.g., Corona-Esquivel, 1983; Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020).

Los depósitos de rampa profunda (clásticos y carbonatados) son cubiertos concordantemente por capas de lutita de rampa externa, se encuentran tanto en la parte inferior como superior de la Formación Olinalá y están caracterizados por la abundancia de fósiles indicativos de aguas marinas abiertas. En la parte inferior de esta sucesión, las lutitas de rampa externa están intercaladas con estratos muy delgados de caliza con calciesferúlidos y radiolarios. En la parte superior los depósitos de rampa externa están dominados por capas de lutita con intercalaciones de limolita, lentes de arenisca de un par de metros de espesor y con niveles calcáreos que contienen abundantes concreciones limosas con ammonoideos. Estas últimas estructuras forman horizontes estratigráficos bien definidos que se extienden varias centenas de metros (Juárez-Arriaga y Murillo-Muñetón, 2020), representan la cima de la Formación Olinalá (Figura 10.6).

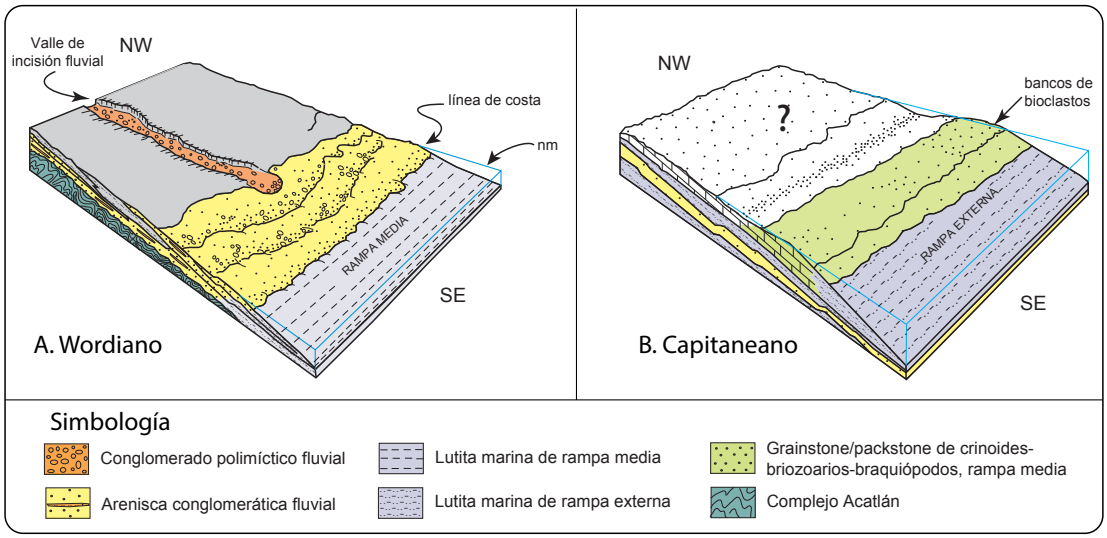


Figura 10.6. Modelo de plataforma propuesto para la Formación Olinalá.

10.6 Consideraciones económicas

Actualmente en la región hay pequeñas canteras donde se explota la caliza para su uso en recubrimiento de interiores. Como recurso importante se encuentra parte del acuífero Tlapa-Huamuxtitlán y sobre la superficie que cubre el acuífero no se habían realizado estudios geohidrológicos, y solo se contaba con información piezométrica dispersa (Diario Oficial de la Federación, 2016; Comisión Nacional del Agua, 2024). El uso principal de este acuífero es el público urbano y se utiliza para satisfacer las necesidades de agua de la región (CONAGUA, 2024).

10.7 Conclusiones

La Formación Olinalá se localiza en el sur de México, en el sinclinal Olinalá-Huamuxtitlán, dentro de la Zona de la Montaña en el Estado de Guerrero. Los afloramientos de esta formación se reportaron por primera vez en 1978 y se describió formalmente en 1982. Está formada por rocas siliciclásticas y carbonatadas de una edad paleozoica (Pérmico, Guadalupiano).

Preserva una gran cantidad de biota marina dentro de la que se encuentran microfósiles de algas, calciesferúlidos, foraminíferos y radiolarios; diversos

invertebrados que incluyen esponjas, conuláridos, braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, amonites, nautiloideos, trilobites y crinoideos. Además de flora continental representada por helechos, equisetales y coníferas.

Estructuralmente el rasgo más destacable en el área es el sinclinorio Olinalá-Huamuxtitlán que presenta un pliegue relativamente simétrico. Mientras qué su evolución geológica es parcialmente conocida, pero se sugiere una relación con Norteamérica.

La Plataforma de Olinalá es una de las localidades pérmicas que se encuentran más al sur dentro de Norte América, corresponden a un sistema de rampa terrígeno-carbonatado, y las litofacies indican que incluye depósitos continentales fluviales, bancos de arena carbonatada, de rampa marina profunda y de rampa externa.

Aunque en esta plataforma no se presentan yacimientos con valor económico, los estudios geológicos y paleontológicos en el área continúan por lo que el conocimiento de esta plataforma sigue ampliándose y permanece siendo tópico de investigaciones y publicaciones.

10.7.1 Agradecimientos

Agradecemos por su invaluable asistencia bibliográfica a la Dra. Araceli Noguez, Mtro. Oscar Hernández y equipo de colaboradores de la Dirección General de Bibliotecas (DGB) de la UNAM.

10.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. El descubrimiento de la Formación Olinalá es importante debido a que:

   a) Es una de las localidades más meridionales de Norteamérica
   b) Tiene un registro rocoso relativamente continuo
   c) Ofrece una excelente exposición de rocas sedimentarias
   d) Permite realizar trabajos geológicos y paleontológicos

2. La Plataforma-Rampa de Olinalá se encuentra dentro del Terreno Tectonoestratigráfico:

a) Xolapa
b) Mixteco
c) Guerrero
d) Juárez

3. La Formación Olinalá representa una sucesión sedimentaria:

a) Carbonatada evaporítica
b) Terrígeno-marina
c) Terrígeno-carbonatada
d) Marino marginal

4. La edad relativa de la Formación Olinalá, está restringida al Pérmico fue delimitada debido a la presencia de:

a) Crinoideos
b) Bivalvos
c) Artrópodos
d) Amonites

5. El espesor máximo de la Formación Olinalá es de:

a) 635 m
b) 550 m
c) 860 m
d) 3 km

6. Las rocas dominantes de la base y cima de la Formación Olinalá, son:

a) Clásticas
b) Areniscas
c) Carbonatadas
d) Conglomerados

7. Las calizas bioclásticas de la Formación Olinalá se han interpretado a un paleoambiente de:

a) Biohermas coralinos
b) Parches de calcimicrobios
c) Bancos de arenas carbonatadas
d) Montículos arrecifales

8. El límite estratigráfico entre el Complejo Acatlán y la Formación Olinalá, es:

a) Concordante
b) Discordante
c) Transicional
d) Gradada

9. La sucesión sedimentaria siliciclástica superior de la Formación Olinalá se ha interpretado como:

a) Rampa externa-cuenca
b) Parches y montículos arrecifales
c) Sucesión deltaica
d) Parte de un sistema fluvial

10. La principal estructura producto de la deformación de la Formación Olinalá, es un pliegue:

a) Anticlinal
b) Simétrico
c) Sinclinal
d) Antiforma

11. El grupo fósil más diverso que contiene la Formación Olinalá, es el de los:

a) Fusulínidos
b) Equisetales
c) Braquiópodos
d) Cefalópodos

12. El modelo sedimentario donde ocurrió el depósito sedimentario de la Formación Olinalá, corresponde con:

a) Depósitos de plataforma-rampa
b) Depósitos de cuenca *pull-apart*
c) Depósitos de cuenca de rift
d) Depósitos de Cuenca antepaís

13. La evolución sedimentaria de Olinalá corresponde a:

a) Bancos de arena carbonatada, depósitos continentales fluviales, rampa externa y rampa marina profunda
b) Depósitos continentales fluviales, bancos de arena carbonatada, de rampa marina profunda y rampa externa
c) Rampa externa, rampa marina profunda, bancos de arena carbonatada y depósitos continentales fluviales
d) Depósitos continentales fluviales, rampa externa, rampa marina profunda y bancos de arena carbonatada

14. La presencia de un relleno de canal fluvial en la secuencia de Olinalá, se infiere debido a la presencia de:

a) restos de madera y plantas asociadas a moluscos
b) capas de arenisca con estratificación cruzada festonada
c) capas de arenisca esporádicamente bioturbadas
d) capas de lutita con fósiles como braquiópodos y equinodermos

15. Las capas de lutita de la Formación Olinalá, representan:

a) biohermas de algas
b) depósitos fluviales
c) una rampa externa
d) Barras subacuosas

16. Las facies de rampa externa de la Formación Olinalá, se tienen en las secuencias de las partes:

a) Inferior y media
b) Media y superior
c) Inferior y Superior
d) Superior

17. Los amonoideos que se han determinado en la Formación Olinalá tienen una relación:

a) Cima-arenisca calcárea
b) Base- lutita calcárea
c) Base-arenisca calcárea
d) Cima-lutita

18. La región donde se ubica la plataforma-rampa de Olinalá, es importante por sus recursos:

a) Mineros
b) Fósiles
c) Hídricos
d) Energéticos

19. La evolución paleogeográfica del sur de México durante el Paleozoico temprano no es bien conocida porque:

a) El conjunto fósil no permite establecer reconstrucciones paleogeográficas precisas
b) La cubierta sedimentaria es reducida y dispersa
c) El basamento es parcialmente conocido
d) Está formado por un mosaico de bloques litosféricos

20. De cuantas unidades generales se conforma la Formación Olinalá y que tipo de rocas predominan:

a) Dos, una clástica y una carbonatada
b) Tres, dos clásticas y una carbonatada
c) Tres, dos carbonatada y una clástica
d) Dos, ambas clásticas

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	a)	11.	d)	16.	c)
2.	b)	7.	c)	12.	a)	17.	d)
3.	c)	8.	b)	13.	b)	18.	c)
4.	d)	9.	a)	14.	b)	19.	a)
5.	c)	10.	c)	15.	c)	20.	b)

10.9 Bibliografía

Alanís-Pavón, A., Moreno-Berdmar, J. A., Torres-Martínez, M.A. (2024). Taxonomic and paleobiogeographic review of the Guadalupian ammonoids reported by González-Arreola *et al.* (1994) from the Olinalá Formation, Guerrero state, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences, 146,* 105072.

Buitrón, B. E., Silva-Pineda, A., Flores de Dios, A., & Vachard, D. (2005). New Permian macrofauna and macroflora from the Olinalá region, Guerrero State, Mexico. *Annales de la Société Géologique du Nord, 11*(2), 169-176.

Campa, M.F., & Coney, P. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.

Campa-Uranga, M. F., García-Díaz, J. L., Bustamante-García, J., Torreblanca Castro, T., Aguilera-Martínez, M. A., & Vergara-Martínez, A. (1998). *Carta geológico-minera Chilpancingo E14-8,* escala 1:250,000. Pachuca, Hidalgo, México. Consejo de Recursos Minerales.

Chumakov, N. M., & Zharkov, M. A. (2002). Climate during Permian-Triassic Biosphere Reorganization, Article 1: Climate of the Early Permian. *Stratigraphy and Geological Correlation, 10*(6), 586-602.

Comisión Nacional del Agua. (2024). Actualización de la disponibilidad del agua en el Acuífero Tlapa-Huamuxtitlán (1201), Estado de Guerrero.

Corona-Esquivel, R. (1978). *Estudio geológico de los depósitos carboníferos de la porción noreste del Estado de Guerrero.* Chilpancingo, Guerrero, México. Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, 120221.

Corona-Esquivel, R. (1982). *Pérmico marino en la región de Cualac, noreste del estado de Guerrero, México.* Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, 120314.

Corona-Esquivel, R. (1983). *Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del estado de Guerrero.* Revista del Instituto de Geología, 5(1), 17-24.

Corona-Esquivel, R. (1985). *Geología de la región comprendida entre Olinalá y Huamuxtitlán, estado de Guerrero* [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Diario Oficial de la Federación. (2016). ACUERDO por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de aguas nacionales subterráneas

del Acuífero Tlapa-Huamuxtitlán, clave 1201, en el Estado de Guerrero, Región Hidrológico-Administrativa Balsas. https://www.dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5429704&fecha=14/03/2016#gsc.tab=0

Elías-Herrera, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (2002). Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics, 21*(3),1-19 p.

Esquivel-Macías, C. (1996). *Invertebrados del Paleozoico tardío de las regiones de Olinalá, Gro. y Patlanoaya, Pue.* [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

Esquivel-Macías, C., Solís-Marín, F., & Buitrón-Sánchez, B. E. (2004). Nuevos registros de placas columnares de crinoideos (Echinodermata, Crinoidea) del Paleozoico superior de México, algunas implicaciones paleobiogeográficas y paleoambientales. *Coloquios de Paleontología,* 54, 15-23.

Flores de Dios, A. (1986). *Estratigrafía de la Montaña de Guerrero entre los límites con Puebla y Oaxaca* [Tesis de Licenciatura, Instituto Politécnico Nacional].

Flores de Dios, L. A., & Buitrón, B. E. (1982). Revisión y aportes a la estratigrafía de la montaña de Guerrero. *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica, 12,* 1-28.

Flores de Dios, A., Vachard, D., & Buitrón, B. E. (2000). La cubierta sedimentaria pérmica superior (formaciones Olinalá, Ihualtepec y Yododeñe) de los terrenos Zapoteco y Mixteco, evolución sedimentológica e interpretaciones paleogeográficas. En II Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Puerto Vallarta, Jalisco, México: Unión Geofísica Mexicana, GEOS, 20(3), 21-22.

García-Díaz, J. L. (2004). *Etude géologique de la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo et d'Olinalá, Guerrero* [Tesis de doctorado] Université de Savoie.

Garibay-Romero, L. M. (2000). Nuevas amonitas pérmicos de la Formación Olinalá-Los Arcos, Olinalá, Gro., México (resumen), en II Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jal. Unión Geofísica Mexicana, GEOS, 20(3), 299

Garibay-Romero, L. M., Guerrero-Suástegui M., & Torres de León, R. (1998). Trilobite pérmico de la Formación Olinalá (Los Arcos), Estado de Guerrero. En *VI Congreso Nacional de Paleontología,* Sociedad Mexicana de Paleontología, 23.

González-Arreola, C., & Corona-Esquivel, R. (1984). Nuevas determinaciones de amonitas pérmicas en la región de Olinalá, Estado de Guerrero. En *Sociedad Geológica Mexicana, Convención Nacional 7,* Libro de resúmenes (p. 230).

González-Arreola, C., Villaseñor-Martínez, A. B., & Corona-Esquivel, R. (1994). Permian fauna of the Los Arcos Formation, Municipality of Olinalá, State of Guerrero, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11*(2), 214-221.

Guerrero-Sánchez, M., & Quiroz-Barroso, S. A. (2013). Bivalvos guadalupianos (Pérmico medio) de la Formación Olinalá, Guerrero, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65*(3), 533–551. https://doi.org/10.18268/bsgm2013v65n3a8

Guerrero-Suástegui, M., Gómez-Espinosa, C., & Castañón-Brindis, S. A. (2023, noviembre 21-24). Icnofósiles de la Formación Olinalá (Pérmico), estado de Guerrero, México. *V Simposio Latinoamericano de Icnología.* Puerto Escondido, Oaxaca.

Gutiérrez-Quinto, M. P. (2002). *Análisis de facies y microfacies del miembro carbonatado de la formación Olinalá (Pérmico), Estado de Guerrero.* [Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Guerrero].

Juárez-Arriaga, E. (2006). *Marco de estratigrafía de secuencias para la sucesión sedimentaria terrígeno-carbonatada del Paleozoico Superior del área de Olinalá, Guerrero, México.* [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

Juárez-Arriaga, E., & Murillo-Muñetón, G. (2020). Arquitectura estratigráfica, ambientes de depósito y geocronología de la Formación Olinalá (Pérmico tardío), noreste de Guerrero, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 37*(3), 179-196.

Landing, E., Westrop. S. R., & Keppie, J. D. (2007). Terminal Cambrian and lowest Ordovician succession of Mexican west Gondwana: biotas and sequence stratigraphy of the Tiñu Formation. *Geological Magazine, 144* (5), 1-28.

Larrabe, J. L., & Cárdenas, J. G. (1982). *Cuenca carbonífera jurásica del noreste del Estado de Guerrero: Chilpancingo, Guerrero, México.* Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, SIGMA-CRM TI 120139.

Morán-Cuevas, E. (2007). *Descripción de facies e interpretación deposicional del miembro clástico de la Formación Olinalá (Pérmico).* [Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Guerrero].

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., & Sánchez-Zavala, J. L. (1997). Tectonics Evolution of the Acatlán complex: new insights, en *II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados.* Pachuca, Hidalgo, Simposios y Coloquios: Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, y Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 19-21.

Ortega-Obregón, J. C., Keppie, D., Murphy, J. B., Lee, J. K. W., & Ortega-Rivera, A. (2009). Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions. *Geological Society of America, 121,* 1678-1694.

Pindell, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean. *Tectonics,* 4, 1-39.

Pindell, J. L., & Dewey, J. F. (1982) Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics, 1,* 179-212.

Sánchez-Zavala, J. L., Centeno-García, E., & Ortega-Gutiérrez, F. (1999). Review of Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in the Gondwana-Laurentia connections, In Ramos, V. A., & Keppie, J. D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea.* Boulder, Colorado, GSA Special Paper 336.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America,* Special Paper, 278

Silva-Pineda, A., Buitrón, B. E., & Flores de Dios, A. (1998). Biota (continental y marina) del Pérmico de la región de Olinalá, estado de Guerrero (resumen), en 1ª Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México. GEOS, *Unión Geofísica Mexicana,* 55 p.

Silva-Pineda, A., Buitrón, B.E., & Flores de Dios, A. (2000). Presencia de coníferas en el Pérmico (Leonardiano) de Calnali, Hidalgo; Patlanoaya, Puebla; y Olinalá, Guerrero. 2a Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México. Unión Geofísica Mexicana, *GEOS, 20*(3), 298-299.

Silva-Pineda, A., Buitrón, B. E., Arellano-Gil, J., Vachard, D. & Ramírez, J. (2003). Permian Continental and Marine Biota of South-Central México: A Synthesis in Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. *American Association of Petroleum Geologist Memoir, 79,* 462-275.

Sour-Tovar, F. (1990). Comunidades Cámbrico-Ordovícicas del área de Santiago Ixtalpepec, Oaxaca (Formación Tiñú): Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas. *Sociedad Paleontológica Mexicana Revista, 3,* 7-24.

Sour-Tovar, F., Juárez-Arriaga, E., & Murillo-Muñetón, G. (2009). Nuevos braquiópodos para el Pérmico del área de Olinalá, Guerrero, México. *XI Congreso Nacional de Paleontología,* 73.

Vachard, D., Flores de Dios, A. & Buitrón, B.E. (2004). Guadalupian and Lopingian (Middle and Late Permian) deposits from Mexico and Guatemala, a review with new data. *Geobios,* 37, 99-115.

Vachard, D., Oviedo, A., Flores de Dios, A., Malpica, R., Brunner, P., Guerrero, M. & Buitrón, B.E. (1993). Barranca d'Olinalá (Guerrero): Une coupe de réference pour le Permien du Mexique central; étude préliminaire. *Annales de la Société Géologique du Nord, 2,* 155-162.

Vega-Hernández, E. D. (2011). *Análisis petrográfico y diagenético del miembro carbonatado de la Formación Olinalá del Pérmico Medio, en la Región de la Montaña de Guerrero.* [Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Guerrero].

11 La Cuenca de Arperos: el registro de la compleja historia de interacción entre las placas de Norteamérica y Farallón durante el Mesozoico

Michelangelo Martini, Laura Mori, Rodrigo Gutiérrez Navarro y Mariana Peña Guerrero

Sumario

11.1. Resumen
11.2. Abstract
11.3. Introducción
11.4. Generalidades
11.4.1. Ubicación y extensión
11.5. Desarrollo del tema
11.5.1. El relleno sedimentario de la Cuenca de Arperos
11.5.2. El magmatismo de la Cuenca de Arperos
11.5.3. Inversión y cierre de la Cuenca de Arperos
11.5.4. Modelo tectono-sedimentario
11.6. Potencial económico
11.7. Conclusiones
11.7.1. Agradecimientos
11.8. Autoevaluación
11.9. Bibliografía

11.1 Resumen

La Cuenca de Arperos es una depresión extensional que se formó en México entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano. Actualmente, esta cuenca se encuentra invertida, formando un cinturón de pliegues y cabalgaduras que se extiende por ~2000 km a lo largo del margen pacífico de México. A pesar de que el debate sobre su origen y naturaleza se ha mantenido activo durante varias décadas, los datos disponibles indican que la Cuenca de Arperos se formó como una cuenca de tras-arco desarrollada entre los arcos jurásicos y cretácicos del margen pacífico de Norte América y el núcleo continental. La progresiva apertura de la Cuenca de Arperos culminó con la formación de una dorsal oceánica, lo que determinó la separación de los arcos norteamericanos del núcleo continental y su deriva hacia el oeste. El proceso de apertura de la Cuenca de Arperos se detuvo al final del Cretácico Temprano, cuando el régimen tectónico en México cambió de extensional a compresivo, provocando la inversión y cierre de la cuenca. De esta forma, la historia de la Cuenca de Arperos, tanto en lo relacionado con su progresiva apertura, como en su inversión, constituye uno de los registros más completos de la evolución geológica del Mesozoico de México y, en particular, de cómo se han alternado los regímenes tectónicos extensional y compresivos debido a la compleja interacción entre las placas de Norteamérica y Farallón.

11.2 Abstract

The Arperos Basin is an extensional trough that was formed in Mexico between Late Jurassic and Early Cretaceous time. This basin is currently inverted, forming a fold-thrust belt that extends for ~ 2000 km across the Pacific margin of Mexico. Despite its origin and nature have been debated for several decades, available data indicate that the Arperos Basin is a back-arc basin developed between the Jurassic and Cretaceous arc systems of the North American plate and the continental mainland. The progressive opening of the Arperos Basin culminated in the formation of an oceanic ridge and oceanic spreading within the basin, leading to the separation of the North American arcs from the continental mainland. Opening of the Arperos Basin ceased by the end of Early Cretaceous time, when the tectonic regime in Mexico switched from extensional

to compressive, causing inversion and closure of the basin. With its history of progressive opening and successive inversion, the Arperos Basin represents one of the best-preserved records of the Mesozoic tectonic evolution of Mexico, particularly illustrating the alternating extensional and compressive processes resulting from by the complex interaction between the North American and Farallon plates.

11.3 Introducción

El margen pacífico de México ha sido forjado por una historia de subducción de ~ 200 millones de años, la cual inició entre finales del Triásico y el Jurásico temprano y perdura hasta hoy por lo menos a lo largo de algunos sectores (Dickinson y Lawton, 2001; Busby, 2023). Durante este intervalo de tiempo, las variaciones en la velocidad y dirección de convergencia, así como los cambios en la inclinación de la placa en subducción, han desencadenado diferentes regímenes tectónicos en México, alternándose momentos de extensión, caracterizados por el desarrollo de cuencas de *rift* de suprasubducción, con periodos de compresión, asociados con la formación de cadenas orogénicas y cuencas de antepaís. En particular, los datos disponibles indican que el margen pacífico de México experimentó extensión por un tiempo prolongado, durante parte del Jurásico y Cretácico temprano (Busby, 2004; Martini *et al.*, 2014; Centeno-García, 2017), mientras que, a partir del Aptiano tardío o Albiano temprano, el régimen tectónico se invirtió, determinando el cierre de las cuencas extensionales y el inicio del ciclo tectónico que formó el Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Uno de los rasgos tectónicos más representativos de la fase extensional del margen pacífico es la Cuenca de Arperos, una cuenca de tras-arco que produjo una sustancial atenuación del espesor litosférico en México, proceso que culminó con la generación de una dorsal oceánica y la separación del sistema de arco norteamericano, representado por los terrenos Guerrero y Alisitos, de su núcleo continental (Busby *et al.*, 2004; Martini *et al.*, 2011). El objetivo de este capítulo es presentar una revisión crítica de los datos disponibles sobre la Cuenca de Arperos, con el fin de realizar una síntesis exhaustiva de su evolución tectono-sedimentaria, que sirva como referencia para el público interesado en entender la evolución del margen pacífico de México.

11.4 Generalidades

11.4.1 Ubicación y extensión

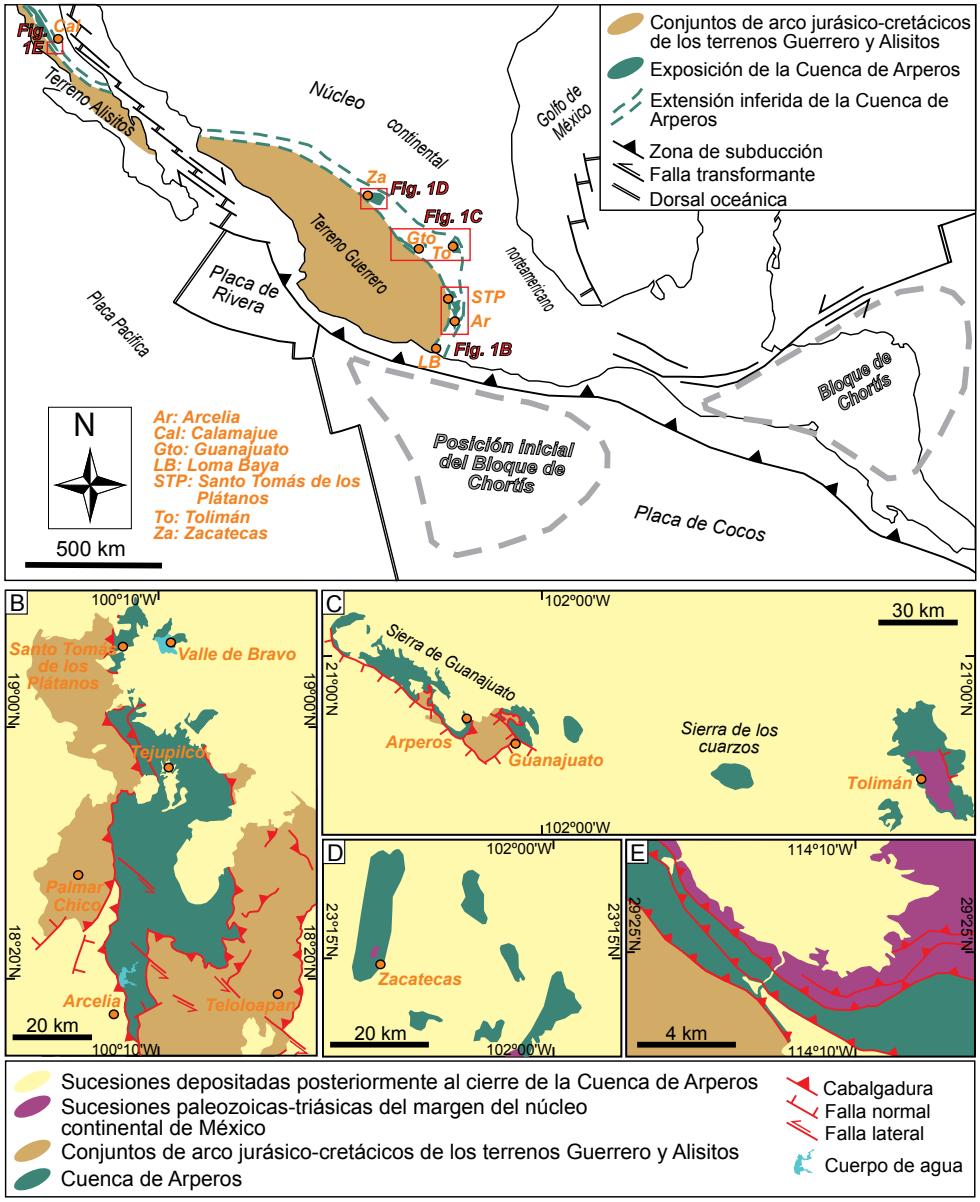


Figura 11.1 (**A**) Mapa tectónico simplificado que muestra la localización de la Cuenca de Arperos y su posición entre los arcos jurásicos-cretácicos de los terrenos Guerrero y Alisitos y el núcleo continental mexicano. Se muestran en detalle los mapas geológicos de las principales zonas de afloramiento de la Cuenca de Arperos, las cuales son, de sur a norte, (**B**) la zona de Arcelia-Santo Tomás de los Plátanos, (**C**) la región de Guanajuato-Tolimán, (**D**) el área de Zacatecas y (**E**) la región de Calamajué en Baja California. Los mapas están construidos con base en los datos publicados en la literatura citada en el texto.

La Cuenca de Arperos aflora de manera discontinua en México, formando un cinturón con orientación N-S a NNW-SSE que se extiende a través de los estados de Guerrero, México, Guanajuato, Querétaro y Zacatecas, hasta llegar a la península de Baja California (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994; Ortega-Flores *et al.*, 2016; Busby, 2023; Martini *et al.*, 2023; Figura 11.1 A-E). Al restaurar la península de Baja California a su posición inicial previa a la apertura del Golfo de California, la Cuenca de Arperos se muestra como un rasgo tectono-estratigráfico continuo con una longitud de ~2000 km. El ancho original de la cuenca es difícil de reconstruir, ya que ha sido invertida y parcialmente subducida durante el inicio del ciclo orogénico que formó el Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2023). Sin embargo, a partir de cálculos basados en la tasa de expansión de cuencas de tras-arco intraoceánicas modernas, como las cuencas de Lau (~ 95 mm/año; Taylor *et al.*, 1996; Taylor y Martinez, 2003) y Marianas (~11 mm/año; Deschamps y Fujiwara, 2003) en el Pacífico occidental, se ha especulado que la Cuenca de Arperos pudo haber tenido un ancho variable entre ~1700 y ~200 km en su momento de máxima extensión (Martini *et al.*, 2023).

La Cuenca de Arperos es claramente observable en el mapa de anomalías magnéticas de México, donde destaca por sus altos valores de hasta ~300-400 nT, contrastando con las zonas adyacentes con valores más bajos (Bankey *et al.*, 2002; Figura 11.2). Gracias a este mapa, es posible documentar que la cuenca, a pesar de aflorar en localidades aisladas, representa en realidad un cinturón continuo, al menos en la parte central y meridional del país, desde Guerrero hasta Zacatecas.

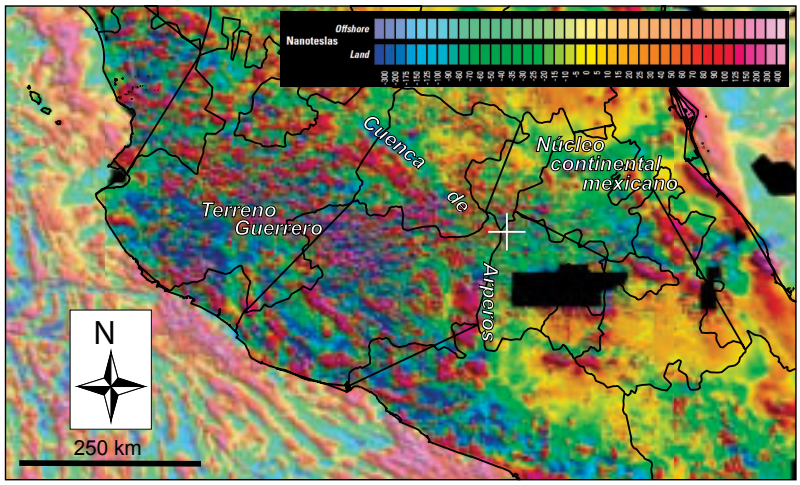


Figura 11.2. Mapa de anomalías magnéticas del centro y sur de México (Bankey *et al.*, 2002), en el cual la Cuenca de Arperos es observable por sus altos valores de hasta ~300-400 nT, y se muestra como un cinturón continuo por lo menos desde Guerrero hasta Zacatecas.

Desde la frontera con los Estados Unidos de América hasta Santo Tomás de Los Plátanos (Edo. de Méx.), la Cuenca de Arperos presenta una orientación NW-SE paralela a la trinchera pacífica actual (Figura 11.1A). Sin embargo, al sur de Santo Tomás de los Plátanos, la cuenca adquiere una orientación N-S a NNE-SSE, y se interrumpe abruptamente contra la trinchera de Acapulco, formando un ángulo de ~90° con ella (Figura 11.1A). Varios autores han propuesto que el margen pacífico de México está truncado, y que originalmente, durante el Mesozoico, un terreno continental llamado bloque de Chortis se encontraba frente a la costa pacífica del sur de México, hasta que empezó a trasladarse progresivamente hacia el este, durante el Cenozoico, para llegar a su posición actual en América Central (Ratschbacher *et al.*, 2009; Figura 11.1A). De acuerdo con este escenario, la terminación más meridional de la Cuenca de Arperos podría tentativamente encontrarse en la actualidad en América Central, en el bloque de Chortis.

La sección más icónica de la Cuenca de Arperos se localiza en la Sierra de Guanajuato, a lo largo del arroyo Arperos, el cual pasa por el pueblo homónimo (Figura 11.1C). Esta sección ha sido estudiada en detalle desde hace más de cuatro décadas por varios autores (Chiodi *et al.*, 1988; Tardy *et al.*, 1994; Martini *et al.*, 2011), quienes determinaron que la Cuenca de Arperos marca un límite importante en México, separando dos dominios paleogeográficos principales representados por los arcos de los terrenos Guerrero y Alisitos al oeste y el núcleo continental norteamericano al este (Figura 11.1A).

11.5 Desarrollo del tema

11.5.1 El relleno sedimentario de la Cuenca de Arperos

La Cuenca de Arperos presenta un registro estratigráfico que abarca un intervalo de tiempo relativamente amplio, extendiéndose por lo menos en algunas partes del Jurásico tardío hasta casi el final del Cretácico temprano (Cantú-Chapa, 1968; Israde-Alcántara y Martínez-Alvarado, 1986; Contreras-Rodríguez *et al.*, 1990; Busby *et al.*, 1998; Escalona-Alcázar *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2011). Dicho registro estratigráfico es constituido por rocas sedimentarias y metasedimentarias de bajo a muy bajo grado, intercaladas y localmente cortadas por rocas ígneas y

metaígneas. Algunos cuerpos ultramáficos con una extensión de algunos cientos a decenas de metros también han sido considerados parte de la Cuenca de Arperos (González-Jiménez *et al.*, 2017). Sin embargo, esta relación aún debe ser confirmada por estudios más detallados y no será discutida en este trabajo. En esta sección se presenta una reseña de las unidades sedimentarias principales que conforman el relleno de la Cuenca de Arperos. Las rocas ígneas y la evolución del magmatismo dentro de la cuenca se describen en la sección siguiente.

Los depósitos sedimentarios y metasedimentarios de la Cuenca de Arperos han sido agrupados en diferentes unidades, tanto formales como informales, que reciben distintos nombres dependiendo del autor y la localidad de afloramiento. Con el objetivo de sintetizar la información estratigráfica existente y poder discutir al final el significado tectono-estratigráfico de estas unidades en el marco geológico regional, en este trabajo se subdivide el relleno de la Cuenca de Arperos en dos dominios sedimentarios principales: el dominio occidental y el oriental (Figura 11.3). Estos dominios corresponden con los dos márgenes de la Cuenca de Arperos y se diferencian básicamente por su procedencia contrastante. Esta diferencia en la procedencia entre los márgenes occidental y oriental es una característica distintiva de la Cuenca de Arperos y ha sido documentada rigurosamente a lo largo de toda su extensión, desde el sur de México hasta Baja California (Martini *et al.*, 2014; Busby, 2023).

El dominio sedimentario occidental está conformado por sucesiones marinas profundas, compuestas dominantemente por turbiditas y depósitos de slump, localmente intercalados con paquetes de radiolarita de varias decenas de metros de espesor (Quintero-Legorreta, 1992; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Martini *et al.*, 2011). Estos depósitos han sido ampliamente descritos en el sur de México, donde se conocen como la serie de tras-arco de Arcelia (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Figura 11.3), y en la Sierra de Guanajuato, donde han sido designados como formaciones Arperos y Cuestecitas (Chiodi *et al.*, 1988; Martini *et al.*, 2012). Otra unidad que se ha incluido tentativamente en el dominio occidental es el Complejo vulcano-sedimentario Las Pilas (Ortega-Flores *et al.*, 2016; Figura 11.3), el cual aflora en Zacatecas y comprende a las rocas designadas como Formación La Borda por Centeno-García y Silva-Romo (1997). Dichas rocas presentan cierta similitud

en edad y composición con las unidades mencionadas anteriormente, aunque Centeno-García y Silva-Romo (1997) sugieren la posibilidad que, al menos parte de estas rocas representen el arco Cretácico del Terreno Guerrero en lugar de la Cuenca de Arperos. Finalmente, en Baja California, en la región de Calamajué (Figuras 11.1D y 11.3), afloran sucesiones vulcano-sedimentarias del Cretácico Inferior llamadas informalmente unidades sedimentarias continentales y de arco volcánico (Alsleben *et al.*, 2014), las cuales han sido interpretadas por Busby (2023) como una cuenca de tras-arco, cuya parte volcanoclástica es potencialmente correlacionable con las unidades del dominio sedimentario occidental de la Cuenca de Arperos.

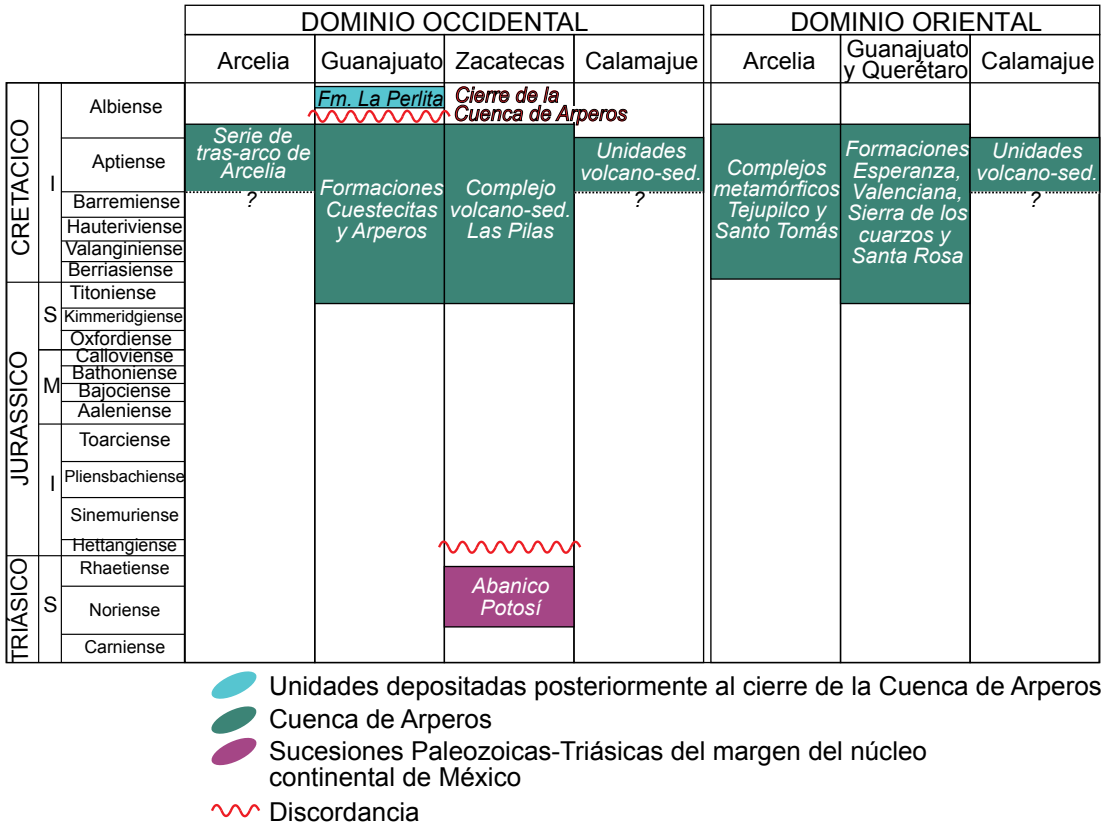


Figura 11.3. Esquema cronoestratigráfico donde se muestra la extensión temporal de las varias unidades que conforman la Cuenca de Arperos.

Los depósitos del dominio occidental son dominantemente volcaniclásticos, y muestran una derivación principal de los arcos jurásicos y cretácicos de los

terrenos Guerrero y Alisitos, los cuales bordeaban la Cuenca de Arperos hacia el oeste (Martini *et al.*, 2014; Busby, 2023; Figura 11.4).

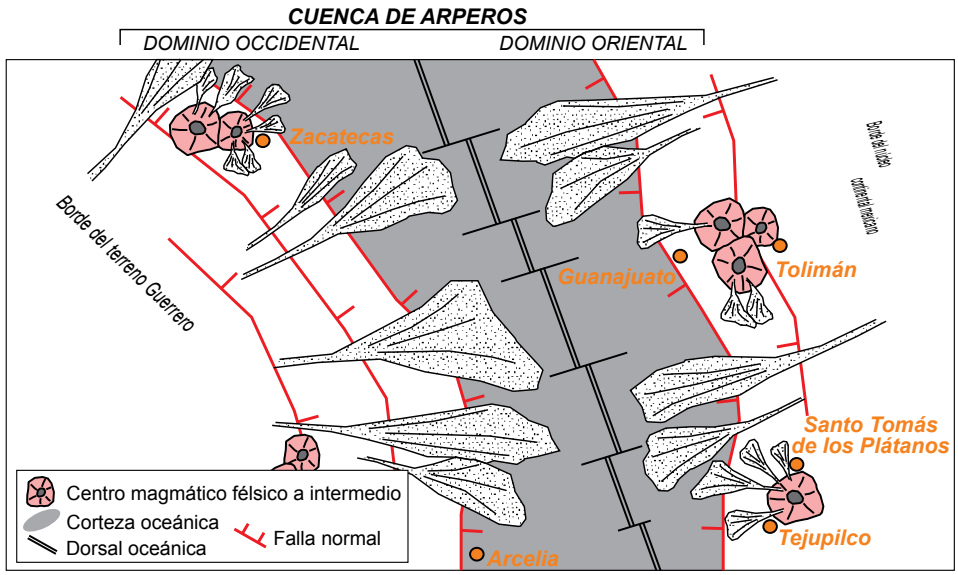


Figura 11.4. Reconstrucción esquemática de la Cuenca de Arperos, donde se muestran los dos márgenes alimentados por diferentes rocas fuentes: el margen occidental alimentado por los conjuntos de arco de los terrenos Guerrero y Alisitos y el margen oriental por el núcleo continental de México. También se muestra la localización de los principales centros magmáticos félsicos e intermedios internos a la cuenca.

Dicha procedencia es puesta en evidencia por la gran riqueza de feldespato, dominantemente plagioclasa, y líticos volcánicos derivados tanto de rocas félsicas como intermedias a máficas (Figuras 11.5 A-C y 11.6 A-C), así como por la predominancia de circones detríticos con edades entre ~160 y ~120 Ma (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Martini *et al.*, 2012; Martini *et al.*, 2014; Ortega Flores *et al.*, 2016; Figura 11.7 A-C), que coinciden con el rango de edad de los arcos de los terrenos Guerrero y Alisitos (e.g., Centeno-García, 2017). Una cantidad muy subordinada de líticos metasedimentarios de bajo grado y circones con edades del Paleozoico y Proterozoico indica que, aunque en manera muy limitada, el basamento metamórfico de los arcos del Terreno Guerrero (Complejo Arteaga en Centeno-García, 2017) contribuyó a la formación de los depósitos del dominio occidental.

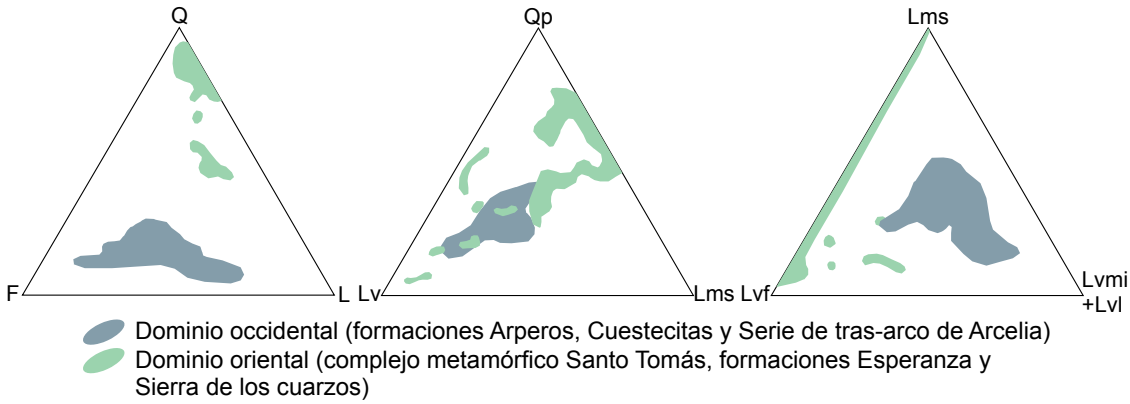


Figura 11.5. Diagramas cuarzo-feldespato-líticos (QFL; **A**), cuarzo policristalino-líticos volcánicos-líticos metamórficos y sedimentarios (QpLvLms; **B**) y líticos metamórficos y sedimentarios-líticos volcánicos felsíticos-líticos volcánicos microliticos y lathwork (LmsLvfLmi+Lvl; **C**) que muestran las diferencias en composición entre los depósitos clásticos de los dominios occidental y oriental de la Cuenca de Arperos. Los diagramas se han construido con base en los datos reportados por Talavera-Mendoza *et al.* (2007), Martini *et al.* (2011), Martini *et al.* (2012), Palacios-García y Martini (2014) y Martini *et al.* (2014).

La edad de los depósitos que conforman el dominio occidental es pobremente definida debido a la mala preservación de los escasos fósiles encontrados. Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui (1990) han reportado radiolarios mal preservados con una edad tentativa del Albiano-Cenomaniense en la Sierra de Guanajuato. Sin embargo, esta edad entra en conflicto con otros datos paleontológicos de esta misma área, los cuales indican que la Cuenca de Arperos se invirtió y cerró a partir del Albiano tardío (Chiodi *et al.*, 1988). Además, en esta misma región, Corona-Chávez (1988) ha documentado la presencia de nanoplancton calcáreo del Tithoniano-Valanginiano, lo que definiría para estas rocas un rango de edad comprendido entre el final del Jurásico y el Cretácico temprano. Este mismo rango de edad también ha sido reportado para el Complejo volcano-sedimentario Las Pilas expuesto en Zacatecas (Escalona-Alcázar *et al.*, 2009; Ortega-Flores *et al.*, 2016). Por otro lado, los datos disponibles asignan las sucesiones del dominio occidental en la región de Arcelia (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007) y en Baja California (Alsleben *et al.*, 2014) al Cretácico temprano, aunque no se tiene bien definida la edad de inicio de la sedimentación en estas regiones.

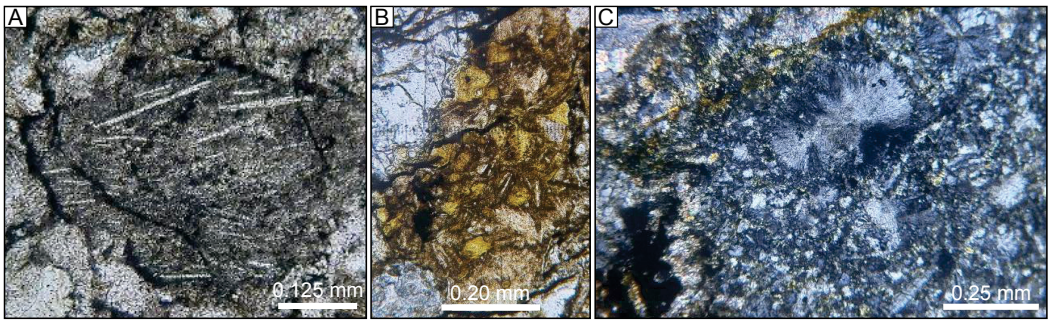


Figura 11.6. Fotomicrografías de diferentes tipos de líticos volcánicos en los depósitos clásticos del dominio occidental de la Cuenca de Arperos: lítico volcánico lathwork (**A**), lítico volcánico microlítico (**B**) y lítico volcánico felsítico (**C**).

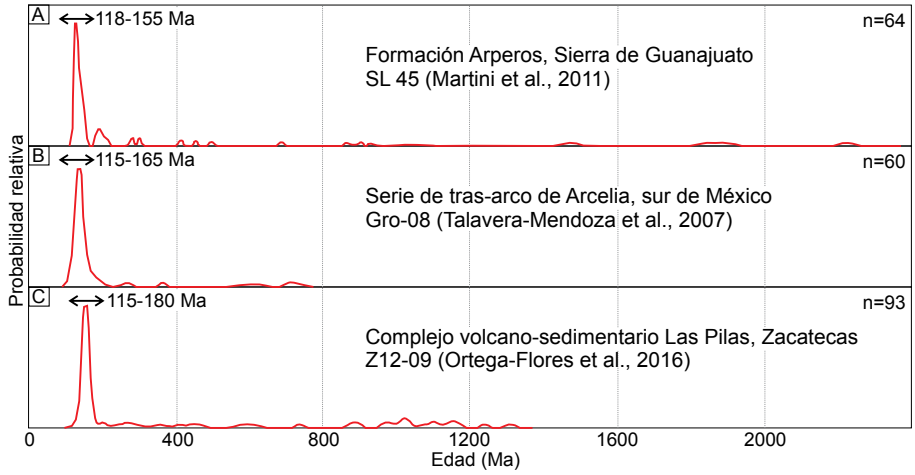


Figura 11.7. Patrones de distribución de edades de circones detríticos en muestras representativas de diferentes unidades del dominio occidental de la Cuenca de Arperos: Formación Arperos (**A**), serie de tras-arco de Arcelia (**B**) y Complejo volcano-sedimentario Las Pilas (**C**).

El dominio oriental está representado por las rocas de los conjuntos metamórficos Tejupilco y Santo Tomás en el sur de México (Elías-Herrera *et al.*, 2000; Martini *et al.*, 2014; Figuras 11.1 B y 11.3), así como las formaciones Esperanza, Valenciana, Sierra de los Cuarzos y Santa Rosa entre Guanajuato y Tolimán (Martini *et al.*, 2011; Ortega-Flores *et al.*, 2014; Palacios-García y Martini, 2014; Figuras 11.1 C y 11.3). En Baja California, Alsleben *et al.* (2014) han descrito sucesiones clásticas del Cretácico Inferior en el área de Calamajué (Figura 11.1 D), denominándolas de manera informal como unidades sedimentarias continentales y de arco volcánico. Busby (2023) ha interpretado estas sucesiones

como una cuenca de tras-arco, correlacionando los depósitos ricos en clastos metamórficos con las unidades del dominio oriental de la Cuenca de Arperos.

Al igual que el dominio occidental, el dominio oriental también está conformado por depósitos marinos profundos, en particular turbiditas, depósitos de slump y de flujo de escombro, localmente intercalados con depósitos pelágicos. Sin embargo, a diferencia del dominio occidental, los depósitos del dominio oriental son dominantemente metamorficlásticos a sedimentaclásticos y muestran una derivación principal del núcleo continental norteamericano (Martini *et al.*, 2014; Palacios-García y Martini, 2014; Busby, 2023; Figura 11.4), el cual estaba conformado por rocas metamórficas paleozoicas y proterozoicas de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, los plutones del arco pérmico-triásico y la cubierta sedimentaria a metasedimentaria representada por el Abanico Potosí (e.g., Centeno-García, 2017). Dicha procedencia es atestiguada por la dominancia de líticos sedimentarios y metamórficos (Figuras 11.5 A y B, y 11.8 A y B), los cuales muestran microestructuras indicativas de diferentes grados, desde la facies de subesquistos verdes hasta el alto grado (Peña-Guerrero, 2022). Las edades de los circones detríticos de estos depósitos apoyan esta procedencia, mostrando una dominancia de edades paleozoicas y proterozoicas (Elías-Herrera *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2011; Palacios- García y Martini, 2014; Figuras 11.9 A y B), que abarcan el mismo rango de edad de los basamentos metamórficos y la cubierta sedimentaria del núcleo continental (e.g., Centeno-García, 2017).

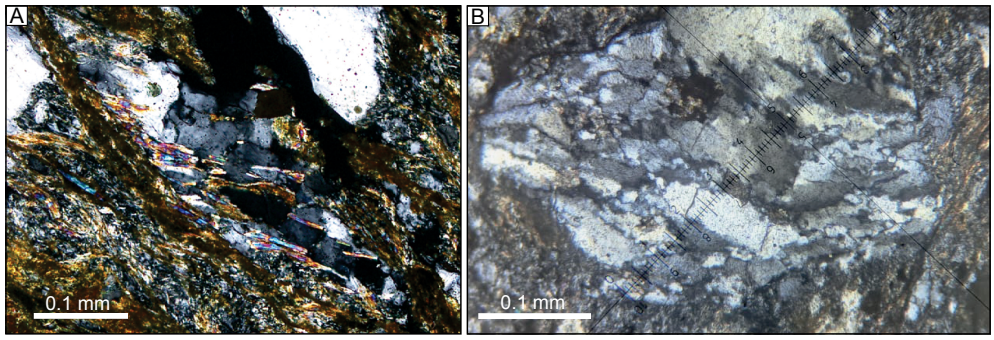


Figura 11.8. Fotomicrografías de líticos metamórficos en los depósitos clásticos del dominio oriental de la Cuenca de Arperos: lítico metafelsítico/metapsamítico con una foliación espaciada expresada por la alineación de micas blancas (**A**); lítico metafelsítico/metapsamítico que muestra una foliación continúa definida por la alineación de cristales de cuarzo alargados con microestructuras de recristalización por rotación de subdominio de grano (**B**).

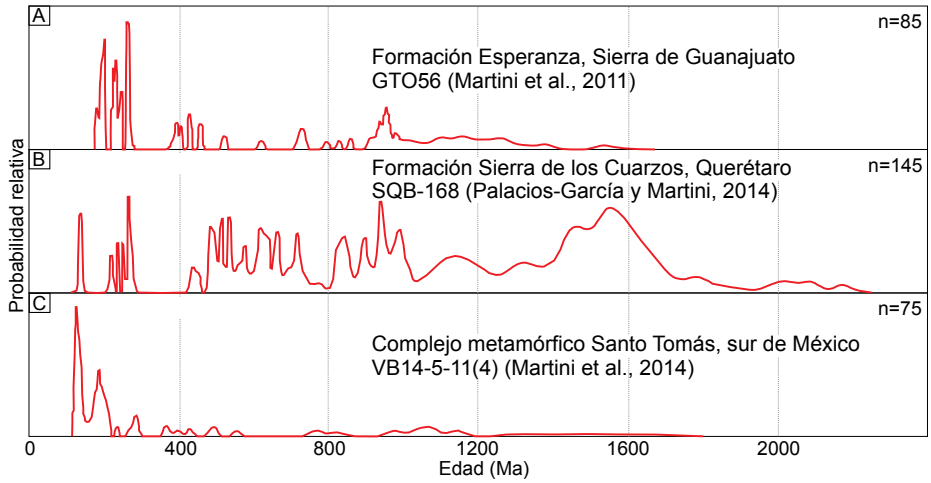


Figura 11.9. Patrones de distribución de edades de circones detríticos en muestras representativas de diferentes unidades del dominio oriental de la Cuenca de Arperos: Formación Esperanza (**A**), Formación Sierra de los Cuarzos (**B**) y Complejo metamórfico Santo Tomás (**C**).

Los depósitos derivados del núcleo continental están localmente intercalados con paquetes de decenas de metros de espesor de turbiditas volcanoclásticas (Martini *et al.*, 2014). Sin embargo, a diferencia de las turbiditas volcanoclásticas del dominio occidental, que están alimentadas por rocas volcánicas con una composición que varía de máfica a félsica, las del dominio oriental presentan casi exclusivamente líticos volcánicos derivados de rocas félsicas (e.g., Martini *et al.*, 2014; Figura 11.5C). Esta observación ha llevado a varios autores a descartar que dichas turbiditas se derivasen de los conjuntos de arco dominantemente máficos a intermedios del terreno Guerrero, y a proponer que se formaron alrededor de pequeños centros volcánicos félsicos desarrollados internamente a la Cuenca de Arperos (Martini *et al.*, 2014; Figura 11.4). Dicho escenario está respaldado por las edades de los circones detríticos de estas turbiditas, las cuales varían en el rango de ~160-120 Ma (Figura 11.9C), y se traslapan con las edades reportadas por el magmatismo félsico interno a la Cuenca de Arperos (Martini *et al.*, 2014; Ortega-Flores *et al.*, 2014).

La edad de los depósitos que conforman el dominio sedimentario oriental está limitada entre el final de Jurásico y el Aptiano por fósiles de amonita (Cantú-Chapa, 1968), radiolarios (Contreras-Rodríguez *et al.*, 1990) y otros invertebrados (Israde-Alcántara y Martínez-Alvarado, 1986), así como por las edades U-Pb de los circones de las rocas volcánicas intercaladas (Elías-Herrera *et al.*,

2009; Martini *et al.*, 2011; Martini *et al.*, 2014; Figura 3). Elías-Herrera *et al.* (2000) han reportado una edad ^{40}Ar-^{39}Ar de ~103 Ma para algunas rocas máficas intercaladas con los depósitos del dominio occidental. Sin embargo, esta edad se encuentra en conflicto con otros datos paleontológicos e isotópicos que indican que la Cuenca de Arperos se invirtió y, ya estaba cerrada a partir del Albiano tardío (Chiodi *et al.*, 1988; Alsleben *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2023). Además, las edades 40Ar-39Ar obtenidas para la Cuenca de Arperos son cuestionadas por los datos U-Pb de Martini *et al.* (2014), quienes demuestran que estas resintieron el efecto de la pérdida parcial o total de Ar durante un evento tectono-térmico del Cretácico tardío, posterior al cierre de la cuenca.

11.5.2 El magmatismo de la Cuenca de Arperos

Los depósitos sedimentarios de la Cuenca de Arperos están intercalados con rocas volcánicas y, localmente, cortados por diques y pequeños cuerpos hipabisales. Estas rocas son de gran importancia, ya que no solo representan una parte volumétricamente sustancial del registro estratigráfico de la Cuenca de Arperos, sino que también documentan con mucho detalle la historia de progresiva extensión y atenuación de la litósfera continental de México, que culminó con la formación de una dorsal oceánica y la separación del arco norteamericano de su núcleo continental. Con base en la composición de las rocas ígneas, se pueden distinguir dos etapas de magmatismo durante la apertura de la Cuenca de Arperos.

La primera etapa se caracteriza por flujos de lava, tobas, diques y lacolitos, predominantemente de composición félsica (Mortensen *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011). Estas rocas representan los vestigios de centros volcánicos félsicos de extensión relativamente limitada, que se encontraban diseminados a lo largo de toda la Cuenca de Arperos (Figura 11.4). Probablemente, los centros más conocidos y estudiados son los localizados en la zona de Guanajuato, los cuales han sido objeto de interés durante muchas décadas debido a sus yacimientos de sulfuros masivos (e.g., Camprubí *et al.*, 2017). Sin embargo, también se han reportado rocas volcánicas y cuerpos hipabisales félsicos en el sur de México, entre Santo Tomás de los Plátanos y Tejupilco (Elías-Herrera *et al.*, 2009; Campa-Uranga *et al.*, 2012; Martini *et al.*, 2014; Figura 11.4), en Tolimán, en el estado de Querétaro (Ortega-Flores *et*

al., 2014), y más al norte, en la región de Zacatecas (Mortensen *et al.*, 2008). Las edades U-Pb en circón delimitan esta primera etapa de magmatismo dominantemente félsico en la Cuenca de Arperos entre ~150 y 130 Ma (Campa e Iriondo, 2004; Mortensen *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011; Martini *et al.*, 2014; Ortega-Flores *et al.*, 2014; Figura 11.3). Adicionalmente, una característica de estas rocas ígneas es la presencia de circones heredados, los cuales han arrojado edades paleozoicas y proterozoicas similares a las de los circones de los basamentos cristalinos del núcleo continental y su cubierta sedimentaria (Martini *et al.*, 2011).

Los datos geoquímicos disponibles en la literatura para estas rocas son limitados y están restringidos a la región de Guanajuato (Martini *et al.*, 2011; Mengelle-López *et al.*, 2013). Esto se debe a que, en la mayoría de los casos, la información sobre estos cuerpos volcánicos es aún confidencial y propiedad de empresas mineras, las cuales están evaluando la presencia de yacimientos de sulfuros masivos explotables como en el caso de la región de Guanajuato.

Los productos volcánicos de la primera etapa de magmatismo en la Cuenca de Arperos varían en composición desde andesitas de alto sílice a riolitas de bajo sílice, y presentan una afinidad subalcalina. Los valores del índice de saturación de alúmina, que oscilan entre 1.1 y 1.7, indican un carácter marcadamente peraluminoso para estas rocas (Figura 11.10).

Las rocas félsicas muestran un notable enriquecimiento de elementos altamente incompatibles, como los litófilos de ion grande (LILE, por sus siglas en inglés) y el torio (Th), en comparación con los elementos de alto potencial iónico (HFSE, por sus siglas en inglés) como el niobio (Nb), que presenta una clara anomalía negativa (Figura 11.11). Asimismo, exhiben patrones fraccionados de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés), con un enriquecimiento en REE ligeras (La-Nd) respecto a las pesadas (Er-Lu). Todas las rocas presentan anomalías negativas de europio (Eu) y, en ocasiones, patrones cóncavos de las REE, determinados por un empobrecimiento de las REE medianas (Sm-Ho; Figura 11.11). Considerando que el Eu es compatible con la plagioclasa, mientras que el Nb y las REE medianas son compatibles con el anfíbol, los rasgos geoquímicos descritos sugieren que los productos félsicos de la Cuenca de Arperos podrían derivar de un proceso de fusión parcial de una litología cortical con anfíbol y plagioclasa como fases residuales.

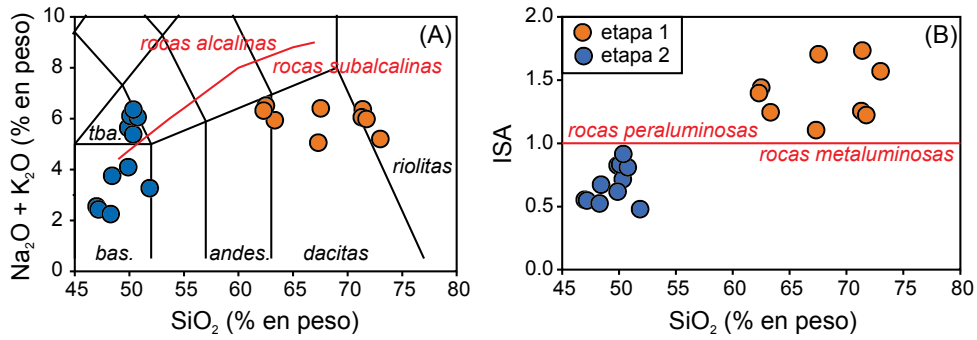


Figura 11.10. Características de elementos mayores de los productos volcánicos generados en la primera (etapa 1) y segunda fase (etapa 2) de apertura de la Cuenca de Arperos (Freydier *et al.*, 1996; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Ortíz-Hernández *et al.*, 2003; Martini *et al.*, 2011; Mengelle-López *et al.*, 2013; se grafican exclusivamente los datos de rocas con valores de pérdida de calcinación < 5 % en peso). Los diagramas de (A) álcalis totales contra sílice (Le Bas *et al.*, 1986) y de (B) índice de saturación en alúmina (ISA) contra sílice indican que los productos volcánicos de la etapa 1 se clasifican como andesitas de alto sílice, dacitas y riolitas de bajo sílice con un carácter peraluminoso, mientras que los productos emitidos durante la segunda etapa de apertura de la cuenca son basaltos subalcalinos y traquibasaltos alcalinos metaluminosos. Las abundancias de los elementos mayores, expresadas en óxidos, están normalizadas al 100 % en peso en base anhidra. El ISA [$Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O - 1.67*P_2O_5)$; Rollinson y Pease, 2021] se expresa en moles.

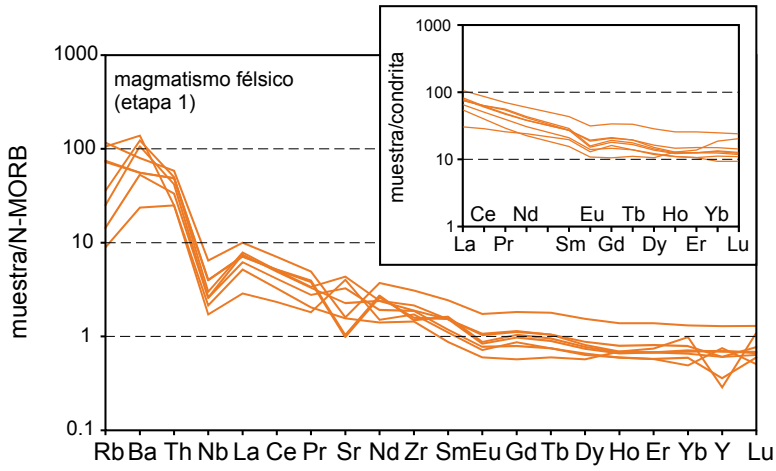


Figura 11.11. Patrones de elementos traza de las rocas félsicas de la Cuenca de Arperos (Martini *et al.*, 2011; Mengelle *et al.*, 2013), normalizados respecto a un basalto de dorsal mesooceánica (N-MORB; valores de normalización de Sun y McDonough, 1989). En el recuadro más pequeño se muestran los patrones de REE de las mismas rocas, normalizados respecto a una composición condrítica (McDonough y Sun, 1995).

El carácter peraluminoso de los productos félsicos, junto con la presencia de abundantes circones con edades del Paleozoico y Proterozoico en estas rocas, apoyan la participación de un basamento de afinidad continental en su petrogénesis. De hecho, la distribución de edades de los circones heredados corresponde con la documentada para las turbiditas y metaturbiditas del Abanico Potosí, que probablemente representan el sustrato de la cuenca. En conclusión, los productos félsicos de la primera etapa de magmatismo de la Cuenca de Arperos podrían ser testigos de un episodio de fusión cortical durante una etapa temprana de la extensión continental.

La segunda etapa magmática de la Cuenca de Arperos está representada por lavas almohadilladas y masivas, así como brechas basálticas y hialoclastitas (Freydier *et al.*, 1996; Talavera-Mendoza y Guerrero Suástegui, 2000; Ortiz-Hernández *et al.*, 2003; Martini *et al.*, 2011). Los mejores afloramientos de este conjunto de rocas máficas se encuentran en el arroyo Arperos, cerca de Guanajuato (Freydier *et al.*, 1996), y en el sur de México, en los alrededores de Santo Tomás de los Plátanos y Arcelia (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Martini *et al.*, 2014; Figura 11.1A). Los datos geoquímicos disponibles en la literatura (Freydier *et al.*, 1996; Ortíz-Hernández *et al.*, 2003; Martini *et al.*, 2011) indican que los productos volcánicos de la segunda etapa de magmatismo de la Cuenca de Arperos son basaltos subalcalinos y traquibasaltos alcalinos de carácter metaluminoso (Figura 11.10). Los basaltos subalcalinos presentan patrones de elementos traza relativamente planos, muy similares a los de basaltos de dorsales meso-oceánicas (Sun y McDonough, 1989), aunque muestran un notable enriquecimiento de LILE como Rb, Ba y Sr, probablemente relacionado con la adición selectiva de elementos solubles durante episodios de alteración hidrotermal (Jochum y Verma, 1996; Figura 11.12). Los traquibasaltos presentan enriquecimientos de LILE similares a los de los basaltos subalcalinos, pero también concentraciones más altas de HFSE como Nb y zirconio (Zr), así como patrones fraccionados de las REE, con mayores abundancias de REE ligeras en comparación con las pesadas (Figura 11.12). En un diagrama de Nb/Zr contra Nb (Figura 11.12), los productos máficos de la segunda fase magmática de la Cuenca de Arperos delinean una correlación positiva que es muy similar a la observada en los basaltos de dorsales meso-oceánicas (Lehnert *et al.*, 2000). Este comportamiento en los basaltos de dorsales es consistente con un origen de estos magmas por varios grados de

fusión por descompresión de las peridotitas del manto, inducida por la extensión tectónica. Específicamente, en las peridotitas del manto, el Nb es más incompatible que el Zr, de modo que un bajo grado de fusión resulta en magmas enriquecidos en Nb y con altas relaciones Nb/Zr; a medida que la fusión progresa, los magmas se empobrecen en Nb y las relaciones Nb/Zr disminuyen. En el contexto de la Cuenca de Arperos, los traquibasaltos, con sus altos valores de Nb y Nb/Zr, podrían haberse formado por bajos grados de fusión del manto durante una primera fase de la expansión oceánica; por otro lado, los basaltos subalcalinos, con bajas concentraciones de Nb y relaciones Nb/Zr, atestiguarían una fase más madura de la expansión oceánica, caracterizada por un mayor grado de fusión y un consecuente empobrecimiento del manto (Martini *et al.*, 2011).

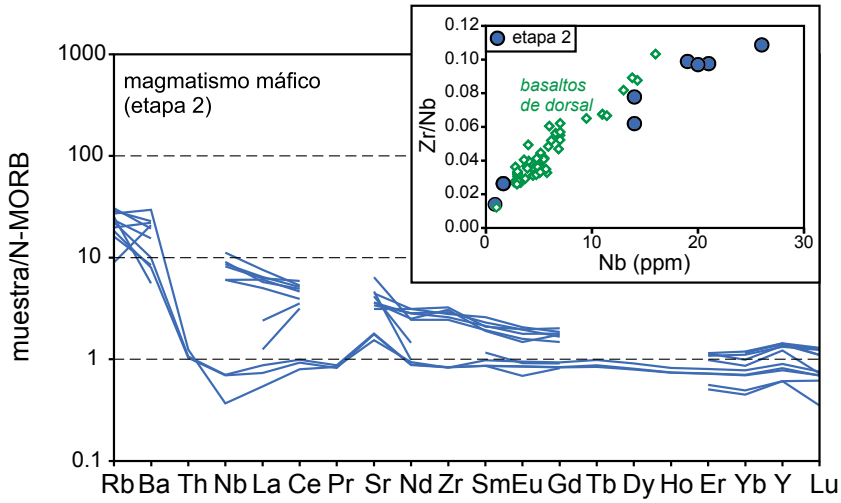


Figura 11.12. Patrones de elementos traza de las rocas máficas de la Cuenca de Arperos (Freydier *et al.*, 1996; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Ortíz-Hernández *et al.*, 2003; Martini *et al.*, 2011), normalizados respecto a un basalto de dorsal meso-oceánica (N-MORB; valores de normalización de Sun y McDonough, 1989). En el recuadro más pequeño, se muestra una gráfica de Nb/Zr contra Nb, en la cual los productos máficos de la Cuenca de Arperos se comparan con los basaltos de la dorsal del Pacífico Oriental (Lehnert *et al.*, 2000), derivados de diferentes grados de fusión del manto en un contexto extensional.

La edad de las rocas máficas está pobremente definida. Las edades 40Ar-39Ar obtenidas hasta el momento son más jóvenes que la edad de cierre de la Cuenca de Arperos (e.g., Elías-Herrera *et al.*, 2000). Con base en esta consideración, varios autores han interpretado estas edades como el resultado de un evento

tectono-térmico posterior al cierre de la cuenca, el cual determinó la perturbación y reseteo del sistema isotópico de los minerales analizados (Martini *et al.*, 2014). Hasta el momento, la edad más confiable para esta segunda etapa magmática es dada por los depósitos sedimentarios que se encuentran intercalados y cubriendo las rocas máficas. Considerando que los grupos de circones más jóvenes en las turbiditas intercaladas y depositadas por encima de los basaltos presentan edades entre ~125 y ~120 Ma (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Martini *et al.*, 2011), y que la cuenca se cerró ya desde el Albiano tardío, la segunda etapa magmática tuvo que haber ocurrido entre el Aptiano y Albiano temprano.

11.5.3 Inversión y cierre de la Cuenca de Arperos

La Cuenca de Arperos está actualmente expuesta en un cinturón de pliegues y cabalgaduras, el cual representa la zona de sutura de los terrenos Guerrero y Alisitos con el núcleo continental norteamericano (Martini *et al.*, 2023). Este cinturón marca la inversión del régimen tectónico en México, de extensional a compresivo, y el inicio del ciclo orogénico que llevó a la formación del Orógeno Mexicano. Este cinturón presenta una arquitectura compleja y aún poco estudiada de manera rigurosa. En particular, está conformado por varias escamas tectónicas apiladas y delimitadas por cabalgaduras, las cuales indican un sentido de transporte tectónico dominante hacia el NE en el sur de México, Guanajuato, y Zacatecas (Elías-Herrera *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2013) y hacia el SW en Baja California (Alsleben *et al.*, 2008). En varias localidades, los conjuntos de arco del terreno Guerrero coronan esta pila tectónica, indicando que uno de los resultados más relevantes del acortamiento tectónico en su etapa inicial fue el despegue del arco de su substrato y su emplazamiento por encima de la cuenca de tras-arco adyacente (Martini *et al.*, 2014; Figuras 11.13A y B).

La superposición de estructuras más jóvenes, asociadas a por lo menos dos eventos de acortamiento posteriores a la inversión de la Cuenca de Arperos (Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2014), dificulta la reconstrucción a detalle de la arquitectura original de este cinturón. Además, estos eventos tectono-térmicos más recientes han perturbado en muchos casos los sistemas isotópicos de los minerales cristalizados durante el cierre de la Cuenca de Arperos, dificultando

la obtención de edades confiables (Martini *et al.*, 2023). Hasta el momento, la temporalidad del cierre e inversión de la cuenca ha sido determinada con solidez en solo en tres localidades: en la Sierra de Guanajuato, en Santo Tomás de los Plátanos y en Baja California (Figura 11.14).

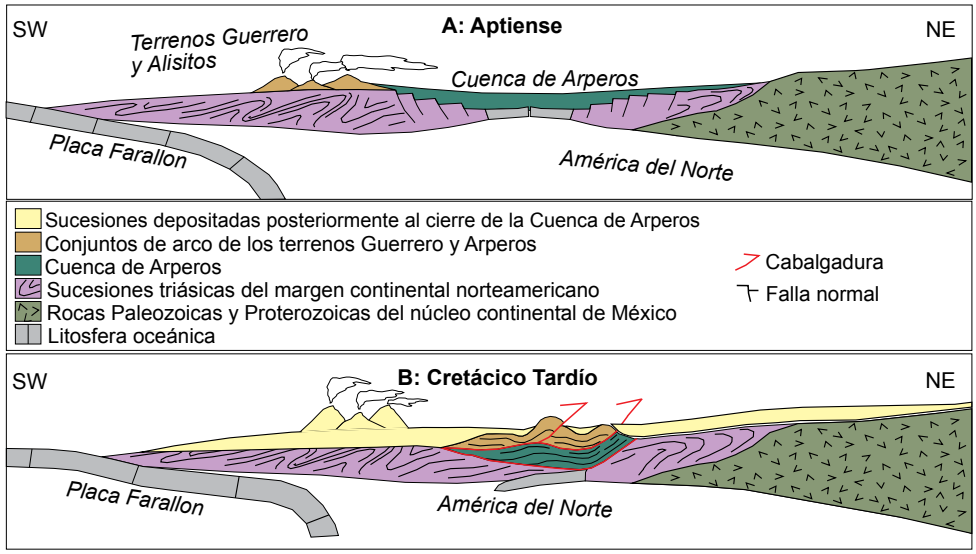


Figura 11.13. Modelo tectónico en dos etapas de la Cuenca de Arperos. Entre el final del Jurásico y el Albiano temprano, la Cuenca de Arperos se formó como un surco extensional entre los conjuntos de arco de los terrenos Guerrero y Alisitos y el núcleo continental mexicano (A). Sucesivamente, a partir del Albiano tardío, el régimen tectónico se invirtió, determinando el cierre de la Cuenca de Arperos y el emplazamiento de los conjuntos de arco por encima de ella (B).

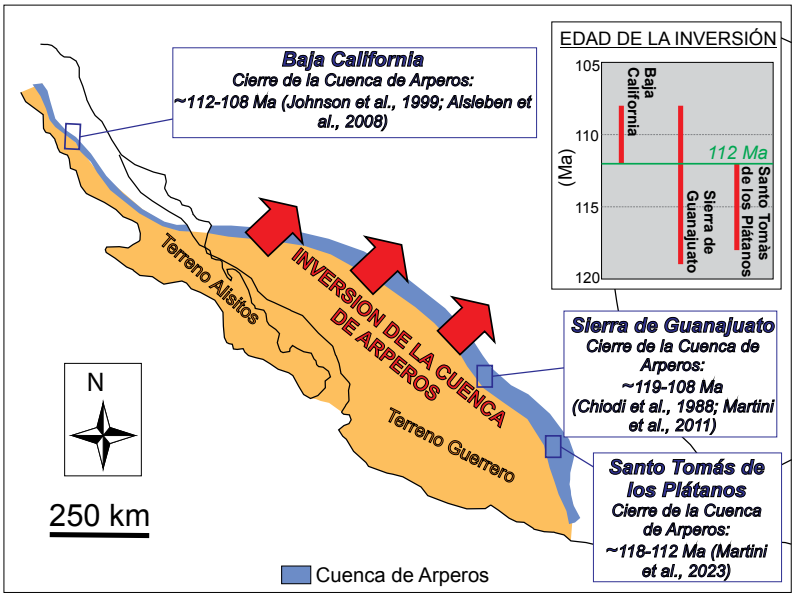


Figura 11.14. Mapa que muestra las localidades de la Cuenca de Arperos para las cuales se cuenta actualmente con edades confiables para el proceso de inversión y cierre.

En la Sierra de Guanajuato, sobreyaciendo en discordancia angular a las turbiditas plegadas y cizalladas de la Cuenca de Arperos, se encuentran carbonatos marinos de agua somera designados como Formación La Perlota (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1992; Figura 11.3). Los carbonatos de la Formación La Perlita contienen amonitas del Albiano superior (Chiodi *et al.*, 1988). Con base en estos datos, es posible limitar el evento de cierre de la Cuenca de Arperos en la Sierra de Guanajuato entre ~120 Ma, edad de los grupos de circones más jóvenes contenidos en las turbiditas (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Martini *et al.*, 2014), y ~ 106 Ma (inicio del Albiano temprano de acuerdo con Scott, 2009) edad de las amonitas contenidas en la Formación La Perlita (Chiodi *et al.*, 1988). Un rango de edad similar para este evento de acortamiento ha sido obtenido en otras localidades. En Santo Tomás de los Plátanos, Martini *et al.* (2023) han reportado edades 40Ar-39Ar entre ~117 y ~110 Ma para granos individuales de muscovita extraídos de una milonita asociada con el cierre de la Cuenca de Arperos. Adicionalmente, en Baja California, se han reportado edades U-Pb en circón entre ~112 y ~108 Ma para cuerpos intrusivos interpretados como plutones sin- y post-tectónicos asociados al evento de cierre de la Cuenca de Arperos (Johnson *et al.*, 1999; Alsleben *et al.*, 2008).

Los rangos de edad documentados en estas tres localidades se traslapan, sugiriendo que el cierre de la Cuenca de Arperos, así como la consecuente acreción de los terrenos Guerrero y Alisitos a lo largo del núcleo continental norteamericano, fue un evento tectónico que, en primera aproximación, ocurrió de manera sincrónica a lo largo del margen pacífico de México (Figura 11.14).

11.5.4 Modelo tectono-sedimentario

Los datos disponibles hasta el momento indican que la Cuenca de Arperos es un surco extensional que se desarrolló entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano a lo largo del margen pacífico de México, separando dos dominios paleogeográficos distintos: los arcos de los terrenos Guerrero y Alisitos al oeste, y el núcleo continental norteamericano al este (Figura 11.1 A). La interpretación tectono-sedimentaria de esta cuenca ha sido controversial. En la literatura se han propuesto varios escenarios, que se pueden agrupar en dos grupos principales. El grupo 1

comprende los modelos en los cuales la Cuenca de Arperos es considerada una cuenca oceánica de origen pacífico, ubicada al occidente del margen continental norteamericano y delimitada al oeste por un arco o un sistema complejo de arcos intraoceánicos pacíficos, actualmente expuestos en los terrenos Guerrero y Alisitos (Tardy *et al.*, 1994; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Figura 11.15A). De acuerdo con estos modelos, el sustrato de la Cuenca de Arperos sería una placa oceánica llamada placa Mezcalera (Dickinson y Lawton, 2001), cuya subducción al oeste sería responsable de la formación de los arcos de los terrenos Guerrero y Alisitos.

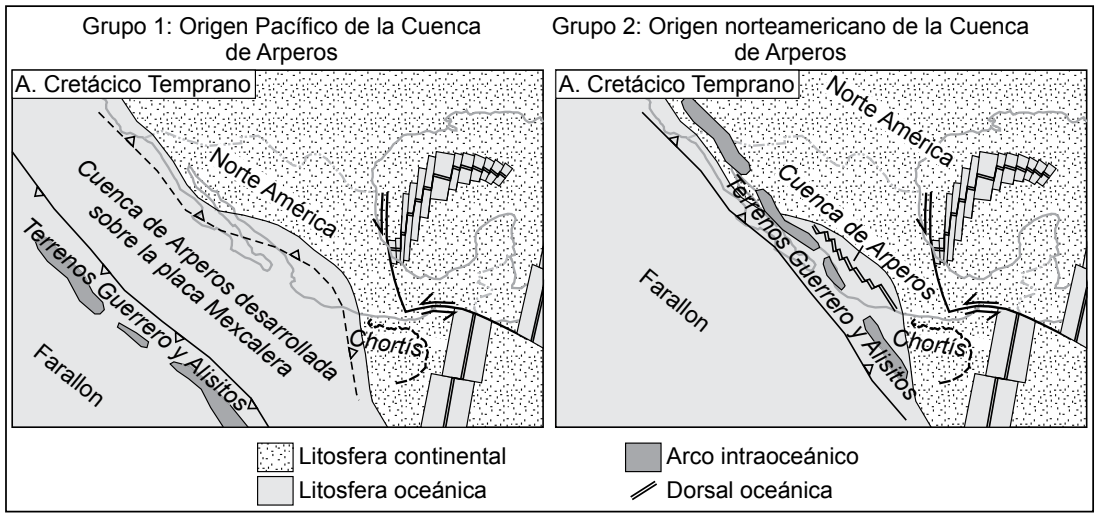


Figura 11.15. Modelos propuestos en la literatura para la Cuenca de Arperos. El grupo 1 (**A**) de escenarios considera que la Cuenca de Arperos tenga un origen pacífico que separaba arcos exóticos de origen pacífico (terrenos Guerrero y Alisitos) del núcleo continental norteamericano. Los autores del grupo 2, al contrario, han sugerido que la Cuenca de Arperos sea una cuenca de tras-arco desarrollada en la placa norteamericana.

Algunos autores han propuesto que la placa Mezcalera habría subducido tanto hacia el oeste, por debajo del terreno Guerrero, como hacia el este por debajo del margen norteamericano (e.g., Dickinson y Lawton, 2001; Figura 11.15A). Los modelos de este grupo presentan un problema principal. En efecto, de acuerdo con estos modelos, la placa oceánica Mezcalera debió haber existido por lo menos desde el Jurásico tardío para que su subducción pudiera haber llevado a la formación de los arcos del Jurásico tardío-Cretácico temprano de los terrenos Guerrero y Alisitos. No obstante, los datos disponibles documentan que la Cuenca

de Arperos tiene una evolución compleja, con una primera etapa caracterizada por un sustrato con afinidad continental y magmatismo dominantemente félsico y, posteriormente, con el progresar de la extensión, una segunda etapa definida por la generación de un piso oceánico de edad restringida entre el Aptiano y el Albiano temprano. Por lo tanto, los arcos de los terrenos Guerrero y Alisitos se formaron antes de que la Cuenca de Arperos desarrollara un sustrato oceánico. Esto implica que los arcos no pudieron haberse relacionado con el piso oceánico de la Cuenca de Arperos, sino que debieron formarse por la subducción de una placa oceánica ubicada más al oeste, es decir, la placa de Farallón. Esta configuración tectónica es respaldada por los modelos del grupo 2, de acuerdo con los cuales los arcos del terreno Guerrero se desarrollaron a lo largo del margen de la placa norteamericana, y la Cuenca de Arperos representaría en este caso una cuenca de tras-arco (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Martini *et al.*, 2011; Centeno-García, 2017; Busby *et al.*, 2023; Figura 11.15B). De acuerdo con estos modelos, la Cuenca de Arperos comenzó a abrirse progresivamente a partir del Jurásico tardío, determinando el adelgazamiento de la placa norteamericana y la generación de un magmatismo dominantemente félsico, formado por la fusión parcial de un sustrato con afinidad continental. El perdurar de la extensión durante gran parte del Cretácico temprano llevó a la formación de una dorsal oceánica y a la separación de los conjuntos de arcos de los terrenos Guerrero y Alisitos del núcleo continental norteamericano (Figura 11.15B). Debido a su posición entre los arcos del margen norteamericano al oeste y el núcleo continental al este, la Cuenca de Arperos ha desarrollado durante su apertura una marcada asimetría en la composición de su relleno clástico, característica documentada en las principales cuencas de tras-arco modernas y antiguas formadas en la periferia de un continente (Packer e Ingersoll, 1986; Harrold y Moore, 1975).

Al momento, el escenario propuesto por los autores del grupo 2 es el que mejor explica tanto la evolución magmática como la asimetría composicional de la Cuenca de Arperos y, por ende, es el más aceptado por la comunidad científica. Este escenario pone en evidencia la historia de extensión prolongada (por lo menos 50 millones de años) que ha caracterizado el margen pacífico de Norteamérica en el sector mexicano. Las causas de este periodo de extensión prolongada siguen siendo objeto de debate. Una de las hipótesis más acreditadas es que la extensión fue desencadenada por el retroceso de la placa Farallón, la cual

estuvo subduciendo por debajo de Norteamérica desde el Jurásico (Mortensen *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011; Busby, 2023). Esta hipótesis se ve respaldada por la distribución del magmatismo de arco entre ~150 y ~110 Ma en México. En efecto, los datos disponibles muestran claramente la progresiva migración del magmatismo desde una posición netamente interna a la placa (e.g., arcos de Teloloapan y Guanajuato; Mortensen *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011) hacia la trinchera (e.g., arco de Zihuatanejo; Martini *et al.*, 2009; Centeno-García *et al.*, 2011). De esta forma, la Cuenca de Arperos representa uno de los registros más completos de la compleja interacción entre las placas de Norteamérica y Farallón durante el Mesozoico, y su reconstrucción permite descifrar la dinámica de la subducción a lo largo del margen pacífico de México.

11.6 Potencial económico

El potencial económico de las rocas ígneas de la Cuenca de Arperos es conocido desde la época colonial (Mortensen *et al.*, 2008). En la región de Guanajuato, los españoles identificaron los primeros depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS, por sus siglas en inglés). Sin embargo, el interés por estos depósitos disminuyó de manera repentina con el descubrimiento de yacimientos de metales preciosos, en particular oro y plata, asociados con los depósitos epitermales de las sucesiones volcánicas del Cenozoico (e.g., Querol *et al.*, 1991). Siglos después, los depósitos VMS de la Cuenca de Arperos han vuelto a ser el objeto de interés de varias compañías, tanto nacionales como extranjeras, como lo atestigua la extensa literatura publicada sobre el tema en las últimas décadas (Bissig *et al.*, 2008; Mortensen *et al.*, 2008; Mengelle-López *et al.*, 2013; Camprubí *et al.*, 2017). De acuerdo con Miranda-Gasca (2000), el terreno Guerrero alberga más de 60 yacimientos de tipo VMS, muchos de los cuales se encuentran diseminados a lo largo de la Cuenca de Arperos. Estos yacimientos están localizados en las rocas ígneas félsicas del Tithoniano-Barremiano, las cuales se emplazaron durante la primera etapa magmática que acompañó la apertura de la Cuenca de Arperos (Mortensen *et al.*, 2008). Probablemente, el depósito VMS más grande descubierto hasta la fecha es el de San Nicolás, en la región de Zacatecas, que se estima cuenta con una reserva explotable de 72 Mt (Johnson *et al.*, 1999). Otros depósitos de la Cuenca de Arperos que han sido explotados desde hace décadas

incluyen Los Mexicanos en Guanajuato y El Salvador en Zacatecas (Mortensen *et al.*, 2008; Mengelle-López *et al.*, 2013). Para otros depósitos (e.g., La Paz y Gavilanes en Guanajuato), aún no está claro si se encuentran dentro de la Cuenca de Arperos o en los conjuntos de arco adyacentes.

11.7 Conclusiones

La Cuenca de Arperos es un elemento tectono-estratigráfico fundamental en la geología de México, ya que representa uno de los registros más completos de la compleja interacción entre las placas de Norteamérica y Farallón durante el Mesozoico. Entre el Jurásico Tardío y gran parte del Cretácico Temprano, el retroceso de la placa en subducción a lo largo de la trinchera pacífica de México desencadenó la extensión prolongada del margen norteamericano y la consecuente apertura de la Cuenca de Arperos, la cual se desarrolló en una posición de tras-arco, entre los conjuntos de arco al oeste y el núcleo continental al este. En su primera etapa, la extensión generó el adelgazamiento progresivo de la placa norteamericana y un magmatismo dominantemente félsico, al cual se asocian algunos de los depósitos VMS económicamente más relevantes de México. El proceso de extensión culminó con la formación de una dorsal oceánica en la Cuenca de Arperos y la separación de los conjuntos de arco del núcleo continental. La apertura de la Cuenca de Arperos se detuvo al final del Cretácico temprano, cuando se produjo una inversión del régimen tectónico de extensional a compresivo, lo que provocó la inversión y el cierre de la cuenca. El cierre de la Cuenca de Arperos representa un evento fundamental en la evolución tectónica mesozoica de México, constituyendo un parteaguas entre un periodo prolongado de extensión y desarrollo de cuencas de *rift* de suprasubducción y el inicio del ciclo tectónico que dio origen al Orógeno Mexicano.

11.7.1 Agradecimientos

Agradecemos a Juan Tomás Vázquez del Instituto de Geociencias de la UNAM por la preparación de láminas petrográficas, las cuales ilustran algunos de los detalles de las rocas que se describen en este trabajo.

11.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. La Cuenca de Arperos es:

   a) Una cuenca de antepaís.
   b) Una cuenca de tras-arco.
   c) Una cuenca de antearco.
   d) Una cuenca de *rift* intracontinental.

2. Los depósitos del margen oriental de la Cuenca de Arperos son:

   a) Derivados principalmente del núcleo continental de México.
   b) Derivados principalmente de los conjuntos de arco del terreno Guerrero.
   c) Derivados principalmente de rocas intrusivas del Cretácico Superior.
   d) Derivados principalmente de fuentes ultramáficas.

3. La abertura y cierre de la Cuenca de Arperos abarcan un periodo de aproximadamente:

   a) 100 millones de años.
   b) 15 millones de años.
   c) 4 millones de años.
   d) 40 millones de años.

4. La Cuenca de Arperos refleja la interacción entre:

   a) Las placas de Norte América y Farallón.
   b) Las placas de Norte América y Atlántica.
   c) Las placas de Norte América y Sur América.
   d) Las placas de Norte América y Nazca.

5. La Cuenca de Arperos se desarrolla durante:

   a) El Proterozoico.
   b) El Paleozoico.
   c) El Mesozoico.
   d) El Cenozoico.

6. La Cuenca de Arperos:

   a) Tuvo inicialmente un sustrato oceánico y luego continental.
   b) Tuvo inicialmente un sustrato continental y luego oceánico.
   c) Siempre tuvo un sustrato continental.
   d) Siempre tuvo un sustrato oceánico.

7. La tectónica extensional de la Cuenca de Arperos es posiblemente relacionada con:

   a) Una pluma del manto.
   b) La abertura del Golfo de México.
   c) El retroceso de la placa Farallón que estaba subduciendo.
   d) La deriva al norte de Norte América.

8. La Cuenca de Arperos aflora en los estados de:

   a) Chiapas, San Luis Potosí y Sonora.
   b) Veracruz, Tamaulipas y Coahuila.
   c) Yucatán, y Tabasco.
   d) Guerrero, Michoacán, Estado de México, Guanajuato, Zacatecas y Baja California.

9. La Cuenca de Arperos se formó con una orientación más o menos:

a) Paralela al margen pacífico de Norte América.
b) Paralela al Golfo de México.
c) Paralela al Orógeno Ouachita-Maratón.
d) Paralela a la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

10. Los depósitos del margen occidental de la Cuenca de Arperos son:

a) Principalmente carbonatos.
b) Principalmente derivados de rocas metamórficas.
c) Principalmente derivados de los conjuntos de arco de los terrenos Guerrero y Alisitos.
d) Principalmente sedimentos pelágicos.

11. ¿Cuál es la composición química de los productos volcánicos de la primera etapa de magmatismo en la Cuenca de Arperos?

a) Rocas máficas e intermedias de carácter peraluminoso.
b) Rocas máficas e intermedias de carácter metaluminoso.
c) Rocas intermedias y félsicas de carácter peraluminoso.
d) Rocas intermedias y félsicas de carácter metaluminoso.

12. ¿Cuáles son las evidencias geológicas/geoquímicas que respaldan un origen de las rocas félsicas de la Cuenca de Arperos por fusión de litologías corticales con anfíbol y plagioclasa residuales?

a) Los patrones cóncavos de REE, acompañados por anomalías negativas de Eu.
b) El carácter peraluminoso de las rocas.
c) La presencia de circones heredados del Paleozoico y Proterozoico.
d) Todas las evidencias previamente mencionadas.

13. ¿Cuáles son las variedades magmáticas que caracterizan la segunda etapa de volcanismo en la Cuenca de Arperos?

a) Basaltos subalcalinos y traquibasaltos alcalinos de carácter metaluminoso.
b) Basaltos subalcalinos y traquibasaltos alcalinos de carácter peraluminoso.
c) Andesitas subalcalinas y traquiandesitas alcalinas de carácter metaluminoso.
d) Andesitas subalcalinas y traquiandesitas alcalinas de carácter peraluminoso.

14. Se considera que las rocas máficas de la Cuenca de Arperos se formaron por varios grados de fusión por descompresión del manto durante un proceso de expansión oceánica. ¿Cuál es la evidencia geoquímica que respalda un origen de los traquibasaltos alcalinos por un menor grado de fusión del manto en la fase inicial de apertura de la cuenca?

a) Tienen concentraciones de Nb y relaciones Nb/Zrmás bajas respecto a los basaltos subalcalinos.
b) Tienen concentraciones de Nb y relaciones Nb/Zr más altos respecto a los basaltos subalcalinos.
c) Tienen contenidos de sílice muy similares a los de los basaltos subalcalinos.
d) Tienen contenidos de LILE muy similares a los de los basaltos subalcalinos.

15. El potencial económico de la Cuenca de Arperos se basa principalmente:

a) En depósitos de sulfuros masivos.
b) En depósitos de oro y plata.
c) En depósitos de barita.
d) En depósitos de carbón.

16. La Cuenca de Arperos se cerró en:

a) El Jurásico temprano.
b) El Cenomaniano-Turoniano.
c) En el Aptiano tardío o Albiano temprano.
d) En el Barremiano.

17. Los terrenos Guerrero y Alisitos son:

- **a)** Arcos desarrollados en el borde de la placa de Norte América.
- **b)** Arcos desarrollados en el medio de la plaza Farallón.
- **c)** Arcos continentales desarrollados por encima del cratón norteamericano.
- **d)** Cadenas volcánicas generadas por un punto caliente.

18. El cierre de la Cuenca de Arperos marca:

- **a)** El inicio del ciclo orogénico que dio origen al Orógeno Mexicano.
- **b)** El inicio del ciclo extensional que determinó la abertura del Golfo de México.
- **c)** El fin del ciclo orogénico que dio origen al Orógeno Mexicano.
- **d)** El fin de la actividad magmática en México.

19. El piso oceánico en la Cuenca de Arperos se formó:

- **a)** Durante el Jurásico.
- **b)** En el Titoniano.
- **c)** En el Aptiano.
- **d)** En el Cenomaniano.

20. La Cuenca de Arperos se formó:

- **a)** Entre los arcos de los terrenos Guerrero y Alisitos y el núcleo continental de México.
- **b)** Dentro del núcleo continental de México.
- **c)** Dentro del arco del terreno Guerrero.
- **d)** En la placa Farallón.

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	b)	11.	c)	16.	c)
2.	a)	7.	c)	12.	d)	17.	a)
3.	d)	8.	d)	13.	a)	18.	a)
4.	a)	9.	a)	14.	b)	19.	c)
5.	c)	10.	c)	15.	a)	20.	a)

11.9 Bibliografía

Alsleben, H., Wetmore, P.H. y Paterson, S.R. (2014). Structural evidence for mid-Cretaceous suturing of the Alisitos arc to North America from the Sierra Calamajue, Baja California, Mexico en Morton, D.M. y Miller, F.K., eds., Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. *Geological Society of America Memoir, 211,* 691–711.

Alsleben, H., Wetmore, P.H., Schmidt, K.L., Paterson, S.R. y Melis, E.A. (2008). Complex deformation during arc-continent collision: Quantifying finite strain in the accreted Alisitos arc, Peninsular Ranges batholith, Baja California. *Journal of Structural Geology, 30,* 220–236.

Bankey, V., Cuevas, A., Daniels, D.L., Finn, C.A., Hernandez, I., Hill, P.L., Kucks, R., Miles, W.,

Pilkington, M., Roberts, C., Roest, W., Rystrom, V., Shearer, S., Snyder, S.L., Sweeney, R.E. y Velez, J. (2002). Magnetic anomaly map of North America. Special Map, USGS Unnumbered Serie, USGS Publications Warehouse.

Bissig, T., Mortensen, J.K., and Hall, B. (2003). The volcano-sedimentary setting of the Kuroko type Vhms District of Cuale, Jalisco, Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 35, 61.

Busby, C., Smith, D., Morris, W. y Fackler-Adams, B. (1998). Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico. *Geology, 26,* 227–230.

Busby, C.J. (2004). Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: A case study from Mesozoic Baja California, Mexico. *Tectonophysics, 392,* 241–277.

Busby, C.J. (2023). Guerrero-Alisitos-Vizcaino superterrane of western Mexico and its ties to the Mexican continental margin (Gondwana and SW Laurentia) en Whitmeyer, S.J., Williams, M.L., Kellett, D.A. y Tikoff, B., eds., Laurentia: Turning Points in the Evolution of a Continent. *Geological Society of America Memoir, 220,* 773–804.

Cabral-Cano, E., Lang, H.R. y Harrison, C.G.A. (2000). Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implication for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences, 13,* 443–457.

Campa, M.F. e Iriondo, A. (2004). Significado de dataciones Cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos: Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS 24(2), 173.

Camprubí, A. (2017). The metallogenic evolution in Mexico during the Mesozoic, and its bearing in the Cordillera of western North America. *Ore Geology Reviews, 81,* 1193–1214.

Cantú-Chapa, A. (1968). Las rocas eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán. *Monografía del Instituto Mexicano del Petróleo, Tecnología de la Exploración,* Sección Geología, 2, 3–18.

Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G. (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin, 123,* 1776–1797.

Centeno-García, E. y Silva-Romo, G. (1997). Petrogénesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic–Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14,* 244–60.

Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: an overview. *Ore Geology Reviews, 81,* 1035–1052.

Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A. e Yta, M. (1988). Une descordance anté-albienne datée par una faune d'ammonites et de brachiopods de type thétisien au Mexique central. *Geobios, 21,* 125–135.

Contreras-Rodríguez, L., Miranda-Molina, J.J. y Vargas-Montaño, M. (1990). *Estudio geológico del área de Valle de Bravo-Nvo. Sto. Tomás de los Platanos, Estado de México* [Plática]. 10ª Convención de la Sociedad Geológica Mexicana, México D.F., México.

Corona-Chávez, P. (1988) *Análisis estratigráfico estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato* [Tesis de Licenciatura: Instituto Politécnico Nacional, México D.F.].

Dávila-Alcocer, V.M. y Guerrero-Suástegui, M. (1990). *Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcanosedimentaria al oriente de Arcelia, Estado de Guerrero* [Plática]. 10th Convención Geológica Nacional, México D.F. México.

Deschamps, A. y T. Fujiwara (2003). Asymmetric accretion along the slow-spreading Mariana Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4*(10), 1–11.

Dickinson, W. y Lawton, T. (2001). Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 113,* 1142–1160.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L. y Macias-Romo, C. (2000). Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: New constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences,* 13, 355–375.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L., Solari, L.A. (2009). Geocronología U-Pb del Esquisto Tejupilco: Implicaciones tectónicas prealbianas para el terreno Guerrero, sur de México. Simposio El origen, naturaleza y evolución geológica del Terreno Guerrero y sus conexiones regionales, Taxco, Guerrero, México.

Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Núñez-Peña, E.P., Valencia, V.A. y Ortiz-Acevedo, O. (2009). Kinematics and U-Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26,* 48–64.

Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E. y Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene

Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews, 183,* 56–84.

Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Camprubí, A., Rubio-Ramos, M.A. y Prol-Ledesma, R.M. (2008). Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25,* 59–81.

Freydier, C., Martinez, R., Lapierre, H., Tardy, M. y Coulon, C. (1996). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics, 259,* 343–367.

González-Jiménez, J.M., Proenza, J.A., Martini, M., Camprubi, A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. y Pearson, N.J. (2017). Deposits associated with ultramafic-mafic complexes in Mexico: The Loma Baya case. *Ore Geology Reviews, 81,* 1053–1065.

Harrold, P. J. y Moore, J. C. (1975). Composition of deepsea sands from marginal basins of the northwestern Pacific: *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington, DC, Government Printing Office, 31,* 507–517.

Israde-Alcántara, I. y Martinez-Alvarado, M. L. (1986) *Contribución al Estudio Geológico de la Transición Pacífico-Tethis en el Área de Zitácuaro, Michoacán* [Tesis de Licenciatura: Instituto Politécnico Nacional, México D.F.].

Jochum, K. P. y Verma, S. P. (1996). Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB. *Chemical Geology, 130,* 289–299

Johnson, B.J., Montante-Martinez, A., Kearvell, G., Janzen, J. y Scammell, R. (1999). Geology and exploration of the San Nicolas polymetallic (Zn-Cu-Au-Ag) volcanogenic massive sulfide deposit en Jambor, J.J., ed., VMS and carbonate-hosted polymetallic deposits of Central Mexico: British Columbia and Yukon Chamber of Mines. *Cordilleran Roundup Special Volume,* 45–54.

Johnson, S.E., Tate, M.C. y Fanning, C.M. (1999). New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: evidence for a suture? *Geology, 27,* 743–746.

Lapierre, H., Ortiz, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C. y Zimmermann, J.L. (1992). A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth Planetary Science Letters, 108,* 61–77.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology, 27,* 745–750.

Lehnert, K., Su, Y., Langmuir, C.H., Sarbas, B. y Nohl, U. (2000). A global geochemical database structure for rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems,* 1.

Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V. y Serrano-Duran, L. (2009). Cretaceous–Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion *en* Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W.R. eds., Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. *Geological Society of America Memoir, 204,* 151–182.

Martini, M., Ferrari, L. y Ortega-Rivera, A. (2023). 40Ar/39Ar muscovite geochronology of Arperos Basin inversion in Southern Mexico: new insights into cretaceous shortening initiation in southernmost North America. *International Geology Review, 183,* 38–55.

Martini, M., Fitz, E., Solari, L., Camprubí, A., Hudleston, P.J., Lawton, T.F., Tolson, G. y Centeno-García, E. (2012). The Late Cretaceous evolution of the Mexican Fold-Thrust Belt and its possible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane en Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G. y Molina-Garza, R.S., eds., The Southern Cordillera and Beyond. *Geological Society of America Field Trip Guide, 25,* 20–38.

Martini, M., Mori, L., Solari, L. y Centeno-García, E. (2011). Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *The Journal of Geology, 119,* 597–617.

Martini, M., Solari, L., Camprubí, A. (2013). Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: new insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones. *International Geology Review, 44,* 574–589.

Martini, M., Solari, L. y López-Martínez, M. (2014). Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere, 10*(6), 1385–1401.

McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology, 120,* 223–253.

Mengelle-López, J.J., Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., González-Partida, E. y Camprubí, A. (2013). Secuencia vulcano-sedimentaria La Esperanza (Cretácico Inferior) al norte de Guanajuato,

México: Importancia en la exploración de sulfuros masivos vulcanogénicos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65*(3), 511–525.

Miranda-Gasca, M.A. (2000). The metallic ore-deposits of the Guerrero Terrane, western Mexico: an overview. *Journal of South American Earth Sciences, 13,* 403–413.

Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V. y Gabites, J.E. (2008). Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulphide deposits in the Guerrero terrane of Central Mexico: Constraints from U-Pb age and Pb isotope studies. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 103,* 117–140.

Ortega-Flores, B., Solari, L.A. y Escalona-Alcázar, F. de J. (2016). The Mesozoic successions of western Sierra de Zacatecas, Central Mexico: provenance and tectonic implications. *Geological Magazine, 153,* 696–717.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F. y Ortega-Obregón, C. (2014). Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: Demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *International Geology Review, 56*(2), 237–261.

Ortíz-Hernández, L.E., Acevedo-Sandoval, O.A. y Flores-Castro, K. (2003). Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30,* 27–40.

Packer, B. M. y Ingersoll, R. V. (1986). Provenance and petrology of Deep-Sea Drilling Project sands and sandstones from the Japan and Mariana forearc and backarc regions. *Sedimentary Geology, 51,* 5–28.

Palacios-García, N.B. y Martini, M. (2014). From backarc rifting to arc accretion: The Late Jurassic–Early Cretaceous evolution of the Guerrero terrane recorded by a major provenance change in sandstones from the Sierra de los Cuarzos area, central Mexico. *International Geology Review, 56*(11), 1377–1394.

Peña-Guerrero, M. (2023) *Análisis comparativo de modas detríticas de areniscas en cuencas de tras-arco modernas y en la Cuenca de Arperos del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en México* [Tesis de Maestría: Universidad Nacional Autónoma de México].

Querol, S.F., Lowther, G.K. y Navarro, E. (1991). Mineral deposits of the Guanajuato Mining District, Guanajuato. *The Geological Society of America Economic Geology,* P-3, 403-414.

Quintero-Legorreta, O. (1992). Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco. *Revista del Instituto de Geología,* Universidad Nacional Autónoma de México, 10, 6-25.

Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stübner, K., Nelson, B.K., Herrmann, U., Weberm B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M.O., Gordon, M., Meschede, M. y Bock, P. (2009). The North American-Caribbean Plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras, in The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of London Special Publication, 328,* 219–293.

Rollinson, H.R. y Pease, V. (2021). Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes. 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge.

Scott, R.W. (2009). Uppermost Albian biostratigraphy and chronostratigraphic. Carnets de Géologie, CG2009_A03.

Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes *en* Saunders, A.D. y Norry, M.J., eds., Magmatism in the ocean basins. *Geological Society of London Special Publications, 42,* 313–346.

Talavera-Mendoza, O.T. y Guerrero-Suástegui, M.G., (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): Implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences, 13,* 297–324.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A. y Centeno-García, E. (2007). Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin, 119,* 1052–1065.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De Lepinay, B., Beck, C., Martinez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortíz, E., Stein, G., Bourdier, J.L. e Yta, M., (1994). The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics, 230,* 49–73.

Taylor, B., and F. Martinez (2003). Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters, 210,* 481–497.

12 Cuenca Mesozoica de Chihuahua

José Luis Arcos Hernández, Fátima Itzel Hernández Salgado, Alexis Cervantes Felipe y Noe Santillán Piña

Sumario

12.1. Resumen
12.2. Abstract
12.3. Introducción
12.4. Generalidades
12.4.1. Ubicación de la cuenca
12.4.2. Estado del arte
12.4.3. Tipo de cuenca
12.4.4. Estratigrafía y sedimentología
12.4.4.1. El Precámbrico de la cuenca de Chihuahua
12.4.4.2. Lineamiento Texas y Paso Stockton (Texas Lineament y Stockton Pass)
12.4.4.3. Mesozoico
12.4.4.4. Modelo sedimentológico
12.4.5. Geología estructural
12.4.5.1. Sierra Plomosa, Chihuahua
12.4.5.2. Norte del frente de arco de la Cuenca de Chihuahua
12.4.6. Evolución Tectónica
12.4.6.1. Periodo de formación del *rift* e inicio de una cuenca *pull-apart*
12.4.6.2. Periodo de desarrollo de la cuenca
12.4.7. Mapa geológico de la cuenca de Chihuahua
12.5. Geología económica en la cuenca de Chihuahua
12.6. Conclusiones
12.7. Autoevaluación
12.8. Bibliografía

12.1 Resumen

La mayor extensión de la cuenca sedimentaria se encuentra principalmente en el estado de Chihuahua, continuando con algunas porciones al poniente de Coahuila y una pequeña franja al nororiente del de Sonora, continuando hacia los Estados Unidos de Norteamérica, principalmente en la zona sur los estados de Texas y Nuevo México y, una pequeña porción al SE de Arizona. Esta cuenca es de tipo *pull-apart* transtensional, contando con relleno sedimentario que cubre prácticamente todo el Fanerozoico, presentando algunas interrupciones deposicionales (hiatus) en zonas específicas. Su registro estratigráfico para el Mesozoico está muy bien descrito y es el más completo en el norte de México. Durante este periodo, albergó ambientes marinos que variaron desde plataformas carbonatadas hasta cuencas profundas, limitadas al oeste por la Plataforma de Aldama y al este por la Plataforma del Diablo. Desde el punto de vista estructural, destaca el cinturón plegado de Chihuahua provocado por la orogenia Laramide, el cual afectó el sur de Texas y noreste de México. Todos estos procesos dieron como resultado acumulaciones favorables de recursos naturales como minerales radiactivos, destacando las zonas de El Sotolar, Placer de Guadalupe y la Sierra de Gómez, donde se da una distribución de minerales secundarios de uranio. A lo largo de la cuenca también se tiene depósitos como skarns de plomo y zinc, teniendo como ejemplo a la mina de Naica.

En cuanto a su producción minera el estado de Chihuahua se posiciona entre los cinco primeros productores de oro, el cuarto en cobre, el tercero en zinc y de plomo en el segundo lugar.

Abordando a los hidrocarburos, tenemos potenciales rocas generadoras, como la Formación La Casita, la cual corresponde a un paquete de rocas clásticas de granulometría muy fina; por sus características petrológicas y alto contenido de materia orgánica, esta unidad tiene potencial para yacimientos no convencionales.

La Cuenca de Chihuahua es muy importante no solo desde el punto de vista geológico, sino por el potencial económico que representa.

12.2 Abstract

The longest extension of Chihuahua Trough is inside the territory of Chihuahua State, though some parts of the Trough are into the west of Coahuila State and a small belt of northeast of Sonora state, the trough reach the south part of Texas, New Mexico and Arizona in the United States of America. This trough was formed by transtensional mechanism that left a basin-oriented NW-SE, the sedimentary infill occur since Paleozoic until Cenozoic age, and this let infer an ancient sedimentary environment of marine shelf and deep marine basin, this basin is bounded by Diablo platform to northeast and by Aldama platform to the southwest. The sedimentary load of the basin began before mesozoic age, since paleozoic age, but its stratigraphic record is well preserved and studied of mesozoic age.

The structural geology of the basin consists of the folded belt of Chihuahua, formed by the deformation process of the Laramide Orogeny recorded in south of Texas state and Northeast of Mexico. All these processes lead to the formation of natural resources like uranium minerals, in El Sotolar, Placer de Guadalupe y la Sierra de Gómez; skarn deposits of lead and zinc metals, in Naica. The gold production of Chihuahua, placed the state in the top five in Mexico, fourth place in Cu production, third place in Zn production and the second place in Mexico as a producer of lead. On the other hand, the casita formation has potential to be considered as oil shale extraction.

The Chihuahua trough is a very important geologic feature of Mexico from the point of view of geological sciences as an economic issue.

12.3 Introducción

En México, las cuencas sedimentarias son de gran importancia debido a su valor económico, ya que en ellas se encuentran recursos naturales muy variados, como yacimientos de hidrocarburos, minerales económicos, acuíferos, entre otros. Por ello, es necesario un conocimiento profundo que abarque desde sus orígenes hasta los procesos recientes que han ocurrido en ellas.

En este capítulo se abordará el estudio de la Cuenca de Chihuahua, la cual se ubica en la región norte de la República Mexicana, específicamente dentro del estado de Chihuahua. Limitando al poniente con Sonora, al oriente con Coahuila, y al norte con porciones de los Estados Unidos de Norteamérica, principalmente de los estados de Texas, Nuevo México y Arizona. La naturaleza de esta cuenca está asociada a un límite de placas transtensional, donde se presentan diversos ambientes geológicos con una actividad que se remonta al Precámbrico. Esta cuenca cuenta con un relleno sedimentario que incluye depósitos del Paleozoico, Mesozoico, culminando con actividad volcánica durante el Cenozoico. Además, ha pasado por diferentes etapas tectónicas que han generado una geología de deformación posterior, lo que la hace susceptible a manifestar un entorno de interés económico. Ejemplos de ello son los distritos mineros de Plomosas, ubicados al sur de la cuenca; los placeres de oro al occidente; y el yacimiento de Bismark en el norte. Gracias a estos recursos, Chihuahua se posiciona actualmente entre los cuatro primeros lugares de producción de oro a nivel nacional. Asimismo, se encuentran minerales estratégicos como el uranio en la Sierra del Sotolar, aledaña a Ojinaga, en el noreste de la cuenca.

12.4 Generalidades

12.4.1 Ubicación de la cuenca

Geográficamente la Cuenca de Chihuahua se delimita con un vértice norte al 33.874942°, -106.864034°; uno poniente al 31.389705°, -108.514073°; sur al 28.023811°, -103.075794° y oriente al 28.488236°, -102.944142°. Políticamente la mayor parte de la cuenca se encuentra dentro del estado mexicano de Chihuahua, con límites al poniente del estado de Sonora, al oriente del estado Coahuila, al norte con los Estados Unidos de Norteamérica (Figura 12.1). Fisiográficamente la cuenca se encuentra delimitada al oriente por una porción de la Sierra Madre Oriental, al poniente por la cuenca de Bisbee, al suroeste por la plataforma Aldama y al nororiente por la plataforma el Diablo, la cual se encuentra en el estado de Texas.

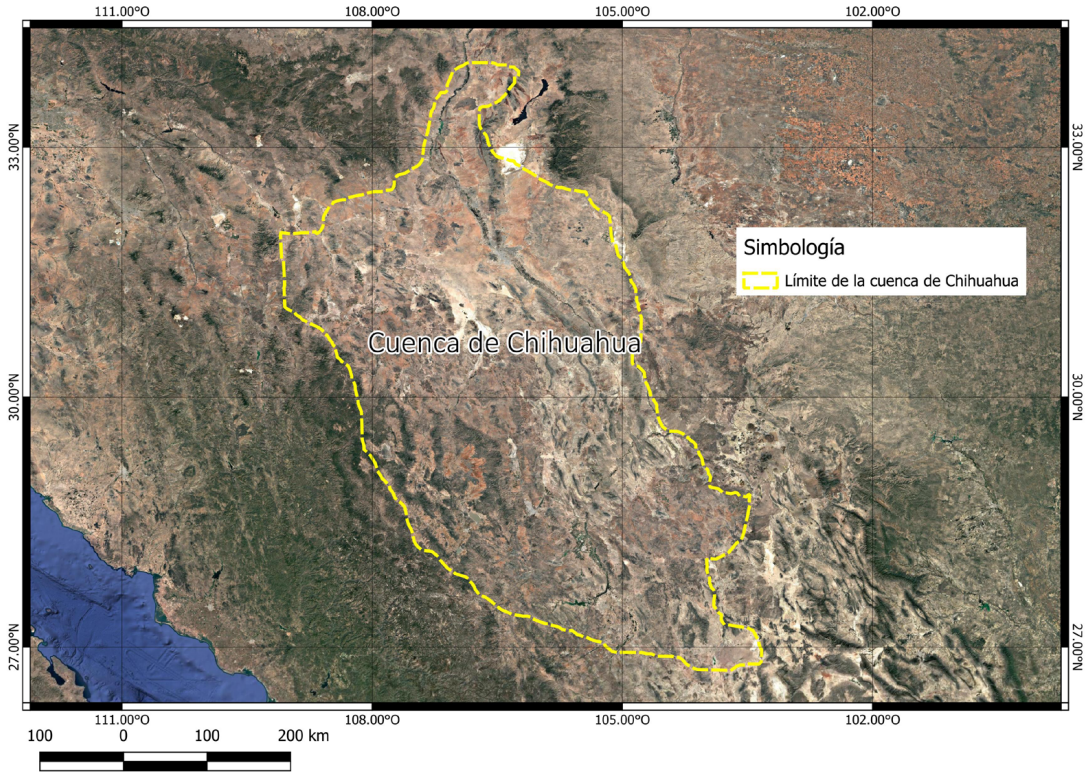


Figura 12.1. Límite de la Cuenca de Chihuahua, Se muestra por medio de un polígono amarrillo la extensión de la cuenca sobre el mapa satelital.

12.4.2 Estado del arte

La Cuenca de Chihuahua ha sido ampliamente estudiada a lo largo de los años, con contribuciones significativas de diversos investigadores e instituciones. Las primeras descripciones de las rocas de esta cuenca se remontan a finales del siglo XIX, con los trabajos pioneros de Hill (1891), seguidos por las investigaciones de Burrows (1910), quienes sentaron las bases para la caracterización inicial de la cuenca. Posteriormente, Cabrera *et al.* (1984) realizaron estudios enfocados en la exploración de carbón en la región noreste de la cuenca, específicamente en el área de Ojinaga, Chihuahua.

Un avance importante en la comprensión de la cuenca se dio con los trabajos de Monreal y Longoria (1999), quienes resolvieron problemas de nomenclatura en estudios previos, permitiendo una mejor categorización de las unidades geológicas. En cuanto a la historia tectónica, Haenggi (2002) estableció un marco

cronológico y estructural para la cuenca, el cual fue complementado por Arzabala (2005), quien revisó y actualizó la estratigrafía. Más adelante, Chávez *et al.* (2011) contribuyó con estudios detallados sobre la formación de estructuras en una porción de la cuenca, analizando cómo los esfuerzos tectónicos afectaron las estructuras preexistentes. También, se tiene una contribución de fechamientos de las rocas precámbricas por Sm-Nd y U-Pb por Chacón en 2021, en donde compara las edades del basamento de la Sierra del Cuervo y las edades del Sur de Texas, correlacionándolas y, con esto, estableciendo en Chihuahua el límite sur de la Provincia Greenville en Laurentia.

Desde el punto de vista económico, un hallazgo relevante fue el de la Comisión Nacional de Energía Nuclear, Antúnez (1958), publicó porcentajes de contenido de uranio en Chihuahua, posteriormente, Reyes *et al.* (2012), identificaron horizontes arcillosos enriquecidos en materiales radiactivos. Sin embargo, aún existen vacíos significativos en el conocimiento de la cuenca, particularmente en lo que respecta a la delimitación precisa y la caracterización de sus componentes litológicos y energéticos.

Aunque la Cuenca de Chihuahua ha sido objeto de numerosos estudios, la mayoría de las investigaciones se han centrado en aspectos geológicos y estratigráficos, con menor énfasis en la exploración de recursos energéticos; esto contrasta con otras cuencas de México donde se han realizado estudios más enfocados en la exploración y explotación de hidrocarburos. Aún falta desarrollar investigaciones más detalladas que permitan un mayor aprovechamiento de sus recursos energéticos y de minerales estratégicos.

12.4.2 Tipo de cuenca

La Cuenca de Chihuahua abarca un área aproximada de 80,000 km^2, conformando una franja alargada con una orientación N50°W-S50°E, que se extiende a lo largo de 400 km de longitud y 200 km de ancho (Figura 12.2).

Desde el punto de vista tectónico, esta cuenca se clasifica como de tipo transtensional (Allen y Allen, 2005). Su formación se debe principalmente a un proceso

de extensión asociado a sistemas de fallamiento lateral o de rumbo (Figura 12.3), lo que provoca un cambio en el espesor de la litosfera, un adelgazamiento por estiramiento. Este fenómeno genera un mecanismo isostático que contribuye a la configuración de la cuenca.

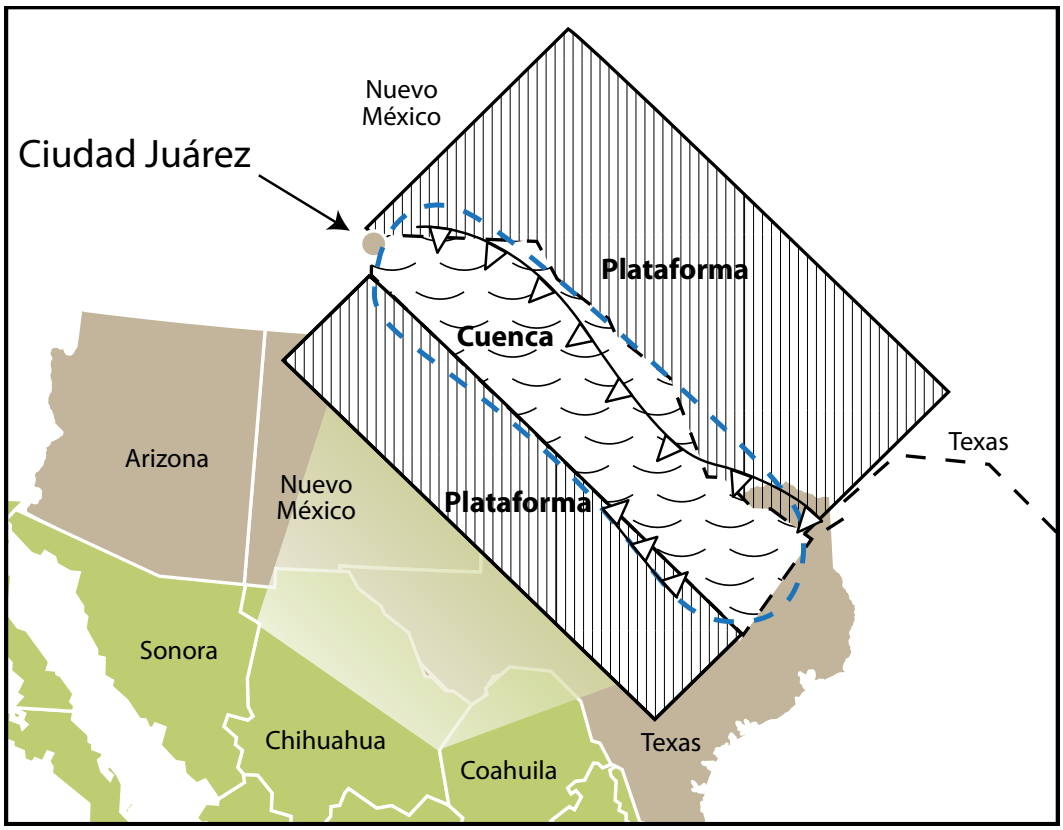
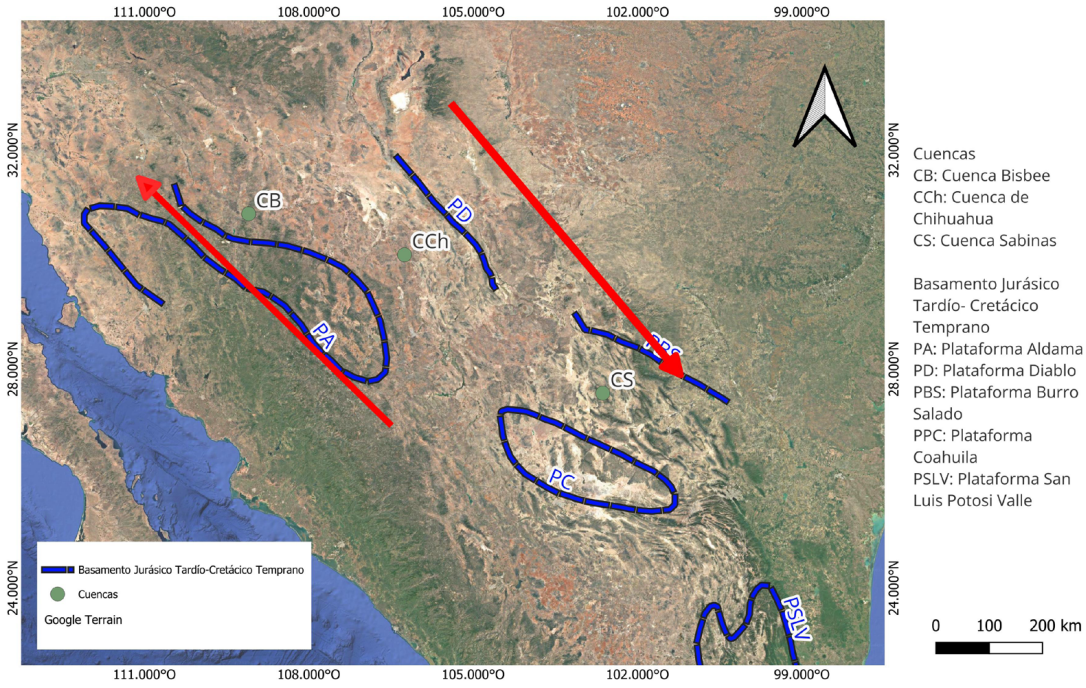


Figura 12.2. Ubicación de la cuenca al Norte y Noreste del estado de Chihuahua, colindante con los estados del sur de Estados Unidos de Norteamérica, Nuevo México y Texas; comprende también una pequeña parte de los estados de Sonora y Arizona. La línea azul punteada corresponde al límite de la Cuenca que corresponde a lo que se conoce como el Chihuahua "trough", además del cinturón plegado de Chihuahua que abarca la Sierra Madre Oriental, hasta el estado de Coahuila.

El sistema de fallas laterales que formó la Cuenca de Chihuahua cuenta con dirección NNW. Estas fallas definieron una zona difusa de debilidad cortical a lo largo del límite entre las placas tectónicas de Norteamérica y Sudamérica (Figura 12.3).



Modificada de Martini y Ortega, 2016

Figura 12.3. Sistema lateral simplificado de Norteamérica (señalado con las flechas rojas, en sentido encontrado) durante el rompimiento de Pangea para el Jurásico inferior y medio. En la figura se muestra la formación de las diferentes cuencas del norte de México. Se muestra la Cuenca Bisbee (CB) en Sonora, la Cuenca de Chihuahua (CCh) limitada por la Plataforma Diablo (PD) al oriente y la Plataforma Aldama (PA), y su relación con el sistema de fallamiento lateral derecho que dio origen a la cuenca, también aparece la Cuenca de Sabinas al SE de Chihuahua, en la parte central de Coahuila (Figura modificada de Martini y Ortega, 2016).

12.4.4 Estratigrafía y sedimentología

12.4.4.1 El Precámbrico de la Cuenca de Chihuahua

El Precámbrico de Chihuahua aflora en la Sierra del Cuervo (Figura 12.4), específicamente en el Rancho Los Filtros, ubicado a 15 km al noroeste (NW) de Aldama. Las rocas metamórficas aflorantes incluyen metagranitos, anfibolitas y gneises, las cuales están intrusionadas por diques pegmatíticos. Estas rocas tienen edades que oscilan entre 1024 y 1037 Ma (Davidson, 1980), constituyendo el basamento de la región centro-sur de la Cuenca de Chihuahua.

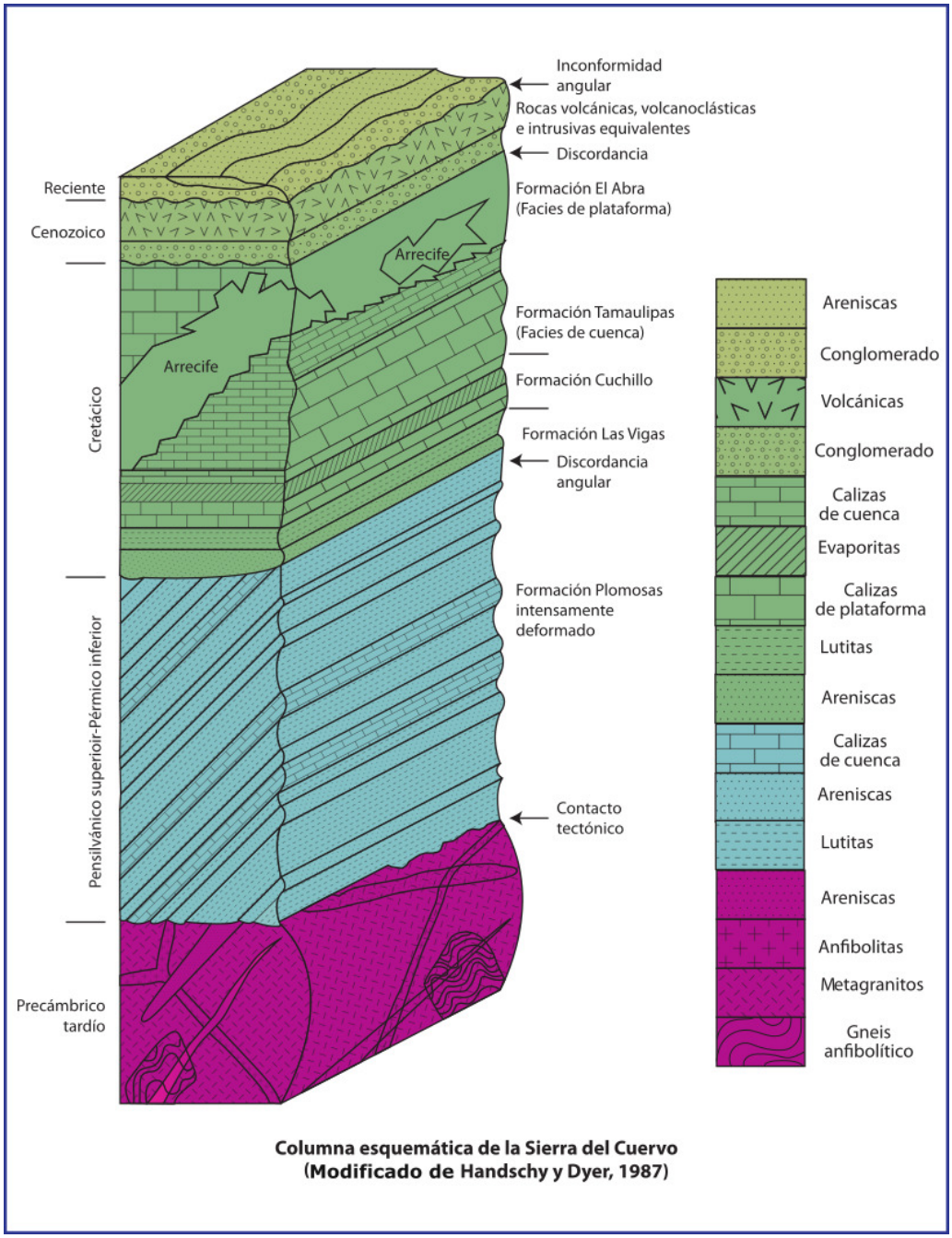


Figura 12.4. Las rocas más antiguas son metamórficas del Precámbrico tardío, las que afloran en la Sierra del Cuervo, las que están cubiertas discordantemente por secuencias sedimentarias del Paleozoico (Pensilvánico superior al Pérmico inferior) que se encuentran intensamente deformadas y corresponden a la Formación Plomosas. Descansa sobre el Paleozoico de manera discordante una sucesión de rocas cretácicas marinas y finalmente, también de manera discordante se sobreponen secuencias volcánicas del Cenozoico. Se considera la sucesión estratigráfica aflorante más completa del norte de México.

También se han registrado afloramientos en el Cerro Carrizalillo, localizado a 95 km al NE de la ciudad de Chihuahua, donde se observan gneises migmatíticos intrusionados por diques pegmatíticos. Además, se han identificado xenolitos dentro de las peridotitas de la Mina La Olivina, compuestos principalmente por paragneises pelíticos y granulitas de piroxeno.

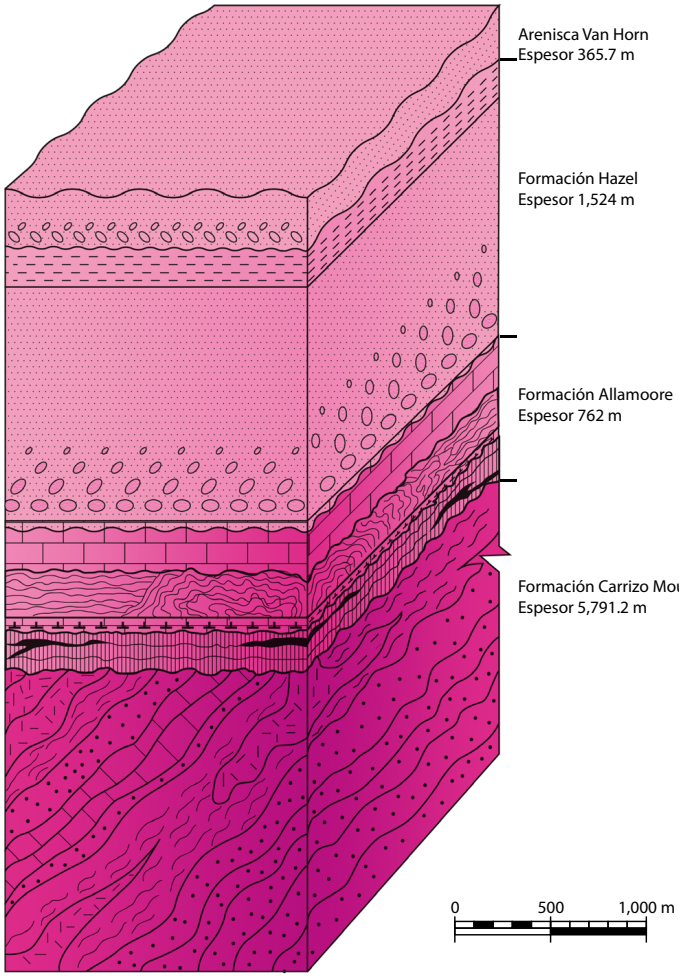


Figura 12.5. Columna estratigráfica esquemática de la sucesión precámbrica de la Cuenca de Chihuahua en la zona de Van Horn (Davidson, 1980), en el suroccidente del estado de Texas. Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Carrizo Mountain, con una edad de 1300 y 1400 Ma, por lo que son las rocas más antiguas de la región.

En el subsuelo, se tienen reportes de la presencia de rocas precámbricas en los pozos Los Chinos 1, Moyotes 1 y Ojinaga, de PEMEX. Es importante destacar que, en Texas, en el área de Van Horn -ubicada a 50 km al noreste (NE) de la línea fronteriza entre Ojinaga y Ciudad Juárez-, existen afloramientos de las formaciones Carrizo Mountain, Allamoore y Hazel, todas pertenecientes al Precámbrico (Figura 12.5). A continuación, se describen las principales características litológicas de estas formaciones (Davidson, 1980):

- Formación Carrizo Mountain: Compuesta por cuarcitas y cuarcitas arcósicas, pizarras, esquistos, calizas, metariolitas alteradas cataclásticamente y en parte milonitizadas, así como rocas verdes intensamente alteradas a anfibolitas. Tiene un espesor de 5,791.2 m y una edad estimada entre 1300 y 1400 Ma.
- Formación Allamoore: Incluye calizas con pedernal, filitas con talco, basaltos, brechas, tobas y rocas intrusivas someras. Su espesor es de 762 m.
- Formación Hazel: Consiste en arenisca de color rojo de grano fino, interestratificada con conglomerados formados por fragmentos derivados de la Formación Allamoore. Tiene un espesor de 1,524 m.
- Arenisca Van Horn: Compuesta por areniscas arcósicas de color rojo y conglomerado en la base. Presenta estratificación cruzada y no contiene fósiles. Su espesor es de 365.76 m.
- Arenisca Bliss: Formada por arenisca de estratificación delgada de color café, con fósiles de las facies Scolithus. Su espesor varía entre 32 y 38.1 m.

En la figura 12.6 se indican las principales localidades donde afloran rocas precámbricas que constituyen el basamento de la Cuenca de Chihuahua. Los mejores afloramientos se encuentran en las partes altas de las sierras.

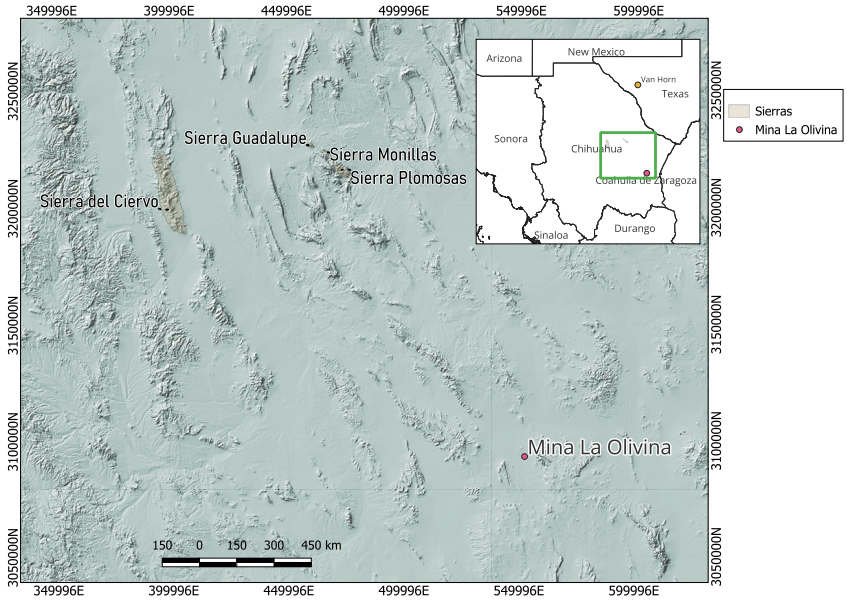


Figura 12.6. Ubicación de la Sierra del Cuervo, Sierra Guadalupe, Sierra Monillas, Sierra Plomosas y la Mina la Olivina. Localidades donde se han encontrado rocas precámbricas como metagranitos, anfibolitas y gneises en la Sierra del Cuervo y Xenolitos en la Mina La Olivina.

12.4.4.2 Lineamiento Texas y Paso Stockton (Texas Lineament y Stockton Pass)

El lineamiento Texas (Texas Lineament), es una zona de falla en la que se ha documentado actividad desde el Precámbrico hasta el Pleistoceno, inclusive en el Reciente, que está documentado por el análisis de fracturamiento realizado en el noroeste (NW) de Chihuahua y en la zona sur de las Planicies Altas de Texas (High Plains) por Corwin (1969); en este trabajo se infiere la presencia de un par de fuerzas generadas por esfuerzos que actúan a lo largo del lineamiento de Texas al sur y el lineamiento de Wichita al norte.

El sistema Olympic-Wichita es un sistema de fallas y fracturas de basamento con una orientación NW-SE, cuya edad varía desde los 1,460,000 hasta 1,780,000 años, por lo que sus bloques han estado sujetos a desplazamientos y rupturas desde el Precámbrico (Baars, 1978).

El sistema de esfuerzos para el Pleistoceno al Holoceno a lo largo del lineamiento Texas (Texas Lineament) ha sido de carácter lateral derecho. Sin embargo, en el sistema de Wichita, específicamente en el noroccidente de Texas (Llano Estacado), se ha observado evidencia de que el sistema presenta movimientos tanto laterales derechos como izquierdos.

Se considera que el origen de las estructuras existentes en el basamento inició su desarrollo desde el Precámbrico, ya que presentan una orientación congruente con los procesos de deformación. Las estructuras que se asocian con el lineamiento Stockton son la falla Apache Pass y otras fallas paralelas en las montañas Dos Cabezas. Además de Pinaleno, las cuales también se consideran elementos del lineamiento de Texas (Texas Lineament) (William, 1948).

12.4.4.3 Mesozoico

El relleno Mesozoico de la Cuenca de Chihuahua comienza con un depósito sedimentario cuyo contenido litológico es de lutitas de color gris oscuro a negro con intercalaciones de rocas calcáreas, areniscas y fosforitas (Imlay,

1936, citado en Regalet, 2011) con un espesor de 300 m, correspondiente a la Formación La Casita. Se le asigna una edad de Jurásico superior (Kimmeridgiano-Tithoniano), cuyos componentes terrígenos fueron provenientes de la isla de Coahuila ubicada al SE. Presenta una gran abundancia de calpionélidos, como *Calpionella alpina* y *Tintinnopsella carpathica*, quienes marcan el límite bioestratigráfico entre el Jurásico y el Cretácico. La Formación la Casita se acumuló en un ambiente de cuenca profunda y estable con régimen de energía tranquilo (Regalet, 2011).

A la Formación la Casita le sobreyace una secuencia evaporítica. Encima de las evaporitas se presenta concordantemente la Formación Navarrete, la cual consiste en areniscas calcárea de color verde con intercalaciones de caliza y de lutita gris verdoso asociadas a capas delgadas de evaporitas, así como calizas oolíticas y pisolíticas con arenisca silícica y calcárea en la base. Esta unidad está ampliamente distribuida en la Cuenca de Chihuahua, aflora cerca de los poblados de Taray y, en una gran cantidad de sierras como: Sierra Pinosa, El Alambre, las Vacas, etc. En el área el Cuervo sus contactos inferior y superior son graduales y nítidos con la formación Casita (por abajo) y las Vigas (por arriba), descansa sobre rocas paleozoicas de manera discordante. Se ha interpretado que su depósito se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera o de laguna con fuerte evaporación durante una fase ligeramente regresiva (Chaparro y Loera 2004).

Le sobreyace una unidad de areniscas calcáreas grises y lutitas alternadas, en la base presenta algunos estratos de caliza arenosa y en la parte superior lutitas negras, correspondientes a la Formación Las Vigas (Burrows, 1910, citado en Haenggi 1966), a la que se le asigna una edad Berriasiano-Aptiano Inferior. Su contenido paleontológico consiste en ammonites de la especie *Dufrenoyia*. La unidad Las Vigas Aflora en la Sierra de Parras, en el occidente de los anticlinales Prieta y Taraises; también está presente desde la Sierra del Soldado hasta la Sierra Cuchillo Parado en el Valle de Conchos y en las sierras Salada y Boca Grande en el NW del estado de Chihuahua (Monreal y Longoria, 1999). El ambiente deposicional que se ha inferido para esta Formación es de transicional a marino. La alternancia repetida de caliza y arenisca sin presencia de lutitas sugiere que una facies de arenisca acumulada cerca de la costa progradó hacia el mar, sobre de una facies de lodo calcáreo; este proceso fue repetitivo debido a las oscilaciones

del nivel del mar. En el Valle del Río Conchos le sobreyace por contacto transicional la Formación Cuchillo, la cual está conformada por intercalaciones de yeso y capas delgadas de calizas fosilíferas, se presentan también bancos de 1 a 2 m de caliza dolomitizada de color rosa, así como algunas capas de sal en la base. Hacia el occidente de la Sierra Presidio afloran lutitas estratificadas de color negro, aproximadamente de 100 m de espesor; contiene amonitas. En las calizas que afloran en las sierras Las Lilas y El Cartucho se tienen fragmentos de pelecípodos, ostrácodos, turritelas y equinodermos. Se le asigna una edad de Aptiano superior-Albiano inferior (Kings y Adkins, 1946, citado en Monreal y Longoria, 1999), debido a la presencia de *Dufrenoyia justinae, Hypacanthoplites, Exogyra texana, Exogyra quitmanensis, Exogyra sp. y Ostrea sp.* Las diferentes características de esta unidad permiten inferir que existen variaciones laterales importantes en el ambiente de depósito, desde de zonas de barras costeras, plataforma, talud y cuenca (López *et al.*, 2006). Esta unidad se encuentra distribuida desde la parte occidental de la Sierra Aurora hasta el poblado Cuchillo Parado (Burrows, 1910), también en la zona de Ojinaga-Placer de Guadalupe (Ramírez y Acevedo, 1957), en las sierras La Gloria, La Amargosa, Chorreras, El Morrión (Hernández *et al.,* 2000); al este de la Sierra Alcaparra, al oeste de la Sierra Mosqueteros y en las Sierras Santo Domingo y El Pajarito (Hernández *et al.*, 2003).

A la Formación Cuchillo le sobreyace de manera concordante, una sucesión de calizas de estratos medios, gruesos y masivos, intercaladas con lutitas delgadas (Nichols, 1958), así mismo presenta abundantes bioclastos; también tiene zonas dolomitizadas de color gris oscuro a negro, con abundante porosidad (López-Doncel *et al.*, 2005), esta unidad es la Formación Benigno del Albiano. Presenta parches arrecifales de espesores superiores a 5 m, en donde se observan rudistas, gasterópodos, briozoarios y algunos corales; así como bancos de Toucasia. La Formación Benigno se encuentra distribuida en la Sierra de los Fresnos (Nichols, 1958); en la sierra La Gloria, las sierras Mosqueteros, Alcaparra y San Ignacio (Soberanes *et al.*, 1986); en la zona de Cieneguilla-El Colorado, en la zona minera Bismark y al sureste de la estación Guzmán, flanco occidental del cerro La Morita, al norte del rancho El Arbolito, al sur de la Sierra La Tasajera, alrededores del poblado de Puerto Grande y al norte del rancho La Esperanza (Herrera y De la O, 2005); también aflora en la Sierra El Presidio.

Sobre la Formación Benigno, descansa concordantemente una unidad de delgadas capas de calizas interestratificadas con lutitas y margas, que pertenecen a la Formación Lágrima. Se divide en cinco miembros según Haenggi (1966): el miembro inferior está conformado por estratos delgados a medios de calizas gris claro, interestratificada con lutitas de color gris claro, con *Orbitolina texana* y un espesor de 487 m; en orden ascendente, le sobreyace un miembro con estratos delgados de calizas con *Orbitolina texana, Toucasia sp., Caprinuloidea sp.,* con un espesor de 167 m; le sobreyace una sucesión cíclica de lutita-marga-caliza de 259 m de espesor, la unidad superior consiste de caliza gris oscuro a medio, en estratos gruesos a muy gruesos, con un espesor de 9 m; a esta sucesión le corona una unidad de lutita gris claro interestratificada con margas y calizas con un espesor de 91.4 m, su contenido fósil consiste de Exógira texana. Además, Ortuño, 1985, reporta la presencia de los amonites *Venezoliceras sp., Manuaníceras sp., Oxytropidoceras.* Los espesores son los reportados en el pozo Hueso 1 de PEMEX, en la Sierra el Hueso, además se encuentra distribuida en las sierras La Parra, Las Vacas, Pinosa, Cañón de Navarrete, Del Pino (Haenggi, 1966); norte de la Sierra de Alcaparra (Rodríguez, 1969 en Monreal y Longoria, 1999 y López Ramos, 1974); Sierra de Mosqueteros (Rodríguez, 2004); Sierra de Juárez (López-Doncel *et al.*, 2005); Sierra San Ignacio (Rodríguez, 1969 en Monreal y Longoria, 1999). La Formación Lágrima se originó en un ambiente sedimentario de plataforma somera con buena oxigenación y desarrollo de bancos de rudistas (Haenggi, 1966 y Wacker, 1972), se le asigna una edad de Albiano medio.

Sobre la Formación Lágrima se tiene de manera concordante una unidad de calizas estratificadas de color gris, con estratificación delgada a masiva con nódulos y bandas de pedernal (Haenggi, 1966) correspondiente a la Formación Finlay del Albiano medio-superior. Su contenido paleontológico es variado, con amonites: *Venezoliceras sp., Manuaníceras sp., Oxytropidoceras sp., Engonoceras;* rudistas: *Toucasia, Monopleura, Eoradiolites, Caprinuloidea;* pelecípodos: *Exogyra, Texigryphaea, Lunatia, Nerinea, Gryphaea y Alectryonia;* el equinoideo: *Enallaster;* el gasterópodo: *Tylostoma* (Harwell, 1959; Haenggi, 1966; Castillo, 1982; Monreal y Longoria, 1999). Así mismo se han reportado microfósiles como Dictyoconus, Globochaete, Favusella, Globigerinelloides, Quinquelocullina, Ammobaculites, Lituola, Ramulina, Cythereis, Cytheropteron, Dyciclina, Nummoloculina (Harwell, 1959; Haenggi, 1966; López, 1979; Castillo, 1982; Monreal

y Longoria, 1999). Por último, se encontraron miliólidos, radiolarios y globigerínidos (Ortuño, 1985). De acuerdo con Steinhoff, 2000, la Formación Finlay se originó en una plataforma interna. Su distribución en el estado de Chihuahua abarca las sierras de Boquilla, Chupadero, Chilicote, Cuchillo Parado, Ocotillo, San Carlos, Santa Elena y Puerto Frío (Arenas, 1982).

La Figura 12.7 muestra de manera esquemática la Columna estratigráfica con las secuencias del Mesozoico de la Cuenca de Chihuahua.

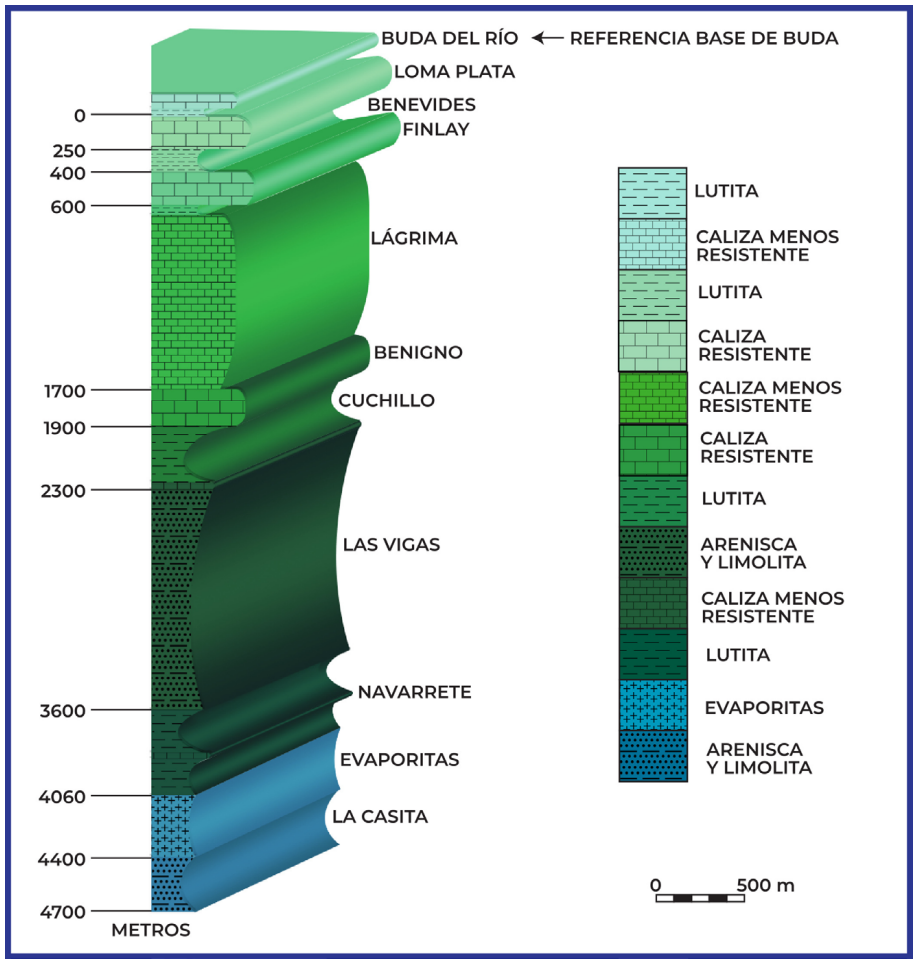


Figura 12.7. Columna estratigráfica con las unidades estratigráficas del Mesozoico de la Cuenca de Chihuahua.

Encima de la Formación Finlay, se tiene mediante un contacto concordante a la Formación Benevides, que está conformada de una secuencia de lutitas de color gris oscuro y calcarenitas de color amarillo; la primera se presenta hacia la

base del paquete estratigráfico, mientras que la calcarenita se encuentra hacia la parte superior (Amsbury, 1958 en Monreal y Longoria); esta sucesión tiene un espesor de 150 m, de acuerdo con los reportes del pozo Hueso-1 de PEMEX. Su contenido fosilífero abarca amonitas: *Manuaniceras, Pervinquieria, Craginites, Oxitropidoceras, Engonoceras, Idiohamites, Adkinsites, Diploceras;* equinoideos: *Enallaster, Hemiaster, Tetragrama;* gasterópodos: *Turritela, Tylostoma;* pelecípodos: *Exogyra, Texigryphaea, Pecten, Lunatia, Nerinea, Protocardia;* braquiópodos: *Kingena;* foraminíferos: *Haplostiche* (Nichols, 1958; Ferrel; 1958; Harwell, 1959; Yeager, 1960; Haenggi, 1966; Amsbury, 1958; Spielberg, 1961; De Ford y Haenggi, 1970; Jones y Reaser, 1970; Ortuño Arzate, 1985 en Monreal y Longoria, 1999). Es una unidad del Albiano superior depositada en un ambiente de plataforma externa la que tiene menor profundidad hacia el SW, presenta desarrollo bancos arrecifales locales y flujo de terrígenos. Su distribución en el estado de Chihuahua ocurre en las sierras los Fresnos, Pilares, del Porvenir, del Morrión, Berruguienta, del Fuste, La Mojina, el Bronce, Boquillas, El Hueso, El Alambre, Cieneguilla y El Colorado, (Nichols, 1958; Ferrel, 1958; Harwell, 1959; Escamilla *et al.*, 1991; Nájera, 1991).

Al final del Albiano y durante Cenomaniano inferior se formó un paquete de calizas estratificadas de texturas floatstone y wackestone, que contiene fragmentos de bivalvos, rudistas, gasterópodos, orbitolínidos, miliólidos y fragmentos de equinodermos (Monreal y Longoria, 2000). La unidad se formó en un ambiente de plataforma y corresponde a la Formación Loma Plata.

Cubriendo a la Formación Loma Plata, mediante un contacto transicional, se tiene un paquete de margas masivas de color verde, areniscas calcáreas, lutitas arenosas de color amarillo a pardo, con color verde olivo al intemperismo que corresponden a la Formación Del Río, del Cenomaniano Inferior. El contenido fosilífero de esta unidad es abundante, teniendo: *Exogyra cartledgei* (Böse, 1919), *Ilymatogyra alietina* (Hoover *et al.*, 2008), así también: *Alectryonia, Heteraster, Salenia, Pyrina, Holectypus, Turrilites, Griphaea, Neithea, Cribratyna, Hemiaster, Parasmilia, Inoceramus* (Ramírez y Acevedo, 1957; Humphrey y Díaz, 2003), también contiene turritelas: *Mariella brazoensis brazoensis* y *Mariella brazoensis pecoensis* (Clark, 1965); amonoideos: *Scaphites, Mariella, Mantelliceras, Stolickscaia, Tlahualilloceras, Barroisiceras, Drakeoceras, Graysonites* (Ramírez y Acevedo,

1957; Holguín y Cantú Chapa, 1979; PEMEX, 1988; Humphrey y Díaz, 2003); foraminíferos: *Globochaete, Heterohelix, Favusella, Calcispherula, Pithonella, Bonetocardiella, Stomiosphera globotruncana, Rotalia, Haplostiche, Globorotalia, Globigerina, Hasterigerinella, Anomalina, Turrispirilina, Gyroidina, Lenticulina, Astacolus, Palmula, Dentalina, Globulina, Textularia, Gaudryina Pithonella, Hedbergella y Calcispherulla* (Ramírez y Acevedo, 1957; Holguín y Cantú, 1979; Castillo, 1982; Eguiluz de Antuñano, 2001; Humphrey y Díaz, 2003) y, nanocónidos del género *Nannoconus* (Castillo, 1982 y Eguiluz de Antuñano, 2001). El ambiente de depósito es marino somero con aporte de terrígenos, aguas templadas y de poca profundidad. En el estado de Chihuahua aflora en la Sierras: Los Borregos, El Alambre, Cieneguilla-El Colorado, Gómez, Morrión, Cuchillo Parado; distrito de Bravos; al oeste de Rio Conchos y de Ciudad Juárez; Cerro Muleros; Palmita-Rancho Grande; Hormigas y Cañón de Santa Elena (Figura 12.8).

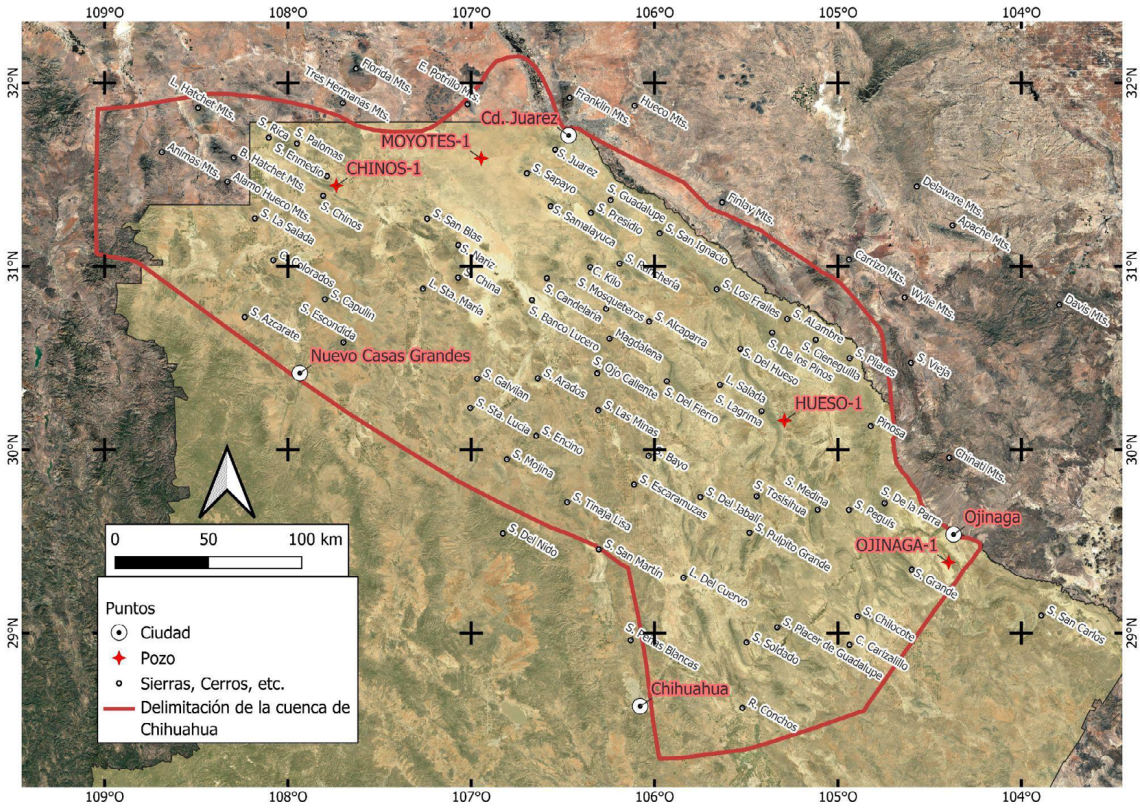


Figura 12.8. Límites y ubicación de las sierras que constituyen la Cuenca de Chihuahua, modificado de Haenggi, 2002.

12.4.4.4 Modelo sedimentológico

Con base en la estratigrafía descrita anteriormente para las secuencias sedimentarias mesozoicas de la Cuenca de Chihuahua, se propone un modelo sedimentológico que consta de facies correspondientes a un ambiente de cuenca profunda estable y un régimen de energía relativamente tranquilo (Regalet, 2011).

La sedimentación en el Mesozoico comenzó con secuencias transgresivas del Jurásico superior, Kimmeridgiano-Tithoniano, particularmente lutitas, areniscas arcillosas y rocas calcáreas (Formación La Casita), a medida que avanza la transgresión marina va cambiando a depósitos calcáreos marinos, para el Cretácico inferior. La plataforma Aldama, límite noroccidental de la Cuenca, se ve cubierta por los mares transgresivos del Cretácico inferior (Aptiano), lo mismo ocurre con la plataforma Diablo al oriente, teniendo dichas plataforma su máximo desarrollo en el límite Cretácico inferior e inicio del Cretácico superior, presentando construcciones arrecifales en forma de parches y depósitos de carbonatos en aguas someras.

En la figura 12.9, se muestran los principales elementos paleogeográficos del límite Jurásico-Cretácico relacionados con el inicio del desarrollo de la Cuenca de Chihuahua.

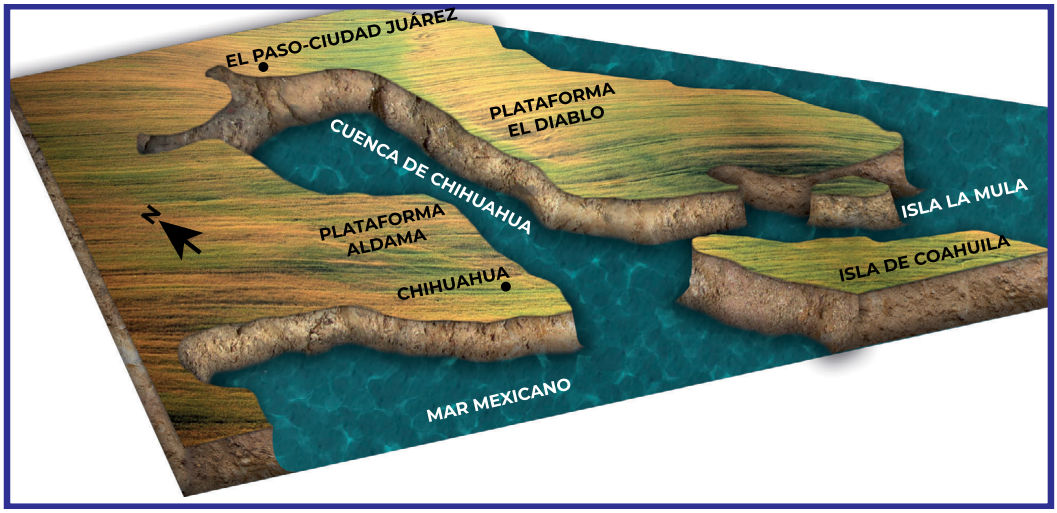


Figura 12.9. Principales elementos paleogeográficos de la Cuenca de Chihuahua para el Jurásico superior-Cretácico inferior.

12.4.5 Geología estructural

Estructuralmente, la Cuenca de Chihuahua fue afectada por eventos tectónicos asociados a la apertura del Canal de Chihuahua durante el Oxfordiano, producto de un movimiento lateral que la configuró como una cuenca tipo Pull-Apart (Haenggi, 2007), cuyo desarrollo es similar a la representación esquemática de la Figura 12.10. Las estructuras plegadas y falladas de esta cuenca corresponden a un estilo de deformación análogo al generado por la Orogenia Laramide (Carciumaru *et al.*, 2008).

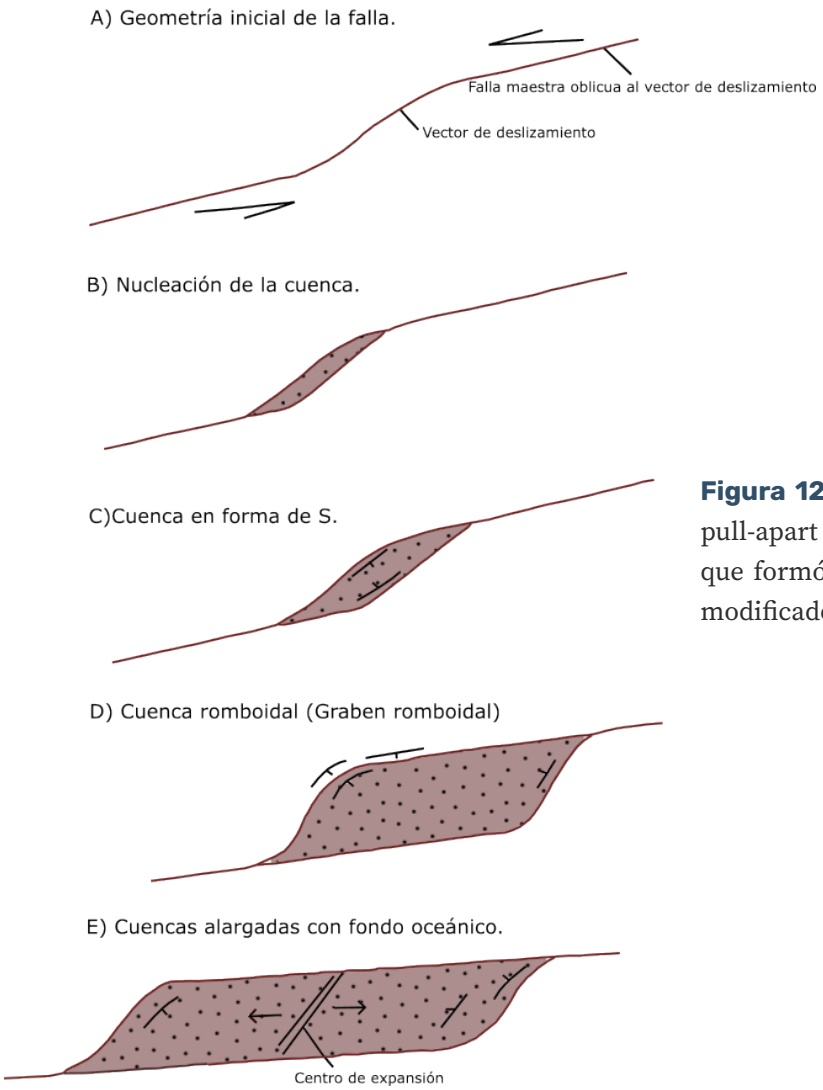


Figura 12.10. Formación de cuenca pull-apart como un modelo similar al que formó la Cuenca de Chihuahua, modificado de Allen y Allen, 2005.

Haenggi (2007) menciona que en el área oriental de la cuenca se presentan fallas inversas y pliegues suaves que se formaron durante la Orogenia Laramídica. Se desarrollaron cabalgaduras en las secuencias carbonatadas de la Plataforma Diablo y se produjo la inyección diapírica de evaporitas a lo largo de las márgenes de la cuenca evaporítica. En la región noroeste de la cuenca, las estructuras producto de la compresión, son pliegues con orientación NE-SW, incluyendo un cabalgamiento menor hacia la plataforma jurásica de Aldama que involucra a las formaciones paleozoicas.

En el área occidental de la cuenca, Haenggi (2007) documenta que la actividad tectónica post-laramídica incluye tectonismo evaporítico, tectónica gravitacional y fallamiento en bloques, ocurrido del Oligoceno superior hasta el Cuaternario; se desarrollaron deslizamientos y corrimientos gravitacionales en los flancos de grandes anticlinales. Las estructuras de colapso, relacionadas con la disolución de evaporitas, deformaron a las formaciones cretácicas y paleógenas-neógenas, especialmente en áreas de intrusión diapírica a lo largo de zonas de falla de desgarre. El fallamiento normal del Paleógeno-Neógeno ocurrió tras un realineamiento del sistema de esfuerzos regional, que cambió de compresión E-NE a extensión E-NE hace aproximadamente 31 millones de años. Datos sísmicos indican que el área noroccidental ha sido afectada por fallas normales miocénicas, contemporáneas al fallamiento en bloques en Trans-Pecos, Texas, relacionado al *rift* del Río Grande.

12.4.5.1 Sierra Plomosa, Chihuahua

La sierra plomosa se encuentra al NE de la ciudad de Chihuahua. De acuerdo con Barboza *et al.* (2016), las estructuras principales en el área son pliegues y cabalgaduras de orientación norte-noroeste y transporte tectónico hacia el oeste-suroeste (Figura 12.11). Estas estructuras han sido ampliamente discutidas en la literatura geológica: Bridges (1962, 1965, citado en Barboza *et al.*, 2016) interpretó una serie de pliegues y cabalgaduras laramídicas. De Cserna (1965, citado en Barboza *et al.*, 2016) establece que la deformación del Paleozoico Superior (Marathon) y una fase del Pérmico-Triásico (coahuileana) han sido las más importantes en la zona afectada también por la Orogenia Laramídica.

Villarreal-Fuentes *et al.* (2014, citado en Barboza *et al.*, 2016) han interpretado una fase relacionada a la orogenia Sonoma, la cual correspondería al Pérmico superior-Triásico.

Barboza *et al.* (2016) señala que la mayoría de las unidades pre-mesozoicas se ven afectadas por pliegues mayores cuyos ejes son paralelos a la sierra con un rumbo general que varía ligeramente de norte-noroeste en la parte norte, a oeste-noroeste en el sector sur. Dichos pliegues muestran una clara vergencia hacia el suroeste, y se observan cabalgaduras con transporte tectónico en la misma dirección. Estas estructuras aparecen en numerosos puntos de la sierra, subyacen a la discordancia angular y erosional del Jurásico, lo que permite interpretar su edad pre-Jurásica o posiblemente del Jurásico inferior. Sin embargo, en la zona de la Mina La Chona, en la parte norte de la sierra, descansan conglomerados de manera discordante sobre las mismas estructuras, lo que indica que la deformación podría ser anterior a la parte superior del Pérmico. Es evidente que la sierra experimentó un levantamiento considerable debido a la deformación contractiva y, posiblemente, a una tectónica extensional posterior.

En general las estructuras presentes son generalmente anteriores a la formación del canal de Chihuahua teniendo edades arqueanas, proterozoicas y paleozoicas por lo que, en esta zona, las estructuras se ven asociadas a la formación y desintegración del paleocontinente de Laurentia.

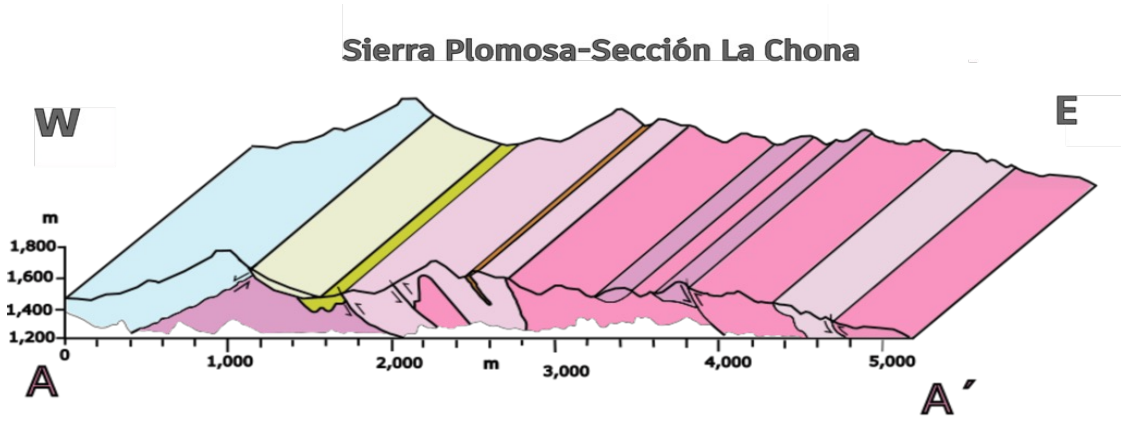


Figura 12.11(1). Secciones geológico-estructurales de la Cuenca de Chihuahua. Tomadas y modificadas de Barboza *et al.* (2016).

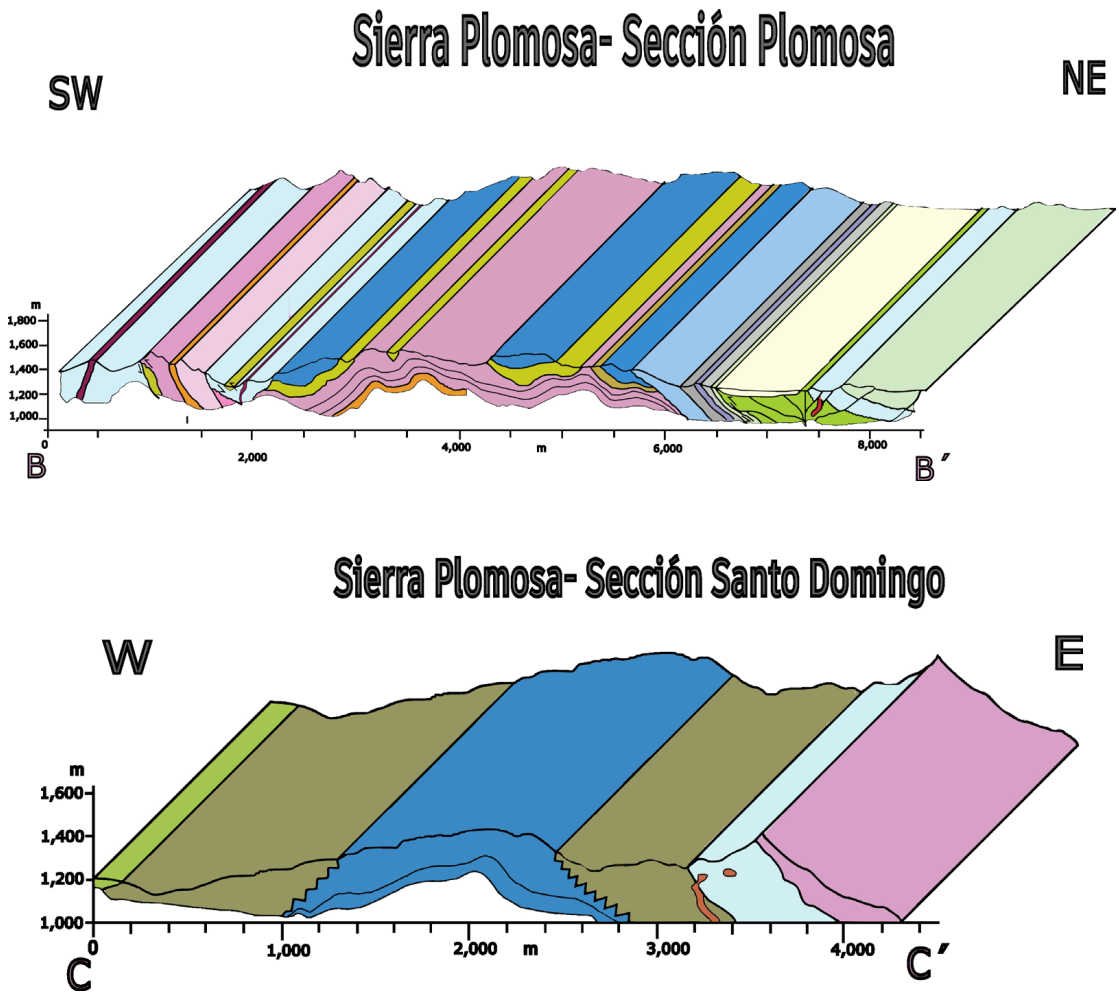


Figura 12.11(2). Secciones geológico-estructurales de la Cuenca de Chihuahua. Tomadas y modificadas de Barboza *et al.* (2016).

12.4.5.2 Norte del frente de arco de la Cuenca de Chihuahua

Esta zona se encuentra en el NE de la Cuenca de Chihuahua y de acuerdo con (Carciumaru, 2008) se caracteriza por la presencia de fallas inversas de bajo ángulo y pliegues, además de indicadores cinemáticos similares a las de la orogenia Laramide y deformación tipo *"Thick"* y *"Thin Skin"*.

12.4.6 Evolución Tectónica

La Cuenca de Chihuahua inició su desarrollo como una cuenca producto de un "rift" intraplaca asociado a la apertura del paleo Golfo de México en el Triásico-Jurásico medio, que evolucionó a una cuenca *pull-apart*. Su desarrollo involucra al menos tres fases distintas:

- Periodo de formación del *"rift"*.
- Periodo de desarrollo de la cuenca pull apart y desarrollo de plataformas.
- Periodo de colmatación e inversión de régimen tectónico.

En la Cuenca de Chihuahua se tiene un registro estratigráfico que comprende rocas del Precámbrico, del Paleozoico y del Mesozoico. Las primeras, son rocas metamórficas y las paleozoicas son sedimentarias, constituidas de caliza, dolomitas, pertenecientes a las formaciones Sostenes, Monillas, Solís, Horquilla, Pastor, Concha y Rara; también se tienen conglomerados, cuarcitas, areniscas y lutitas con clastos de origen metamórfico de la Formación Mojina; además de lutitas y limolitas color verde con pizarras arcillosas y capas de yeso de la Formación Verde.

Para el Paleozoico se tienen formaciones del Pérmico compuestas de cuarcitas, filitas, areniscas con lente de lutita y conglomerados metamorfizados, de la Formación Samalayuca; además de lutitas, limolitas y calizas de la Formación Plomosas.

12.4.6.1 Periodo de formación del *rift* y desarrollo de la cuenca *pull apart*

Durante el Triásico y Jurásico inferior relacionado con la apertura y evolución del paleo golfo de México se formó una cuenca sedimentaria producto de un *rift* continental, que en el Kimmeridgiano cambió a una cuenca tipo *pull apart*, iniciando así una transgresión marina, la cual se ve por del registro geológico caracterizada por la Fm. La Casita, compuesta esencialmente de caliza negra, marga, estratos con carbón, lutita y arenisca con una gran cantidad de fósiles de braquiópodos, bivalvos y belemnites. De acuerdo con Imlay (1936), la presencia

de lutitas y carbón indican un ambiente lagunar con aguas salobres que, debido a los cambios del nivel del mar cambiaron a un ambiente de plataforma somera. Posteriormente comienza la deposición de una intercalación de arenisca calcáreas con algunas calizas, lutitas y evaporitas; estas litologías pertenecen a diversas formaciones como: Navarrete, La Virgen, Las Vigas y Cuchillo. En algunas de estas unidades (como en la Fm. Navarrete) se encuentran la intercalación de secuencias clásticas con las evaporitas demostrando una serie de ciclos transgresivos y regresivos siendo congruente con el inicio de la formación de la cuenca en sus estadios tempranos; estas formaciones pertenecen esencialmente al Cretácico Inferior (Berriasiano-Aptiano).

12.4.6.2 Periodo y desarrollo de la cuenca

Durante este periodo es difícil poder aseverar una única estratigrafía a la cuenca debido a la varianza de facies, sin embargo, se intentará reconstruir lo que sucedió. Cabe resaltar que durante el Aptiano comenzaron a depositarse calizas las formaciones La Peña y Cupido, siendo esta última la que se formó en un ambiente en plataforma somera, resultado de una transgresión marina. La Formación La Peña se considera se formó en aguas profundas, lo que evidencia la apertura de la cuenca y su evolución.

La mayoría de las formaciones constituyentes del relleno de la cuenca ocurrió del Aptiano al Cenomaniano, con una mayor tasa de sedimentación durante el Albiano. Estas formaciones están compuestas principalmente por calizas formadas en ambientes de depósito marino, desde transicionales, de plataformas somera, bordes de plataforma, talud y aguas profundas.

La gran extensión de la cuenca y su diversidad de ambientes propiciaron cambios de facies con una estratigrafía compleja. Las formaciones basales de la cuenca cretácica son: Aurora, Benigno, Glen Rose y Tamaulipas, conformadas principalmente de calizas y lutitas depositadas en un ambiente de plataforma somera; sobre estas se depositaron las formaciones Benevides, Walnut y Kiamichi, siendo la Formación Benevides la que se constituye de calcarenitas de

ambiente arrecifal. La Formación Kiamichi se compone de margas y lutitas formadas en una plataforma externa y la Formación Walnut se compone de calizas formadas en la parte interna de la cuenca; posteriormente se encuentran las formaciones Finlay, Loma Plata y Edwards, de igual forma se trata de secuencias de caliza en las tres formaciones que se depositaron de forma transicional a lo largo de la cuenca en un ambiente somero; finalmente en el Albiano tenemos a la Formación Georgetown, representada por calizas y margas de ambiente somero (a lo largo de una plataforma).

En el Cretácico superior, durante el Cenomaniano, se depositaron las últimas formaciones de la cuenca, comenzando con la Formación Del Río conformada por lutitas, calizas y areniscas, con abundancia de fósiles de ambientes marinos someros; esta sucesión estratigráfica es evidencia de la continua aportación de terrígenos que indican el comienzo de una regresión marina donde ocurrió el depósito de las formaciones Buda y Eagle Ford; la primera se compone de estratos de caliza y la segunda lutita calcáreas con intercalaciones de caliza. Sobre la última unidad estratigráfica se depositó la Formación Ojinaga, que está compuesta por dos miembros: el inferior se constituye de intercalaciones de lutita y calizas, mientras el superior está conformado por areniscas con restos de plantas y madera fósil; esta formación es de un ambiente de plataforma con transición a un delta, denotando la regresión marina. En el Coniaciano se depositó la Formación San Carlos, que es sin duda una unidad depositada durante una extensiva regresión marina, ya que está compuesta de areniscas, horizontes de carbón y arcillas con abundante contenido paleontológico; se formó en un ambiente transicional por lo que tiene facies deltaicas, de playa, pantanoso-fluvial y de planicie aluvial. Sobre esta formación, en el Maastrichtiano se depositaron las Formaciones Picacho y Arados, la primera se conforma de areniscas con capas delgadas de carbón de origen deltaico y la Formación Arados denota los últimos desarrollos de la antigua cuenca; esta unidad se compone de calizas de ambiente de arrecifal que cambia a verticalmente a conglomerados de clastos calcáreos de ambiente transicional y continental.

La orogenia Laramide (84-43 Ma) invirtió el régimen tectónico que regía en la Cuenca de Chihuahua, propiciando su cierre y formando el cinturón tectónico de Chihuahua, con el desarrollo de pliegues y fallas inversas. En el Cenozoico

ocurrieron eventos volcánicos que originaron secuencias ígneas que se sobreponen discordantemente a las secuencias sedimentarias de Cuenca de Chihuahua.

12.4.7 Mapa geológico de la Cuenca de Chihuahua

El mapa geológico (Figura 12.12) se realizó a partir de la compilación de ocho cartas geológicas 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (Ciudad Juárez, H13-1; El Porvenir, H13-2; Nuevo Casas Grandes, H13-4; San Antonio el Bravo, H13-5; Buenaventura, H13-7; Ojinaga, H13-8; Chihuahua, H13-10; Ciudad Delicias, H13-11). En este mapa se muestra la distribución de sierras sonde afloran conjuntos de rocas desde el Precámbrico hasta el reciente, producto de una compleja evolución geológica.

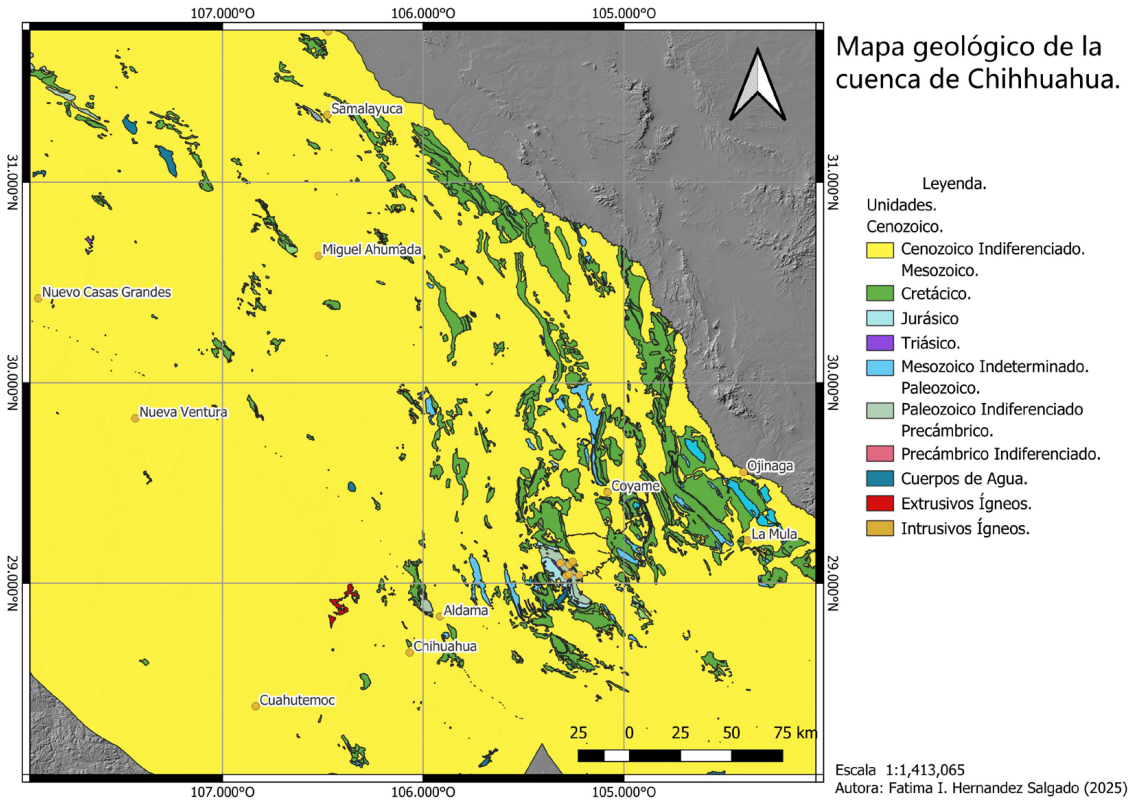


Figura 12.12. Mapa geológico de la Cuenca de Chihuahua, elaborada a partir de la compilación de ocho cartas geológicas 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano.

12.5 Geología económica en la Cuenca de Chihuahua

Con lo que respecta a yacimientos minerales, en la región se tienen importantes zonas con interés económico por su contenido de minerales metálicos y radiactivos (uranio); tal es el caso del yacimiento El Sotolar, en la zona aledaña a Ojinaga, el Placer de Guadalupe y los yacimientos de la Sierra de Gómez. En las sierras cercanas a la ciudad de Chihuahua, existe una amplia distribución de minerales secundarios de uranio, asociados a óxidos de hierro, así como a malaquita, sílice y calcita, tanto en las zonas de fracturamiento y como en las de alteración.

En las rocas sedimentarias de la Sierra de Gómez, se tiene una estructura sinclinal de orientación N10°W que presenta dos familias de fracturas con mineralización de uranio. De las obras mineras exploratorias en esta sierra se han obtenido 78,051 kg de tyuyamunita, con ley media de 2.98 % de óxido de uranio (Antunez,1958). Los yacimientos de uranio en México no se exploran ni se explotan debido a cuestiones legales producto de restricciones de tratados internacionales, por lo que el conocimiento sobre sus reservas no está actualizado (la información es de 1958).

En la Cuenca de Chihuahua hay presencia de yacimientos minerales asociados a skarns de plomo y zinc; su mena son sulfuros de plomo, zinc y sulfosales de plata. La mina de Naica es la de mayor productor de plomo de México, además, también es productora de plata.

Para el año 2023 la producción minera del estado de Chihuahua la ubica dentro de los cinco primeros productores de Au de la República Mexicana, con una producción de 16,111.8 kg. Con respecto a la producción de plata, ocupa el segundo lugar nacional con 1,369,646 kg. Chihuahua ocupa el cuarto lugar en producción de Cu, con 21,254 ton. En cuanto a la producción de zinc se encuentra en tercer lugar, solo por debajo de Durango y Zacatecas, con 73,885 toneladas. Su producción de plomo coloca a Chihuahua en el segundo lugar nacional después de Zacatecas con 33,931 toneladas (Prontuario Estadístico de la Minería, 2023).

Desde la perspectiva petrolera, la Cuenca de Chihuahua tiene potencial exploratorio, pero no yacimientos en producción. Las principales rocas con potencial de

roca generadora son las del Tithoniano de la Formación La Casita, con una ventana de generación de 108 Ma para la entrada y 85 Ma para la salida, por lo que su producción más probable sería de gas natural (Limón, 1986). Otras secuencias oleogeneradoras son la Peña y Ojinaga. La Formación la Casita está constituida por lutitas y calizas arcillosas con espesores que varían entre 80 a 950 m, su contenido de materia orgánica oscila entre 0.5 a 2 %, por lo que se le considera entre regular y buena; contiene kerógenos de tipo II-III, que lo ubica dentro de la zona de generación de gas, por lo que puede ser importante para la formación de yacimientos convencionales y no convencionales. La Formación la Peña está constituida por lutitas y calizas arcillosas de edad Aptiano superior, con espesores que varían entre 50 y 100 m, con un contenido de materia orgánica total de 1 a 3 %, con kerógenos de tipo II y II-III, maduro a sobremaduro, que lo ubica en las zonas de generación de aceite y condensado; debido a su poco espesor no se le considera de interés para la explotación de hidrocarburos no convencionales. Finalmente, la Formación Ojinaga con características litológicas similares, no se le considera de interés para yacimientos convencionales, debido a que no presenta una roca sello regional suprayacente que evite la migración, por lo que su importancia es solo para hidrocarburos no convencionales.

12.6 Conclusiones

La Cuenca de Chihuahua es unos de los rasgos geológicos más importantes del sector norte de la república mexicana. Su registro estratigráfico abarca desde rocas precámbricas hasta cenozoicas, pasando por rocas metamórficas, secuencias sedimentarias hasta rocas ígneas extrusivas, es decir, posee uno de los registros más completos de México. Desde el punto de vista tectónico es una zona muy interesante, ya que su formación se remonta a movimientos en la porción sur de la placa tectónica de Norteamérica, dejando un lineamiento marcado en el Paleozoico que posteriormente fue reactivado por una falla lateral que formó propiamente el canal donde se alojó la cuenca mesozoica. Se tiene la presencia de una cuenca paleozoica y una mesozoica, la última tiene una columna sedimentaria con un espesor superior a los 5000 m, cuyo desarrollo inició como una cuenca de *rift* continental en el Triásico-Jurásico medio y cambio a una cuenca *pull-apart* en el Jurásico superior-Cretácico. Posteriormente las secuencias sedimentarias

fueron deformadas por efectos de la Orogenia Laramide y en algunos sectores cubiertas por rocas ígneas del Cenozoico, relacionada con la actividad volcánica de Sierra Madre Occidental. En cuanto a la geología económica, tiene importantes proyectos de yacimientos minerales metálicos de oro, plata, plomo y zinc, además de ser una provincia geológica mexicana que tiene reservas de minerales radiactivos (uranio). Desde el punto de vista petrolero, tiene potencial de exploración y desarrollo de yacimientos de gas natural convencional y no convencional.

12.7 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. La Cuenca de Chihuahua se extiende hasta los estados del sur de los Estados Unidos como son:

   a) Alabama y Georgia
   b) Nuevo México y Texas
   c) California y Arizona
   d) Mississippi y Lousiana

2. Se tiene evidencia que la region donde se ubica la Cuenca de Chihuahua hubo actividad tectónica desde:

   a) El Paleógeno
   b) El Mesozoico
   c) El Precámbrico
   d) El Silúrico

3. El registro estratigráfico completo de la región donde se ubica de la Cuenca de Chihuahua abarca:

   a) Del Precámbrico al Cenozoico
   b) Del Paleozoico al reciente
   c) Del Mesozoico al reciente
   d) Del Paleógeno al reciente

4. El cinturón plegado de Chihuahua fue producto principalmente de la orogenia:

   a) Caledoniana
   b) Huroniana
   c) Laramide
   d) Alpina

5. El límite NE de la Cuenca mesozoica de Chihuahua está marcado por la plataforma:

   a) De Morelos
   b) Del Doctor
   c) De Orizaba
   d) Del Diablo

6. El límite SW de la Cuenca mesozoica de Chihuahua está marcado por la plataforma:

   a) De Aldama
   b) Del Doctor
   c) De Orizaba
   d) Del Diablo

7. Desde el punto de vista tectónico la Cuenca mesozoica de Chihuahua, es una Cuenca de tipo:

   a) Antepaís
   b) *Pull-apart*
   c) Subsidente
   d) Intraplaca

8. Uno de los elementos de los yacimientos minerales presentes en la Cuenca de Chihuahua que no se explotan por cuestiones legales es:

a) El oro
b) El plomo
c) La plata
d) El uranio

9. La sierra donde no están presentes yacimientos con minerales de uranio en la Cuenca de Chihuahua es:

a) El Sotolar
b) Placeres de Guadalupe
c) Sierra de Gómez
d) Sierra Norte

10. Las principales rocas con potencial generador de hidrocarburos de la Cuenca de Chihuahua son las del:

a) Jurásico superior
b) Precámbrico
c) Mioceno
d) Paleógeno

11. La sedimentación de la Cuenca de Chihuahua en Mesozoico comenzó con secuencias:

a) transgresivas
b) regresivas
c) erosivas
d) locales

12. El registro para la apertura del canal de Chihuahua (precursor de la Cuenca mesozoica de Chihuahuse estima que inicio en el:

a) Triásico-Jurásico
b) Steniano-Toniano
c) Silúrico-Devónico
d) Carbonífero-Pérmico

13. La edad de la sal presente en el subsuelo de la Cuenca de Chihuahua es del:

a) Calloviano
b) Hetangiano
c) Sinemuriano
d) Titoniano

14. Para el año 2023, la producción minera de Au de Chihuahua la ubicó en:

a) El octavo lugar
b) En los primeros cinco lugares
c) No produjo Au
d) El décimo lugar

15. El cálculo de reservas de uranio y sus trabajos de exploración se publicaron en el año:

a) 2024
b) 1958
c) 1910
d) 1936

16. El relleno Mesozoico de la Cuenca de Chihuahua comienza con un depósito cuyo contenido litológico es de:

a) Lutitas
b) Conglomerados
c) Gneis
d) Limolitas

17. En la región noroeste de la Cuenca de Chihuahua, las estructuras plegadas y las fallas inversas tienen orientaciones preferenciales:

a) Suroeste-noroeste
b) Noreste-suroeste
c) Noroeste-sureste
d) Sureste-noroeste

18. Con referencia a la Ciudad de Chihuahua, ¿dónde se encuentra la Sierra Plomosa?

a) Al NE de la ciudad de Chihuahua
b) Al SE de la ciudad de Chihuahua
c) Al NW de la ciudad de Chihuahua
d) Al SW de la ciudad de Chihuahua.

19. Las unidades estratigráficas de toda la columna estratigráfica de la región de Chihuahua, indican que se formaron en eventos geológicos regionales en:

a) Cuatro fases distintas
b) Dos fases distintas
c) Tres fases distintas
d) Cinco fases distintas.

20. El relleno sedimentario de la Cuenca *pull-apart* de Chihuahua ocurrió en el:

a) Pérmico
b) Mesozoico
c) Paleógeno
d) Neógeno

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	a)	11.	a)	16.	a)
2.	c)	7.	b)	12.	a)	17.	b)
3.	a)	8.	d)	13.	a)	18.	a)
4.	c)	9.	d)	14.	b)	19.	c)
5.	d)	10.	a)	15.	b)	20.	b)

12.8 Bibliografía

Allen, P. A., & Allen, J. R. (2005). *Basin analysis: Principles and applications.* Blackwell Publishing.

Amesbury, D. L. (1958). *Geologic map of Pinto Canyon area, Presidio County, Texas* (Geologic Quadrangle Map 22, escala 1:50,000). University of Texas Bureau of Economic Geology.

Antúnez Echagaray, F. (1958). *Manual para la exploración del uranio.* Comisión Nacional de Energía Nuclear.

Arzabala-Molina, J. (2005). *Correlación estratigráfica de la Cuenca de Chihuahua y su relación con los yacimientos minerales. Boletín del Consejo de Recursos Minerales, 66,* 25 pp.

Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Villasuso-Martínez, R. (2016). Revisión estratigráfica y estructura de la Sierra Plomosa, Chihuahua. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33*(2), 221-238.

Baars, D. L. (1978). The Olympic-Wichita Lineament: A continental—scale basement fracture system. *Global Tectonics and Metallogeny, 1*(1), 83–87. https://doi.org/10.1127/gtm/1/1978/83

Bridges, L. W. II. (1962). *Geology of Mina Plomosas area, Chihuahua, México* (Tesis doctoral). University of Texas, Austin, U.S.A.

Bridges, L. W. II. (1964). Stratigraphy of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe Area. En *Geology of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe Area, Chihuahua, Mexico, Field Trip Guide* (pp. 50–59). Midland, TX: West Texas Geological Society.

Bridges, L. W. II. (1965). Geología del área de Plomosas, Chihuahua. En *Estudios Geológicos en el Estado de Chihuahua, Parte I* (Boletín 74, 134 pp., con 3 mapas y secciones anexas). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.

Burrows, R.H., (1910). Geology of Northern Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 7, 85-103.

Cabrera, F., Narváez, G., Chávez, J. M., Alcántara, J., & Gómez, F. (1984). *Exploración carbonífera en la Cuenca de Ojinaga, Chihuahua* (Informe inédito No. 45, 20 pp.). Comisión Federal de Electricidad.

Carciumaru, D., Ortega, R. (2008) Evolución tectónica del margen norte del Surco de Chihuahua: Evidencias de deformación controlada durante la Orogenia Laramide: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol 60, Núm. 1, 2008, p. 43-69. http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2008v60n1a4

Carciumaru, D., & Ortega, R. (2008). Geologic structure of the northern margin of the Chihuahua trough: Evidence for controlled deformation during Laramide Orogeny [Evolución tectónica de margen norte del Surco de Chihuahua: Evidencias de deformación controlada durante la Orogenia Larámide]. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 60*(1), 43–69. https://doi.org/10.18268/BSGM2008v60n1a4

Corwin C., Reeves Jr. (1969). Texas lineament: Pleistocene-Holocene movement? AAPG *Bulletin, 53*(1), 209. https://doi.org/10.1306/5D25C5C7-16C1-11D7-8645000102C1865D

Chacón Olivas, C. N. (2021). *Caracterización geoquímica e isotópica del basamento Precámbrico de la Sierra del Cuervo, Chihuahua a partir de isótopos de Sm-Nd y U-Pb* (Tesis de maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.

Chaparro-Meza, M., & Loera-Flores, A. (2004). *Carta Geológico-Minera Plomosa H13-C49,* escala 1:50,000. Consejo de Recursos Minerales.

Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J. A., Porras-Vázquez, N. D., Cossío-Torres, T., & Aranda-Gómez, J. J. (2011). Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63*(2), 253-270.

Davison Jr, Donald M. (1980) Precambrian Geology of the Van Horn area, Texas, New Mexico geological society 31 annual foll field conference guidebook

De Cserna, Z. (1965). Notas sobre la geología de Placer de Guadalupe y Plomosas, Estado de Chihuahua. *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 74*(2), 135-143.

Haenggi, W. T. (1966). Geology of El Cuervo area northeastern Chihuahua, México [Tesis doctoral University of Texas at Austin].

Haenggi, W. T. (2002). Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 55*(1), 38-94.

Haenggi, W. T. (2002). Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 55*(1), 38-94. https://doi.org/10.18268/BSGM2002v55n1a4

Handschy, J. W., & Dyer, R. (1987). Polyphase deformation in Sierra del Cuervo, Chihuahua, Mexico: Evidence for Ancestral Rocky Mountain tectonics in the Ouachita foreland of northern Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 99*(5), 618-632.

Hernández-Noriega, L., Carrizales-Aguilar, A., Ávila-Lugo, F., & Ramírez-Tello, E. (2000). *Carta Geológico-Minera Ciudad Delicias H13-11,* escala 1:250,000 (Informe, 85 pp.). Consejo de Recursos Minerales.

Hernández-Noriega, L., Pérez-De la Cruz, A., Rodríguez-Salinas, R., Meléndrez-Rodríguez, A., Vázquez-Balderas, F., & Martínez-Guillén, H. (2003). *Carta Geológico-Minera Ojinaga H13-8, escala 1:250,000.* Consejo de Recursos Minerales. Informe, 79 pp.

Herrera-Galván, J.D., De la O-Burrola F., 2005, Carta Geológico-Minera El Consuelo H13-C38, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe, 58 p.

Hill, R. T. (1891). The Comanche Series of the Texas-Arkansas region. Geological Society of America bulletin V. 2, p. 503-528.

Imlay R.W., (1936) Geology of the western part of the Sierra de Parras. Geological Society of American V.47, p.1091-1152

Limón González, M. (1986). Evaluación geológico-geoquímica de la provincia de Chihuahua. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 38*(2).

López-Doncel, R., Labarthe-Hernández, G., Mata-Segura, J.L., 2005, Estudio sedimentológico-estratigráfico de la Sierra Las Lilas (Paleozoico) y Sierra El Cartucho (Mesozoico) en la porción noroccidental del estado de Chihuahua, México Distrito Minero de Bismarck: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22*(3), 298-314.

López-Doncel, R., Mata-Segura, J. L., Cruz-Márquez, J., Arzate-Flores, J., & Pacheco-Martínez, J. (2006). Riesgo geológico para el patrimonio histórico: Ejemplos del centro histórico de la ciudad de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 68*(2), 313-331.

López-Ramos E. (1974). Paleogeografía de México del Paleozoico al Cuaternario y su relación a la tectónica: Geofísica Internacional, vol. 14, No. 1, pp. 85-86.

Martini, M., & Ortega, G. (2016). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the breakup of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews.*

Monreal, R., & Longoria, J. F. (1995). Transpressional deformational pattern related to basement faults in the Mesozoic of northeastern Chihuahua, Mexico. *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, 12*(2), 17-34.

Monreal, R., & Longoria, J. F. (1999). A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua Trough, north-central Mexico: Implications for lithocorrelations. En C. Bartolini, J. L. Wilson, & T. F. Lawton (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico* (pp. 69-92). Geological Society of America Special Paper 340.

Monreal, R., & Longoria, J. F. (2000). Stratigraphy and structure Lower Cretaceous of Lampazos, Sonora (northwest Mexico) and its relationship to the Gulf Coast succession. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 84,* 1811-1831.

Nichols, J.C., (1958) Stratigraphy of Sierra de los Fresnos, Chihuahua, Mexico: Austin, University of Texas, tesis de maestría, 64 p.

Ortuño-Arzate F., (1985) Evolution sedimentarire Mesozoique du basin *rift* de Chihuahua le long d'une transversale Aldama-Ojinaga (Mexique). Implicactions geodynamiques (Docteur de troisième Cycle thesis): L'Universié de Pau et de Pays de L'Adour, 244 p.

Oviedo-Padrón, E. G., Aranda-Gómez, J. J., Chávez-Cabello, G., Stanley, R., Molina-Garza, R. S., Iriondo, A., González-Becerra, P. C., Cervantes-Corona, J. A., & Solorio-Munguía, J. G. (2010). Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno y su posible relación con fallas reactivadas cerca del levantamiento de Plomosas, Chihuahua, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27*(3), 385-403.

Ramírez, J. C., & Acevedo, C. F. (1957). Notas sobre la geología de Chihuahua. Boletín de la *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 9*(9–10), 583–770.

Regalet Figueroa, J. I. (2011). Bioestratigrafía, análisis microfacial y geoquímico de la formación La Casita, Jurásico tardío (Kimmeridgiano-Tithoniano) en Potrero Prieto, Galeana Nuevo León, México [Tesis de maestría Universidad Autónoma de Nuevo León].

Reyes-Cortés, M., Reyes-Cortés, I. A., Espino Valdez, S., Rentería-Villalobos, M., Burillo Montúfar, J. C., & Montero-Cabrera, M. E. (2012). Origen y distribución de la radiactividad natural en la zona norte de la cuenca de Chihuahua, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas,* V 29, Número 3, p. 659-675.

Rodríguez-Torres, R. (1969) Mesozoic stratigraphic of the Sierra de la Alcaparra, northeastern Chihuahua, México, in Córdoba, D.A., Wengerd, S.A., and Shomaker, J., eds., The border region: New México Geological Society, Field Conference, Guidebook, p. 173-175.

Secretaría de Economía. (2023). *Prontuario estadístico de la minería. Enero-diciembre 2023.* Unidad de Coordinación de Actividades Extractivas.

Servicio Geológico Mexicano. (Recopilado en 2024). Mapa compilado a partir de 8 cartas geológicas. Escala 1:250,000. Ciudad Juárez, H13-1; El Porvenir, H13-2; Nuevo Casas Grandes, H13-4; San Antonio el Bravo, H13-5; Buenaventura, H13-7; Ojinaga, H13-8; Chihuahua, H13-10; Ciudad Delicias, H13-11.

Soberanes-Fragoso, B.A., Aparicio-Cordero, E., Esquivel-Hernández, D., Segura-Sandoval, R., Hernández Velázquez, M., Farías-García, H., 1986, Estudio Geológico-Minero regional del área de Villa Ahumada, Municipio de Villa Ahumada, estado de Chihuahua: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, Informe técnico, 100 p.

King, R. E., & Adkins, W. S. (1946). Geology of a part of the Lower Conchos Valley, Chihuahua, México. *Bulletin of the Geological Society of America, 57,* 275–294.

Villareal-Fuentes, J., Levresse, G., Nieto-Samaniego, A. F., & Corona-Esquivel, R. (2014). New geological and geochronological data of the Placer de Guadalupe uplift, Mexico: A new piece of the Late Triassic-Jurassic Nazas Arc? *International Geology Review, 56*(16), 2000–2014. https://doi.org/10.1080/00206814.2014.956147 (Suplemento electrónico)

Williams, J. S. (1948). *Geology of the Paleozoic rocks, Logan quadrangle, Utah.* Geological Society of America Bulletin, 59, 1121–1163.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

13 Cuenca de Sabinas

Hatziry Yeyetzi Pérez Aquiahuatl y Noé Santillán Piña

Sumario

13.1. Resumen
13.2. Abstract
13.3. Introducción
13.4. Generalidades
13.4.1. Ubicación
13.4.2. Estado del arte
13.5. Descripción general
13.5.1. Sedimentología
13.5.2. Estratigrafía
13.5.3. Geología Estructural
13.5.4. Evolución Geológica
13.5.5. Mapa Geológico de la Cuenca
13.6. Consideraciones Económicas
13.7. Conclusiones
13.8 Autoevaluación
13.9. Bibliografía

13.1 Resumen

La cuenca de Sabinas se localiza en el noreste de México en los estados de Coahuila y Nuevo León, con un área aproximada de 42,995.8 km^2, tiene forma elíptica y un eje mayor orientado NW-SE. Charleston (1973) y Alfonso (1978) propusieron que la cuenca era intracratónica, generada como un *rift* abortado; mientras que Eguiluz (2001) la clasificó como intracontinental resultado de un *proto-rift* que precedió a la apertura del Golfo de México.

Su sedimentación inicia en el Jurásico medio con la Formación Minas Viejas, continuando en el Jurásico superior con las formaciones La Gloria y La Casita. En el Cretácico inferior, debido a depósitos terrígenos, carbonatos y evaporitas, se originan las formaciones Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula, La Virgen y Cupido; y, por lutitas y calizas arcillosas de la Formación La Peña. El depósito de carbonatos y lutitas continuó en el Albiano con las secuencias Tamaulipas Superior, Kiamichi y Georgetown para dar paso, en el Cenomaniano, a las unidades Del Río, Buda, Eagle Ford y Austin. Al final del Cretácico, con los levantamientos que formaron áreas continentales por la Orogenia Laramide, se depositaron las formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondido.

La formación de las estructuras y elementos adyacentes debido a la deformación Laramide, se relacionan con la presencia y espesores de la sal del Jurásico y evaporitas del Barremiano, presentándose principalmente anticlinales doble buzantes limitados por cabalgaduras.

Esta cuenca es de suma importancia por su potencial en carbón, aportando actualmente más del 90 % de la producción nacional (Colín, 2021), además se tienen yacimientos de hidrocarburos gaseosos y depósitos minerales estratoligados. El gas en lutitas (shale gas) representa un 23 % de reservas recuperables, por lo que es de gran relevancia nacional.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

13.2 Abstract

The Sabinas basin is located in the northeast of Mexico, in the states of Coahuila and Nuevo León, covering an approximate area of 42,995.8 km^2, with an elliptical shape and a major axis oriented NW-SE. Charleston (1973) and Alfonso (1978) proposed that the basin was intracratonic, formed as an aborted rift, while Eguiluz (2001) classified it as intracontinental, resulting from a proto-rift that preceded the opening of the Gulf of Mexico.

Its sedimentation began in the Middle Jurassic with the Minas Viejas formation, continuing into the Upper Jurassic with La Gloria and La Casita formations. In the Lower Cretaceous, due to terrigenous deposits, carbonates, and evaporites, Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula, La Virgen, and Cupido formations originated; and, from shales and clayey limestones, La Peña formation. The deposition of carbonates and shales continued into the Albian with Tamaulipas Superior, Kiamichi, and Georgetown, leading to Del Río, Buda, Eagle Ford, and Austin units in the Cenomanian. By the end of the Cretaceous, with the uplift in continental areas due to the Laramide Orogeny, the Upson, San Miguel, Olmos, and Escondido formations were created.

The formation of structures and adjacent elements due to Laramide deformation is related to the presence and thickness of Jurassic salt and Barremian evaporites, primarily presenting anticlines with double dips limited by thrusts.

This basin is of great importance due to its coal potential, currently contributing over 90 % of national production (Colin, 2021); in addition, there are gas hydrocarbon deposits and stratified mineral deposits. Shale gas represents 23 % of recoverable reserves, making it of significant national relevance.

13.3 Introducción

A partir de los años 2000´s, la geología petrolera en México ha tenido una evolución significativa para la exploración y explotación de gas y aceite convencionales.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

Su misión se basa en incrementar las reservas de hidrocarburos, ya sea en áreas con conocimientos geológicos existentes o en áreas nuevas.

La evolución tectono-sedimentaria del noreste de México está ligada muy estrechamente con la formación del paleo Golfo de México. Los cambios que se dieron durante este proceso se manifestaron con etapas de regresiones y transgresiones que propiciaron la depositación de secuencias sedimentarias, principalmente de carácter clástico, evaporítico y de carbonatos durante el Jurásico medio hasta el Cretácico superior en cuencas y plataformas. La Cuenca de Sabinas forma parte de éstas, delimitada al sur por la Plataforma de Coahuila y la Cuenca Parras-La Popa, al occidente por la Cuenca de Chihuahua, y al oriente por la Plataforma de Burro-Picachos.

La Cuenca de Sabinas es de interés económico por su potencial carbonífero, gasífero y de recursos no convencionales como el gas en lutitas (shale gas), aunque también se están estudiando yacimientos minerales de fluorita, barita, celestina.

13.4 Generalidades

13.4.1 Ubicación

Se localiza en el noreste de México, en la parte central del estado de Coahuila y occidental del estado de Nuevo León (Figura 13.1), con un área aproximada de 42,995.8 km^2 (Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH), s.f.). Al sur limita con la Plataforma de Coahuila y la Cuenca Parras-La Popa, al occidente por la Cuenca de Chihuahua, y al oriente por la Plataforma de Burro-Picachos. De acuerdo con Eguiluz (2001), esta cuenca tiene en su depocentro un espesor de más de 5,000 m de rocas sedimentarias del Mesozoico de ambiente marino.

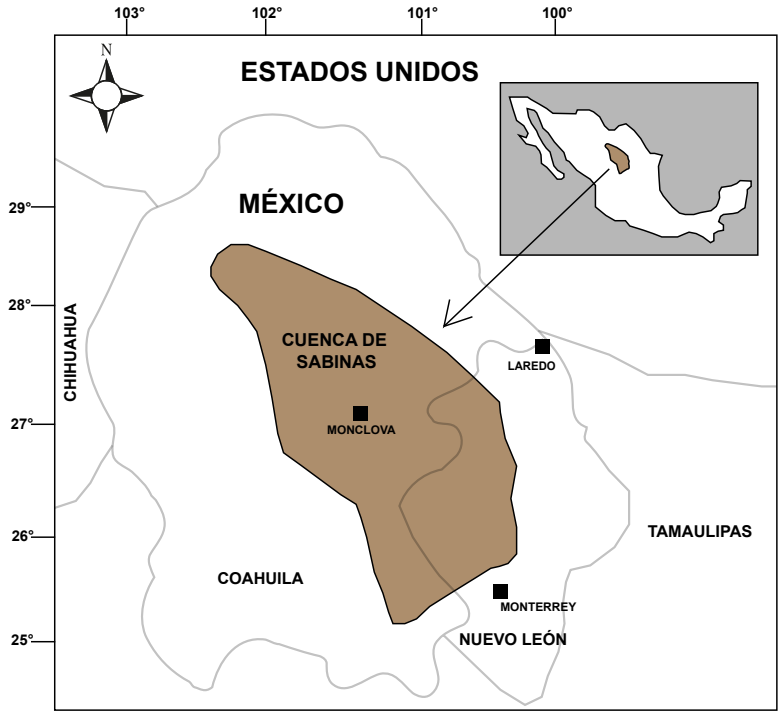


Figura 13.1 Ubicación de la Cuenca de Sabinas (modificado de Galindo, 2010).

13.4.2 Estado del arte

Los primeros trabajos de geología realizados en el noreste de México comenzaron en las décadas de 1920 y 1930, donde destacan estudios realizados por Bose (1921), quién describió la secuencia mesozoica de la Sierra Madre Oriental, concluyendo que existían tierras positivas emergidas pre-aptianas en el noreste de nuestro país (Uribe y Cuevas, 1979).

Otros autores que abordan estudios estratigráficos en la zona son: Inmay (1937), Humphrey (1956) y Eguiluz (2000, 2001). De los trabajos más completos es el de Robeck *et al.* (1956) donde se describe detalladamente la estratigrafía y estructura de la región de Sabinas. Los trabajos realizados por Wilson (1990) y Goldhammer (1999) definieron los principales elementos paleogeográficos y tuvieron influencia en la estratigrafía del área.

Longoria (1984) y Padilla y Sánchez (1986) se enfocaron en la caracterización de los estilos de deformación, diapirismo, estructuras asociadas con compresión

y acortamiento del basamento, y zonas de fallas (normales e inversas), lo cual contribuyó al entendimiento estructural de la Cuenca de Sabinas. Por su parte Eguiluz *et al.* (2000) describe características tectónicas de la Sierra Madre Oriental para entender la evolución sedimentaria y distribución de facies que tuvieron influencia directa sobre el plegamiento regional.

Longoria (1984) menciona que Álvarez (1949) describe la cuenca como una gran depresión o área negativa, la cual se originó en el Jurásico temprano. Charleston (1973) y Alfonso (1978) propusieron que la cuenca era intracratónica y que fue generada como un *rift* abortado. Por otro lado, Longoria (1984) y Santamaría *et al.* (1991) consideran que la cuenca pudo ser formada por transtensión, por lo que correspondería a una cuenca de tipo *pull-apart* (Chávez, 2005). De acuerdo con Huicochea (2019), el término "Golfo de Sabinas" es introducido por los análisis realizados por Humphrey (1956).

La Cuenca de Sabinas como área petrolera fue descubierta en la década de 1930 con la perforación de los pozos San Marcos-1 y San Marcos-2. En los años 50s y 60s del siglo pasado, se perforaron varios pozos que mostraron grandes manifestaciones de gas en formaciones del Cretácico y Jurásico (CNH, s.f). En la década de los 70s se realiza una reevaluación petrolera y minera de esta cuenca. De los trabajos más recientes que se han publicado están los de Rivera y Alcocer (2003), Piedad *et al.* (2005) y Corona *et al.* (2006), describiendo la situación actual del carbón en la Región Carbonífera de Coahuila. Vega *et al.* (2007) hicieron estudios entre las cuencas de Sabinas, La Popa y Parras y concluyeron que la presencia de estratos marinos del Eoceno en la parte oriental de la Cuenca de Sabinas sugiere una correlación con las cuencas de La Popa y Parras.

13.5 Descripción general

Eguiluz *et al.* (2000) mencionan que la génesis de la Cuenca de Sabinas está relacionada con la apertura del protogolfo de México en el Jurásico medio. Posteriormente, el mismo autor en 2001 la clasificó como una cuenca intracontinental como resultado de un proto-*rift* que precedió a la apertura del Golfo de México. La Cuenca de Sabinas tiene forma de elipse, su eje mayor tiene una orientación

NW-SE. De acuerdo con Eguiluz (2001) se estima una longitud de 450 km y un ancho de 200 km. Fue una depresión delimitada por los bloques altos de Coahuila al sur, la península Burro-Peyotes al norte, y el Arco de Tamaulipas al este, que son los principales límites paleo-tectónicos y paleogeográficos de la cuenca. Dentro de la depresión mayor, existieron bloques altos de menor dimensión (Islas La Mula y Monclova). Mientras que, hacia el sureste, otros bloques relativamente bajos formaron el límite que separa la Cuenca de Sabinas del proto Golfo de México (Figura 13.2).

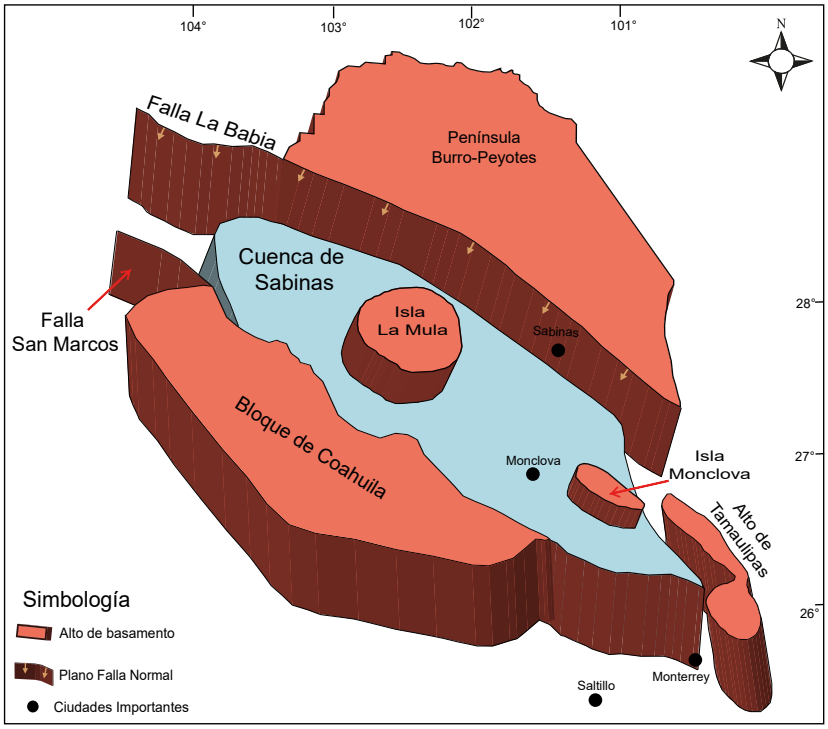


Figura 13.2. Cuenca de Sabinas con sus límites paleotectónicos y paleogeográficos (Modificado de González *et al.*, 2007).

El Bloque de Coahuila es un alto de basamento intrusionado por rocas graníticas o granodioríticas de edad permo-triásica, delimitado al norte por una falla lateral izquierda conocida como Falla San Marcos y al sur por la Cuenca de Parras. Se caracteriza por la presencia de carbonatos de la plataforma del Cretácico deformados por la Orogenia Larámide. El Archipiélago de Tamaulipas se localiza al este de la cuenca con una distribución NW-SE, constituido por intrusiones permo-triásicas.

La Península Burro-Peyotes constituye un alto de basamento al norte de la Cuenca de Sabinas en aparente continuidad con el Arco de Tamaulipas. Está formado por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico Superior, y está delimitado en su parte sureste por la Falla La Babia, la cual es una estructura lateral izquierda que estuvo activa durante la etapa de rifting continental del Triásico tardío al Jurásico medio (Charleston, 1981 en González *et al.,* 2007).

13.5.1 Sedimentología

La columna sedimentaria de la Cuenca de Sabinas abarca secuencias sedimentarias del Jurásico medio al Paleógeno, sobrepuestas a un basamento cristalino (ígneo-metamórfico). Las rocas sedimentarias más antiguas son lechos probablemente del Triásico superior o Jurásico inferior a medio (Padilla y Sánchez, 1986), que se originaron de la erosión de los paleo-elementos positivos y rocas volcánicas producidas durante el *rifting* (CNH, s.f.). Padilla y Sánchez (1986) menciona que durante el Calloviano ocurrió el depósito de evaporitas de la Formación Minas Viejas que se formaron en depresiones marinas someras durante la primera transgresión marina, en un clima árido.

A principios del Oxfordiano, la transgresión inundó gran parte de la cuenca, la sal disminuyó su volumen de precipitación, predominando los depósitos de anhidrita y carbonatos de la Formación Olvido. La base se compone de intercalaciones de anhidrita y carbonatos, y en su cima predominan carbonatos con nódulos de evaporita y grainstones oolíticos, de alta energía, depositados sobre una rampa carbonatada (Eguiluz, 2001).

En el Oxfordiano Tardío, la sedimentación cambió sustancialmente, ya que el mar adquirió un carácter transgresivo producto de una elevación del nivel medio del mar favoreciendo la precipitación de rocas carbonatadas. En el Kimmeridgiano temprano se formaron rampas carbonatadas en las que se depositaron carbonatos de la Formación Zuluaga (PEMEX, 2010). Las calizas y evaporitas que constituyen a la Formación Olvido retrocedieron hacia el centro de la cuenca, mientras que hacia los bordes continuó la sedimentación terrígena de alta energía, que al litificarse formaron a las areniscas y conglomerados de la Formación La Gloria.

Eguiluz (2001) menciona que durante el Kimmeridgiano la cuenca cambió su morfología y su aporte sedimentario, recibiendo sedimentos clásticos que conforman a la Formación La Casita (Figura 13.3), que consta de tres miembros: el inferior de lutitas; el intermedio de arenisca intercalada con carbonatos, depositada en un ambiente nerítico medio a interno; y el superior que se compone de lutitas y limolitas, que representan una zona de inundaciones de alta frecuencia. Los cambios de facies de lutitas, carbonatos y areniscas de la Formación La Casita registran una transgresión continua e indican una profundización gradual de la cuenca.

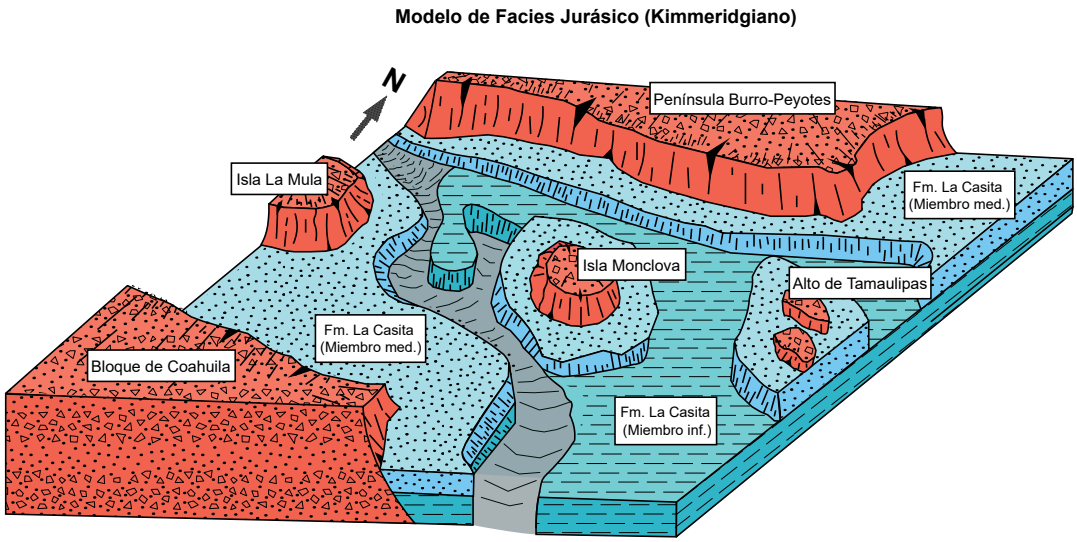


Figura 13.3. Modelo de Facies del Kimmeridgiano donde se formaron los sedimentos de la Formación La Casita, su miembro inferior de lutitas y el miembro intermedio de areniscas (modificado de Eguiluz, 2001).

Del Berriasiano al Barremiano ocurrió un cambio de facies y se acumularon secuencias terrígenas de alta energía (arenas y gravas) que constituyen los conglomerados y areniscas de las formaciones San Marcos al oeste y Hosston al sureste y este de los bordes de la cuenca, mientras que en el centro de la misma se depositó una secuencia de terrígenos finos, rocas carbonatadas de cuenca y de borde de plataforma, evaporitas y calizas de alta energía de las formaciones Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula y La Virgen.

La Formación Menchaca tiene dos facies: a) calcáreo-arcillosa, en el centro de la cuenca y b) clástica, en los bordes conformados por las formaciones San

Marcos y Hosston y, al sureste con una secuencia calcáreo-arcillosa de la Formación Taraises. De acuerdo con Eguiluz (2001), durante el Valanginiano al Hauteriviano, el depósito continuó con la acumulación de areniscas y rocas terrígenas de grano más fino de la Formación Barril Viejo (Figura 13.4), cuyas facies corresponden a depósitos litorales. Estos cambian a facies aluviales hacia el noroeste y suroeste, a facies continentales al noroeste, y a facies de plataforma pelítica calcárea al este y sureste.

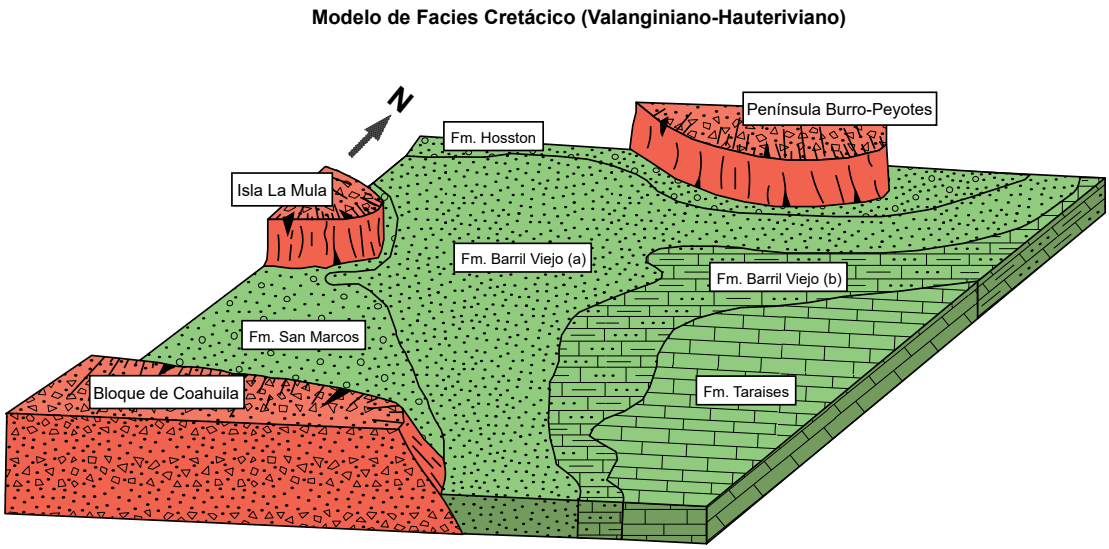


Figura 13.4. Modelo de Facies Cretácico (Valanginiano a Hauteriviano) donde se muestra al borde la de la cuenca la Formación San Marcos y Hosston; hacia el centro de la cuenca se muestran (a) arenas costeras y (b) caliza limosa de la Formación Menchaca. Hacia el sureste de la cuenca se muestran los carbonatos de la Formación Taraises (Modificado de Eguiluz, 2001).

La subsidencia de la Cuenca continuó durante el Hauteriviano y Barremiano, generándose un cambio gradual en la sedimentación, con lo que se dieron las condiciones apropiadas para la precipitación de rocas carbonatadas de plataforma de la Formación Padilla. Este evento transgresivo sobre una extensa plataforma se desarrolló en una zona lagunar por el crecimiento de parches arrecifales progradantes hacia el sur y oriente de la cuenca; y se distribuyó, principalmente, en la parte central de la misma, asociado a facies de bancos arrecifales. A principios del Barremiano, en la parte sur occidental, se depositó una secuencia de lutitas y limolitas de la Formación La Mula, lo que creó un ambiente propicio para la precipitación de rocas carbonatadas, dolomías y

evaporitas de la Formación La Virgen como resultado de las condiciones de restricción creadas al seguir el crecimiento arrecifal (PEMEX, 2010).

En el Aptiano inferior se depositaron rocas carbonatadas de la Formación Cupido, un complejo de plataforma carbonatada con una barrera de arrecife que restringió la entrada de agua de mar con salinidad normal a la laguna, desarrollándose al mismo tiempo un cambio de facies a una zona de aguas profundas hacia el sureste, donde se depositaron calizas de mar abierto de la Formación Tamaulipas Inferior. Goldhammer (1999) identificó un contacto erosional en la cima de la Formación Cupido, contacto que también ha sido documentado en varias localidades de la Cuenca de Sabinas, donde los carbonatos de alta energía pasan a carbonatos de baja energía. Estas rocas se conocen actualmente como Caliza Cupidito, un desarrollo gradual de la parte superior de las facies de barrera arrecifal de la Formación Cupido.

En el Aptiano superior continúa el hundimiento de la cuenca y el aumento del nivel relativo del mar, lo cual está representado por las lutitas y calizas arcillosas de la Formación La Peña; sus facies pelíticas corresponden a un ambiente de cuenca profunda. El depósito de carbonatos y lutitas de mar abierto continuó en el Albiano con tres unidades predominantemente carbonatadas, las formaciones Tamaulipas Superior, Kiamichi y Georgetown. Durante el Cenomaniano ocurrió una nueva transgresión que provocó las condiciones de plataforma abierta depositándose las formaciones Del Río (lutita de grano fino y arenisca) y Buda (lutitas calcáreas) (CNH, s.f.). Hacia el Cenomaniano se depositaron las formaciones Eagle Ford compuesta por lutitas negras intercaladas con calizas arenosas y areniscas cementadas con carbonato y Austin, que corresponde con una secuencia de lutitas calcáreas. Al final del Cretácico PEMEX (2010) menciona que los levantamientos en las áreas continentales debido a la Orogenia Laramide ocasionaron un incremento en el material terrígeno y el depósito de las formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondido, conocidas como Grupo Navarro-Taylor (CNH, s.f).

La Formación Upson consiste en lutitas laminadas negras, que se depositaron en prodeltas dentro de un ciclo de inundaciones. La Formación San Miguel consiste en facies de frente deltaica, que consta de unidades progradacionales alternadas de lutitas y areniscas. La Formación Olmos contiene areniscas de grano grueso

a medio, que contiene algunas capas con ondulitas y mantos de carbón y lignito; mientras que la Formación Escondido consiste en arenisca conglomerática con varias lutitas cíclicas y capas de carbón cerca de su base, lo que sugiere una inundación oscilante (CNH, s.f). En la Cuenca de Sabinas no se conservan rocas más jóvenes al Cretácico, sólo un espesor significativo de lutitas marinas profundas del Paleoceno pertenecientes al Grupo Midway sobre la Formación Escondido.

13.5.2 Estratigrafía

La Cuenca de Sabinas tiene una columna estratigráfica que comprende rocas del Jurásico superior al Cretácico superior, con un espesor de más de 5,000 m (Figura 13.5). A continuación, se presenta una breve descripción de las secuencias que integran su columna estratigráfica.

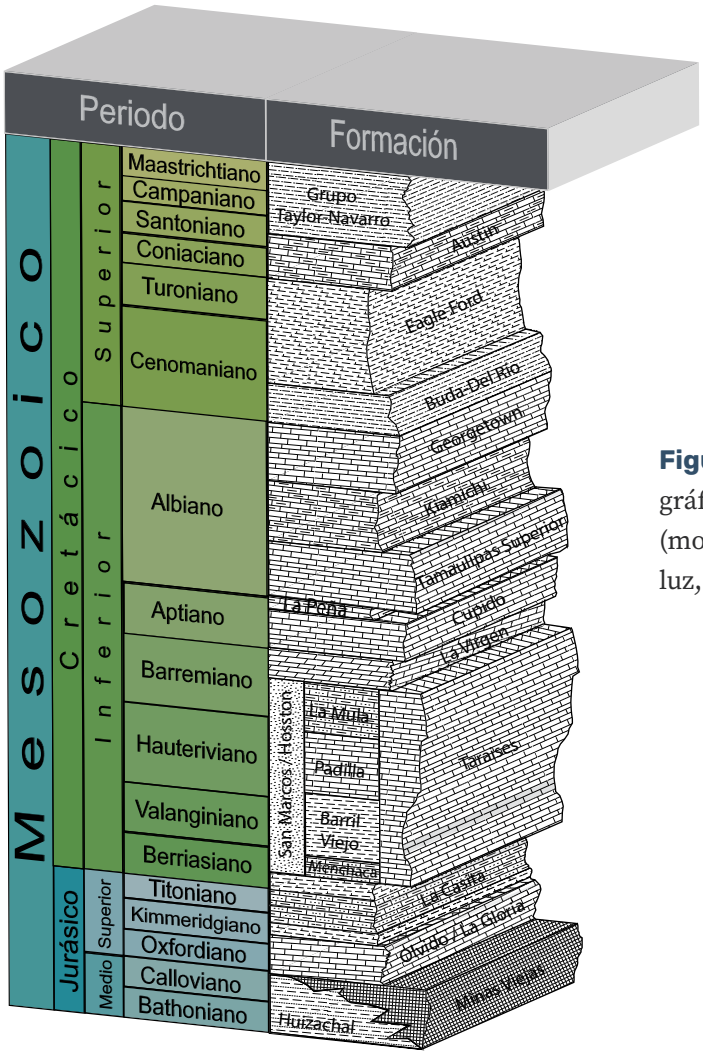


Figura 13.5. Columna Estratigráfica de la Cuenca de Sabinas (modificada de CNH, s.f., Eguiluz, 2001 y Vázquez, 2014).

La Formación Huizachal es descrita por Imlay (1948) como una formación de capas rojas de aproximadamente 400 m de espesor, en el norte y este de México, las cuales subyacen discordantemente a sedimentos marinos del Jurásico superior. Wilson (1990) consideró esta formación como el basamento de la Cuenca de Sabinas.

La Formación Minas Viejas es una unidad de evaporitas con lutitas, arenisca y caliza. Tiene una edad del Calloviano al Oxfordiano con espesores entre 600 a 1,000 m, donde los mayores corresponden al depocentro de la cuenca. Su contacto inferior es discordante a las rocas continentales de la Formación Huizachal y el superior es concordante a la Caliza Zuluaga. Humphrey y Díaz (2003) mencionan que esta unidad corresponde a una facies lagunar; mientras que Goldhammer (1999) la describe como un depósito marino-marginal. Por otra parte, Kroeger y Stinnesbeck (2003) sugieren que las evaporitas fueron formadas en una cuenca poco profunda oxigenada.

En cuanto a la Formación Olvido, sus dos tercios inferiores corresponden a anhidrita y carbonatos intercalados y su tercio superior a carbonatos con nódulos de evaporita, calcarenita y grainstones oolíticos de alta energía. Tienen una edad del Oxfordiano al Kimmeridgiano con espesores de 100 a 300 m en el intervalo evaporítico, y de 100 a 200 m en la parte carbonatada (Goldhammer, 1999). Su contacto inferior es concordante con la Formación Zuluaga y discordante con la Formación Huizachal; por otro lado, su contacto superior es concordante con la Formación La Casita. La parte inferior evaporítica de esta unidad se depositó en un marco marginal-marino muy restringido, mientras que la parte superior calcárea lo hizo bajo un régimen de rampa carbonatada (Goldhammer, 1999).

Las calizas de la Formación Zuluaga, así como las areniscas y conglomerados de la Formación La Gloria son de edad Oxfordiano con espesores entre 60 y 600 m. Esta unidad sobreyace discordantemente a la Formación Minas Viejas y a los lechos rojos de Huizachal. Imlay (1936) menciona que corresponde a facies de offshore de aguas someras; mientras que Humphrey y Díaz (2003) señalan que incluye sedimentos clásticos cercanos a la costa y sedimentos carbonatados de aguas someras. En cuanto a su contenido fósil, las asociaciones de amonites son las más importantes.

La Formación La Casita está compuesta por sedimentos siliciclásticos, con un miembro inferior de lutitas carbonosas, un miembro intermedio de arenisca intercalada con carbonatos, y un miembro superior que consiste en lutitas calcáreas negras y limolitas. Su edad es del Kimmeridgiano superior al Tithoniano inferior, con espesores de 60 a 800 m. Descansa sobre la Formación La Gloria y su cima está marcada por un contacto abrupto de la caliza Taraises. Su ambiente de depósito es lagunar y la presencia de carbón indica condiciones reductoras de agua salobres (Imlay, 1936 en Servicio Geológico Mexicano [SGM], s.f); su contenido paleontológico es principalmente de amonites.

La composición de la Formación Taraises es calizas arcillosas y calizas de mudstone a wackestone. Su edad es del Berriasiano al Hauteriviano con espesores entre 135 a 350 m. Su contacto inferior es concordante y transicional con la Formación La Casita y el contacto superior es transicional y concordante con la Formación Cupido. Según Eguiluz (2001), su ambiente va desde plataforma externa hasta plataforma abierta en forma de rampa; contiene macrofósiles, principalmente amonites.

La Formación Menchaca está compuesta por facies calcáreo-arcillosas en el centro y facies clásticas en los bordes. De edad Berriasiano, con un espesor entre 250 a 350 m. Su contacto inferior es concordante y transicional con la Formación La Casita y su contacto superior con la Formación Barril Viejo. Imlay (1940) documentó que los carbonatos de esta unidad son de alta energía y corresponde a una plataforma marina. Petróleos Mexicanos [PEMEX] (1988) describe que sus litologías corresponden a facies de plataforma externa con influencia de mar abierto y gran aporte de clásticos; contiene gasterópodos, pelecípodos y amonites.

La Formación San Marcos se compone de tres miembros: conglomerado, arenisca de grano grueso y arenisca ligeramente conglomerática; es de edad del Berriasiano- Barremiano, tiene espesores entre 100 y 750 m. Esta unidad sobreyace a la Formación La Casita e infrayace a la Formación La Virgen. Cambia de facies con las formaciones La Mula, Padilla, Barril Viejo y Menchaca. De acuerdo con McKee *et al.* (1990) los ambientes de depósito se interpretan como abanicos aluviales en su parte interior y como depósitos fluviales en su parte superior.

La Formación Hosston está compuesta por conglomerados y areniscas. Su edad va del Berriasiano al Barremiano con espesores entre 140 a 862 m. Su contacto inferior es discordante sobre la Formación La Casita y en algunos sitios subyace en aparente concordancia a la Formación Cupido y cambia de facies lateralmente con las formaciones La Mula, Padilla y Barril Viejo. Corresponde a facies continentales y litorales que cambian a depósitos de plataforma hacia la cuenca (PEMEX, 1988 en SGM, s.f).

La Formación Barril Viejo tiene areniscas y rocas terrígenas de grano más fino, de edad Valanginiano al Hauteriviano; tiene espesores entre 250 a 350 m. Esta unidad cambia lateralmente a la Formación Taraises. Su contacto superior es concordante con la caliza Padilla. Eguiluz (2001) menciona que la unidad se depositó en aguas marinas agitadas, poco profundas, en condiciones marinas marginales. El contenido fósil es de gasterópodos y pelecípodos y amonites.

La Formación Padilla está compuesta de calizas mudstone y wackestone, su edad es del Hauteriviano superior con espesores de 150 a 250 m. Sobreyace concordantemente a la Formación Barril Viejo y sobreyace a la Formación La Mula. Su ambiente es de plataforma interna para la porción central y noreste de la Cuenca de Sabinas, contiene gasterópodos, rudistas y amonites, así como una microfauna con foraminíferos bentónicos, particularmente *Choddatella* (Eguiluz, 2001).

En cuanto a la Formación La Mula, esta se compone de una secuencia de clásticos finos (lutitas y limolitas) de edad del Hauteriviano al Barremiano con espesores de 300 m. Sobreyace concordantemente a la Formación Padilla e infrayace concordantemente a las formaciones La Virgen y Cupido. Humphrey (1956) menciona que la Formación La Mula se formó bajo condiciones que varían de no marinas o quizás estuarinas (sabkha) y que pasaron en dirección este a ambientes neríticos.

La Formación La Virgen está compuesta por rocas carbonatadas, dolomías y evaporitas. Su edad corresponde del Hauteriviano al Barremiano con espesores entre 600 a 800 m. El contacto superior es concordante y transicional con la Formación Cupido, mientras que el contacto inferior es concordante con la Formación La Mula. Humphrey y Díaz (2003) documentan que se depositó en

una cuenca semicerrada o de ambiente lagunar a lo largo del margen oeste de la península de Coahuila. González *et al.* (2007) concluyen que corresponde a un ambiente de sabkha que dio lugar a la formación alternada de carbonatos y evaporitas.

La Formación Cupido está compuesta por calizas de edad del Hauteriviano al Aptiano con un espesor promedio de 250 m. El contacto inferior varía dependiendo la localidad, generalmente es concordante con las formaciones Taraises o La Virgen; y el contacto superior es concordante con la Formación La Peña. González *et al.* (2007) mencionan que tiene diferentes tipos de ambientes, correspondiendo la parte inferior una plataforma somera; y la superior, a un ambiente de aguas profundas. Presenta gran abundancia de macrofósiles destacando los amonites y microfauna de foraminíferos planctónicos y bentónicos; se destaca la presencia de calpionélidos y nanofósiles.

La Formación La Peña se compone de lutitas y calizas arcillosas, de edad Aptiano con espesores de hasta 200 m (Padilla y Sánchez, 1982), dependiendo de la paleo-topografía. Sobreyace a la Caliza Cupido y subyace a la Formación Tamaulipas Superior. Su ambiente de depósito se considera de aguas profundas de una zona batial a epibatial. Es rica en macro y microfauna destacándose los amonites (Lehmann *et al.*, 1999 en SGM, s.f), los foraminíferos planctónicos, nanofósiles, colomiélidos (Lehmann *et al.*, 1999 en SGM, s.f), calciesferas, ostrácodos y fragmentos de equinodermos.

Los carbonatos de la Formación Tamaulipas Superior tienen una edad del Albiano al Cenomaniano con espesores que varían de 60 a 400 m. Su contacto inferior es concordante a la Formación La Peña y el superior a la Formación Kiamichi. Su ambiente de depósito es de origen marino de facies infraneríticas (López, 1980 en SGM, s.f). Es alta en contenido de microfósiles caracterizado por foraminíferos bentónicos, planctónicos, calciesferúlidos, tintínidos y nanocónidos (Santamaría *et al.*, 1991).

La Formación Kiamichi se compone de carbonatos del Albiano medio a superior, con un espesor entre 30 y 200 m (Santamaría *et al.*, 1991). Su contacto inferior es transicional y concordante con la Formación Tamaulipas Superior, y el

superior es concordante y transicional con el Grupo Washita, específicamente con la Formación Georgetown. Su ambiente de depósito es plataforma externa (SGM, s.f).

El Grupo Washita está conformado por las formaciones Georgetown (carbonatos), Del Río (lutita de grano fino y arenisca) y Buda (lutitas calcáreas); su edad es del Albiano al Cenomaniano. Su contacto superior es brusco y probablemente discordante con la Formación Eagle Ford y su contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Kiamichi. Galindo (2010) menciona que Uribe y Cuevas (1979), describen que la Formación Georgetown se depositó en un ambiente nerítico de aguas tranquilas; mientras que Humphrey y Díaz (2003) explican que la Formación Del Río se formó en un ambiente de plataforma abierta, pelágica, con subsidencia lenta y continua, lo mismo que en la Formación Buda. Su contenido fósil está conformado por *Phitomnella ovallis, Favusella sp., Bonetocardiella betica y B. conoidea* (Eguiluz, 2001).

La Formación Eagle Ford está compuesta por lutitas negras intercaladas con calizas arenosas y areniscas carbonatadas; su edad es del Cenomaniano superior al Turoniano con un espesor de 300 m (Eguiluz, 2001). Su contacto inferior es concordante con el Grupo Washita y el superior es concordante y transicional con la Formación Austin. Por sus características litológicas y contenido faunístico se interpreta que se formó en un ambiente marino somero de circulación restringida. Esta unidad contiene abundantes foraminíferos planctónicos, así como macrofauna de bivalvos (González *et al.*, 1997 en SGM, s.f)

Las lutitas calcáreas arcillosas de la Formación Austin tienen espesores entre 200 y 300 m (Eguiluz, 2001) y son de edad del Turoniano al Campaniano. Su contacto inferior es gradual y concordante con la Formación Eagle Ford y su contacto superior es nítido y concordante con la Formación Upson. Su ambiente de depósito es nerítico de aguas profundas con aporte de terrígenos; contiene equinoideos (Silva *et al.*, 2014 en SGM, s.f).

El Grupo Navarro-Taylor está compuesto por terrígenos (la Formación Upson, lutitas; la Formación San Miguel, lutitas y areniscas, la Formación Olmos, areniscas de grano grueso y la Formación Escondido, areniscas conglomeráticas);

tiene una edad que abarca del Campaniano al Maastrichtiano. Para la Formación Upson el contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Austin, y el superior con la Formación San Miguel. La Formación San Miguel se encuentra suprayaciendo concordante y transicional a la Formación Upson y subyace concordantemente a la Formación Olmos. Ésta tiene un contacto inferior concordante a la Formación San Miguel y un contacto superior discordante a la Formación Escondido. Tiene un contacto inferior discordante y transicional a la Formación Olmos y un contacto superior discordante a la Formación Midway. Galindo (2010) menciona que la unidad Upson se depositó en un ambiente nerítico profundo de mar abierto; la Formación San Miguel en un ambiente nerítico y litoral durante una etapa de regresión; Olmos también conocida como "Formación del Carbón" tiene un origen que pasa por dos periodos de formación a) un ambiente palustre donde la fauna es abundante y b) un ambiente continental y transicional: intermarea superior, laguna marginal, pantano y planicies aluviales (González *et al.*, 2022) y, Escondido se formó en un ambiente donde fluctuaron condiciones marinas neríticas y costeras. En este grupo abundan los foraminíferos planctónicos como *Globotruncana sp., Heterohelicids sp.* y *Globotruncana elevata*. Dentro de la Formación Olmos abundan las plantas fósiles cuyo componente principal son las angiospermas (Sainz, 2015), aunque también lo conforman impresiones y compresiones de fósiles de hojas, además de gimnospermas, como Cupressaceae, helechos acuáticos como *Salvinia* (Centeno *et al.*, 2023)

13.5.3 Geología Estructural

La Cuenca de Sabinas fue generada inicialmente en el margen del cratón norteamericano, como resultado de la fragmentación continental durante la primera etapa de apertura del Golfo de México (Goldhammer, 1999), y quedó limitada por las fallas San Marcos al sur y La Babia al norte. Actualmente estas fallas se consideran fallas maestras del basamento que controlaron gran parte del paleorelieve y las litofacies durante el Mesozoico. Charleston (1981) menciona que después del evento orogénico Laramide, estas fallas limitan lo que hoy se conoce como Cinturón Plegado de Coahuila, cuyos conjuntos de pliegues y fallas inversas tienen una orientación predominantemente SW-NE.

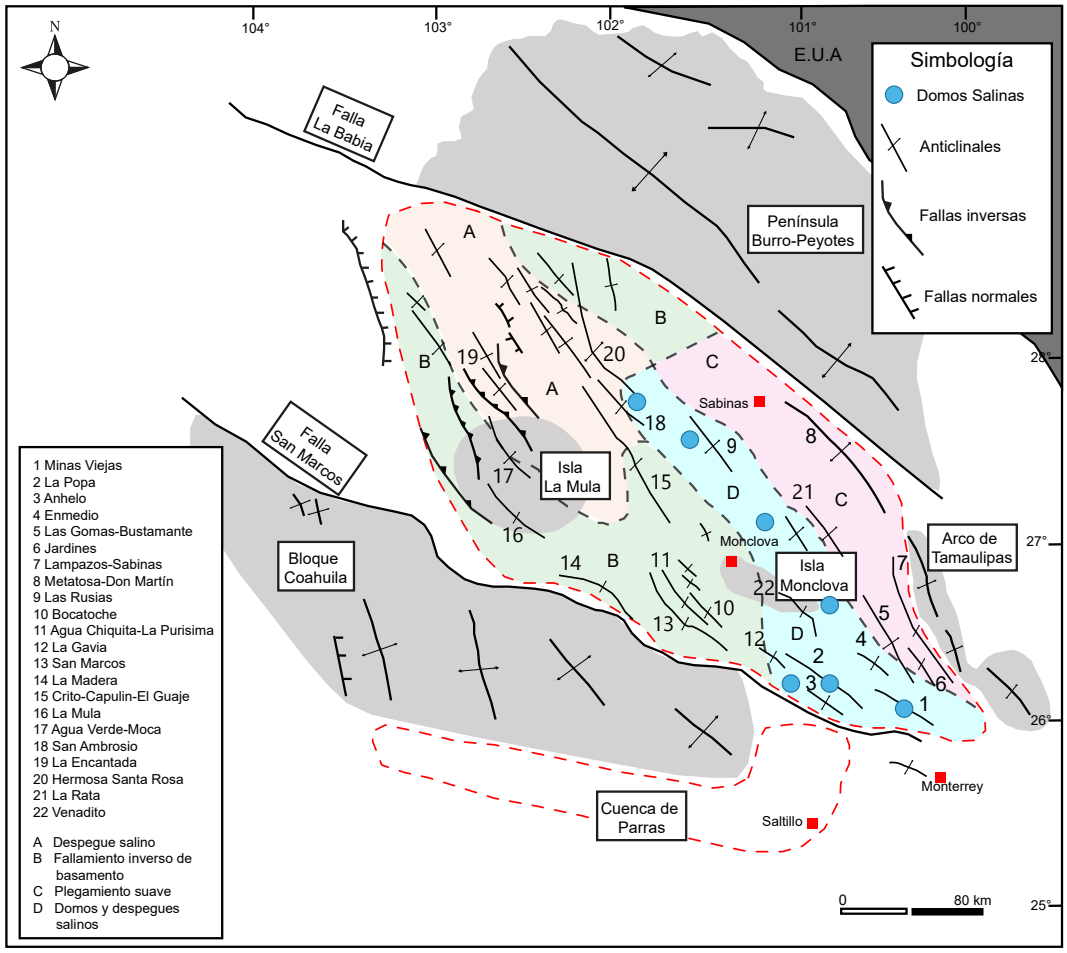


Figura 13.6. Configuración estructural de la Cuenca de Sabinas, en el que se muestran las principales fallas y anticlinales presentes (Modificada de Eguiluz, 2001, González *et al.*,2007 y Arvizu *et al.*, 2011).

La formación de pliegues, fallas inversas y fracturas está relacionada a la deformación laramídica. Sus estilos estructurales se relacionan con presencia y espesor de la sal del Jurásico y evaporitas del Barremiano, presentándose principalmente anticlinales y sinclinales con doble buzamiento limitados por cabalgaduras y fallas inversas (PEMEX, 2010). Se tienen cuatro estilos estructurales (Eguiluz, 2001) como se observan en la figura 13.6.

a) El primero se caracteriza por pliegues anticlinales largos, estrechos, disarmónicos y bifurcados, donde la sal jurásica está presente; sus ejes estructurales están orientados aproximadamente NW45°SE, y las estructuras se pueden seguir durante decenas de kilómetros.

b) El segundo, se compone de anticlinales de alto relieve que se localizan hacia los márgenes de la cuenca, donde no hay evaporitas del Jurásico, que tienden a tener núcleos más profundamente erosionados y, por lo tanto, exponen rocas más antiguas.

c) El tercero, corresponde con estructuras donde el plegamiento es muy suave hacia la parte del bloque de Tamaulipas, donde las estructuras laramídicas están sepultadas por secuencias sedimentarias más jóvenes. Las evaporitas del Jurásico ocasionaron acortamiento y funcionan como zonas de desprendimiento, que se asocian con fallas inversas que aumentan su desplazamiento en la parte noreste; a mayor profundidad estas estructuras son más complejas.

d) El cuarto se caracteriza por, anticlinales cilíndricos y tipo caja, además de domos de sal en los sectores sureste y noreste, donde la sal es de mayor espesor; este estilo estructural está restringido a un conjunto de estructuras complejas, circulares y en forma de cúpula que pueden reconocerse fácilmente en mapas geológicos, secciones sísmicas y pozos.

Como lo menciona Eguiluz (2001), la Cuenca de Sabinas tiene niveles de despegue por encima y debajo de la sal jurásica, lo que produce una deformación de tipo thin-skinned (piel delgada). Cuando no hay sal, las lutitas, generan niveles de despegue locales.

En cuanto a los sistemas de fracturas, PEMEX (2010) reporta que existen cinco patrones bien desarrollados que se asocian a los procesos compresivos: fracturas resultantes de la compresión, paralelas y subparalelas al eje de los pliegues; fracturas causadas por extensión perpendiculares al eje de los pliegues; y otros tres patrones de fracturas que están restringidos a áreas limitadas.

13.5.4 Evolución Geológica

La historia geológica de la Cuenca está relacionada principalmente con tres etapas: la etapa de *rifting* y extensión de Pangea; la etapa de la Apertura del Golfo de México y subsidencia termal; y, la última, la etapa de la Orogenia Laramide.

Etapa de Rift (Triásico Tardío-Calloviano): marca el comienzo de la separación de las placas que a finales del Paleozoico y principios del Mesozoico (Permo-Triásico) integraban al supercontinente Pangea. El rompimiento y separación de éste propició la formación de horsts y grabens regionales que conformaron la distribución de altos y bajos estructurales que controlaron los patrones sedimentarios de la región. Esta etapa de *rift* terminó a inicios del Oxfordiano y cuyo registro son secuencias terrígenas del Triásico y de extensos cuerpos de evaporitas (Mesa, 2022).

Etapa de Apertura del Golfo de México (Oxfordiano-Cenomaniano): la expansión del piso marino en el Golfo de México, caracterizada por esfuerzos que originaron extensión y desplazamiento lateral izquierdo, generó subsidencia regional por lo que en el Oxfordiano temprano se favoreció el desarrollo de una trasgresión, lo que a su vez causó la inundación progresiva en las zonas de topografía baja, rodeada de altos de basamento, los que corresponden con las fuentes de sedimentos; las aguas oceánicas procedieron del proto-Atlántico. La sedimentación que ocurrió del Titoniano al Berriasiano reflejó una disminución en el aporte por parte de los altos de basamento. Los movimientos que se asociaron a la apertura del paleo Golfo de México, culminaron en el Berriasiano cuando el bloque de Yucatán llegó a su posición actual y se dieron las condiciones para la instauración de una margen pasiva caracterizada por la desaceleración en la subsidencia tectónica y el enfriamiento de la corteza (Mesa, 2022). Durante la mayor parte de este tiempo, se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas, con cambio de facies carbonatadas de talud y cuenca, ya que, al ocurrir un incremento del nivel del mar, se cubrió de agua la región y disminuyó el aporte de terrígenos.

Etapa Orogenia Laramide (Turoniano-Paleógeno): su desarrollo inició en el Cretácico Tardío y hasta el Paleógeno, marcando el final de las condiciones de margen pasivo (Imlay, 1936). Su régimen compresivo dio lugar al levantamiento de la zona occidental, originando una zona de topografía positiva con anticlinales, sinclinales y fallas inversas, lo que provocó la erosión de las partes elevadas y el depósito calcáreo-arcilloso y terrígeno en la cuenca de antepaís que se formó al frente del orógeno mexicano, producto de la erosión de las rocas exhumadas. Debido a la formación del orógeno que empezó su levantamiento al noroeste y se fue propagando al sureste, ocurrió una regresión generalizada de poniente a oriente.

13.5.5 Mapa Geológico de la Cuenca

En el mapa regional se aprecia que dentro de la cuenca predominan rocas sedimentarias del Cretácico, ya que las secuencias triásicas y jurásicas se encuentran sepultadas. Se tiene la presencia de rocas ígneas tanto intrusivas como rocas extrusivas (Figura 13.7).

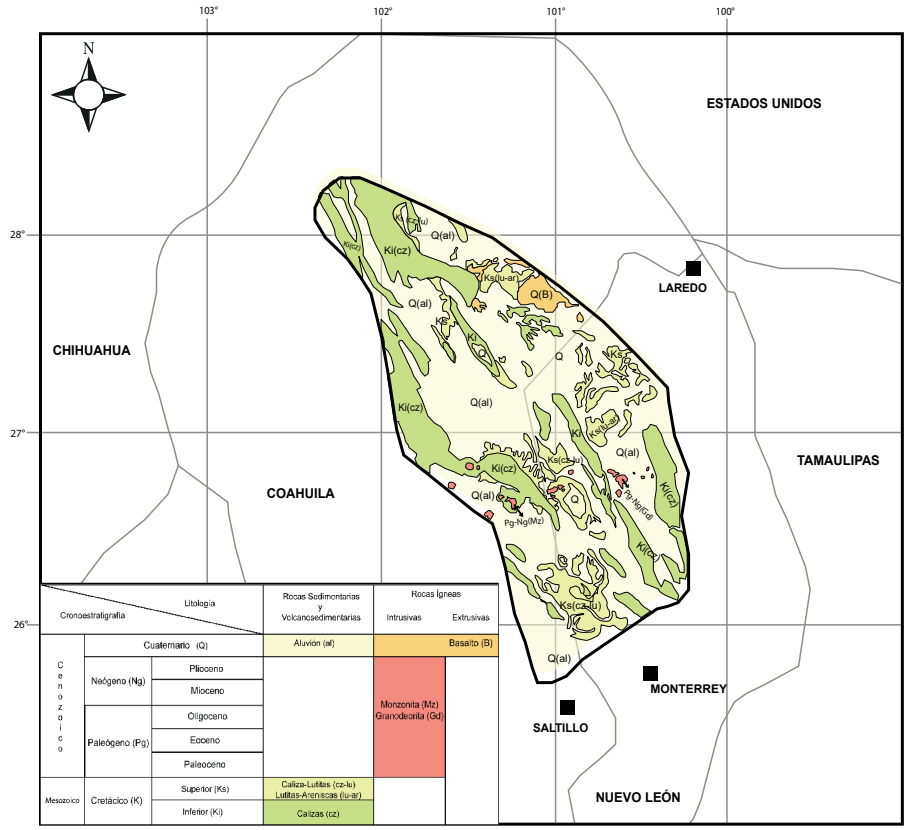


Figura 13.7. Mapa Geológico de la Cuenca de Sabinas. (Compilado y modificado de las cartas geológicas del Instituto Nacional de Estadística y Geografía [INEGI] 1:250 000, Nueva Rosita G14-1, Monclova G14-4, Monterrey G14-7, Ocampo G13-3, Piedras Negras H14-10 y San Miguel H13-12).

13.6 Consideraciones Económicas

La Cuenca de Sabinas representa un importante foco de atención por su potencial en carbón, gas natural convencional, gas en lutitas (shale gas), y depósitos minerales.

El carbón ha sido y sigue siendo uno de los recursos energéticos no renovables más importantes. La investigación y exploración tienen como objetivo extraer el gas natural de los yacimientos de carbón (metano o gas grisú). Esta región carbonífera es la más importante del país, aportando actualmente más del 98 % de la producción nacional de carbón (Colín, 2021).

La Cuenca Carbonífera de Sabinas se encuentra constituida por 8 subcuencas que corresponden con sinclinales amplios, cuya orientación NW-SE, que se ajustan a las principales estructuras regionales (Corona *et al.,* 2006), conformando las subcuencas de: Sabinas, Saltillo-Lampacitos, Adjuntas, Esperanzas, San Patricio, Monclova, El Gavilán y San Salvador.

El carbón económicamente explotable se encuentra principalmente en las subcuencas de Sabinas y de Esperanzas, es de tipo sub-bituminoso apropiado para su transformación en coque. Se encuentra en horizontes dentro de la Formación Olmos, presentándose en forma de mantos lenticulares; su espesor varía de 13 a 30 m. De acuerdo con la Dirección General de Desarrollo Minero de la Secretaría de Economía (2022), la producción nacional de carbón en 2019 fue de 6.1 millones de toneladas.

En cuanto a hidrocarburos, dentro de la Cuenca de Sabinas se consideran cinco plays principales, La Gloria, La Casita, Padilla, La Virgen y Cupido, con litología siliciclástica y calcárea, trampas de tipo estructural y estratigráfico y productoras de gas seco. Los principales campos son Lampazos, Monclova, Merced, Forastero, Buena Suerte, Pirineo, Cuatro Ciénegas y Casa Roja (CNH, s.f).

Según información de la Agencia de Energía (EIA por sus siglas en inglés, 2015) México se ubica entre los primeros 10 países con reservas recuperables de gas y aceite en lutitas (shale gas y shale oil), siendo la Cuenca de Sabinas la segunda en reservas de shale gas con un 23 %. En cuanto a su potencial económico esta cuenca cuenta con dos plays no convencionales: a) el Jurásico Superior Titoniano correspondiente a la Formación La Casita, que tiene querógeno tipo III / II de origen terrestre y principalmente proveniente de plantas continentales, el cual es propenso a la generación de gas seco, y b) el Turoniano correspondiente a la Formación Eagle Ford, en donde las rocas fueron sometidas a altas

presiones y temperaturas, por lo que se encuentra en una etapa de madurez a sobremadurez, lo que formó mayoritariamente gas seco y en menor proporción gas húmedo. De acuerdo con estimaciones de la CNH (2021), los recursos no convencionales de gas en lutitas en la Cuenca de Sabinas son de 67 billones de pies cúbicos (MMMMpc).

Otra área de oportunidad, son los depósitos estratoligados de celestina, barita, fluorita y sulfuros de plomo y zinc (Pb-Zn), los cuales se alojan preferencialmente en los bordes de las plataformas que limitan dicha cuenca, que por sus características geológicas se pueden considerar depósitos de tipo *Mississipi Valley* (MVT). Los depósitos de celestina se hospedan en evaporitas y carbonatos de la Formación La Virgen, así mismo, los depósitos de barita se asocian a los carbonatos de plataforma de la Formación Cupido; mientras que los depósitos de Pb-Zn se hospedan en rocas evaporíticas y carbonatadas de las formaciones Cupido y La Virgen (González *et al.*, 2007).

13.7 Conclusiones

La Cuenca de Sabinas es una cuenca sedimentaria rift, con un espesor de más de 5000 m de rocas de edad Triásico-Jurásico superior, ligada a la apertura del proto Golfo de México, con etapas periódicas de transgresiones y regresiones, lo que propició la depositación de secuencias sedimentarias compuestas principalmente de unidades siliciclásticas, evaporíticas y carbonatadas. La cuenca evolucionó en el Cretácico a condiciones de margen pasivo, donde se desarrollaron amplias plataformas carbonatadas que bordearon la cuenca. La región fue exhumada como producto del levantamiento generalizado asociado al desarrollo del Orógeno Mexicano a finales del Cretácico e inicios del Cenozoico, lo que propició una regresión generalizada al oriente (con transgresiones menores), por lo que la línea de costa se movió al oriente, favoreciendo los depósitos deltaicos y palustres que al preservarse favorecieron la formación de carbón.

En conjunto, los ambientes de depósito jurásicos y cretácicos, las condiciones paleogeográficas y las estructuras de la zona, generaron los elementos necesarios para la formación yacimientos convencionales de gas. Además, la evolución

geológica favoreció la formación de yacimientos de carbón, y gas no convencional, así como depósitos minerales de gran importancia. La Región Carbonífera de Coahuila, en especial las subcuencas Sabinas y Esperanzas se han convertido en una zona económica de gran importancia, con un aporte del 90 % de la producción nacional de carbón. En cuanto al shale gas, México ocupa el segundo lugar en reservas con un 23 %, en las formaciones La Casita del Jurásico y Eagle Ford del Cretácico.

La Cuenca de Sabinas es una región de sumo interés, para futuros estudios geológicos, que contribuyan a una mejor exploración y explotación de recursos naturales del subsuelo para obtener mejores beneficios para la economía y desarrollo sustentable del país.

13.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. Considerando los límites de placas tectónicas y sus relaciones, ¿Qué tipo de cuenca es la Cuenca de Sabinas?

   a) Rift
   b) Marginal
   c) Pull-Apart
   d) Foreland

2. ¿Qué orientación general tiene la Cuenca de Sabinas?

   a) NE-SW
   b) NE-SE
   c) NW-SW
   d) NW-SE

3. ¿Qué edad tienen las rocas de los bloques altos que delimitaban la Cuenca de Sabinas y que constituyen el basamento?

   a) Eoceno
   b) Cretácico
   c) Permo-Triásico
   d) Jurásico

4. ¿Qué edades comprende la columna estratigráfica de la Cuenca de Sabinas?

   a) Jurásico-Cretácico
   b) Pérmico-Triásico
   c) Paleozoico-Jurásico
   d) Cretácico-Paleógeno

5. ¿Qué espesor promedio tiene la Cuenca de Sabinas en su depocentro?

   a) 200 m
   b) 500m
   c) 5000 m
   d) 2500 m

6. ¿Con qué evento tectónico regional se relaciona la génesis de la Cuenca de Sabinas?

a) Orogenia Larámide
b) Desplazamiento del Bloque de Yucatán
c) Generación del Arco Volcánico
d) Apertura del paleo Golfo de México.

7. ¿Sobre qué tipo de basamento se desarrolló y depositó el relleno sedimentario de la Cuenca de Sabinas?

a) Ígneo
b) Ígneo-Metamórfico
c) Metamórfico
d) Ígneo-Sedimentario

8. ¿Durante qué periodo ocurrió el depósito de evaporitas de la Formación Minas Viejas?

a) Triásico
b) Oxfordiano
c) Calloviano
d) Berriasiano

9. ¿En qué periodo se formaron las principales rampas carbonatadas?

a) Kimmeridgiano
b) Titoniano
c) Oxfordiano
d) Calloviano

10. ¿Qué edad tiene la formación La Peña?

a) Berriasiano
b) Albiano
c) Aptiano
d) Titoniano

11. ¿Cuántas formaciones comprende el Grupo Washita?

a) 3
b) 4
c) 2
d) 5

12. ¿Cuál es la composición sedimentaria predominante del Grupo Navarro-Taylor?

a) Basaltos
b) Terrígenos
c) Carbonatos
d) Esquistos

13. ¿Con qué evento se relaciona la geología estructural que deformó las secuencias sedimentarias de la Cuenca de Sabinas con pliegues y fallas inversas?

a) Orogenia Larámide
b) Desplazamiento del Bloque de Yucatán
c) Generación del Arco Volcánico
d) Apertura del Golfo.

14. ¿Qué tipo de plegamiento predomina en la Cuenca de Sabinas producto de la Orogenia Laramide?

a) Sinclinorios y fallas laterales
b) Anticlinales y sinclinales
c) Monoclinales y homoclinales
d) Isoclinales y Eugeosiclinales

15. ¿Con cuántas etapas está relacionada la evolución geológica de la Cuenca de Sabinas?

a) 5
b) 1
c) 3
d) 6

16. ¿Qué porcentaje de carbón aporta la Cuenca de Sabinas a la producción nacional?

a) 80 %
b) 100 %
c) 90 %
d) 23 %

17. ¿En qué formación geológica de la Cuenca de sabinas se encuentra el carbón que se explota comercialmente?

a) Olmos
b) La Casita
c) Eagle Ford
d) La Peña

18. ¿Cuánto fue la producción de carbón en 2019 en la Cuenca de Sabinas?

a) 6.5 millones de toneladas
b) 6 millones de toneladas
c) 6.1 millones de toneladas
d) 4.5 millones de toneladas

19. ¿En qué formación de la Cuenca de Sabinas se tienen potenciales yacimientos de shale gas susceptibles de explorarse y explotarse?

a) Olmos
b) Menchaca
c) Eagle Ford
d) La Peña

20. ¿Qué lugar ocupa la Cuenca de Sabinas en reservas probables de gas en lutitas (shale gas)?

a) Segundo
b) Quinto
c) Décimo
d) Primero

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	d)	11.	a)	16.	c)
2.	d)	7.	b)	12.	b)	17.	a)
3.	c)	8.	c)	13.	a)	18.	c)
4.	a)	9.	a)	14.	b)	19.	c)
5.	c)	10.	c)	15.	c)	20.	a)

13.9 Bibliografía

Alfonso Z.J., (1978). Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, 30*(1, 2), 1-15.

Álvarez, M. J. (1949). Tectónica de la República Mexicana. *Sociedad Geológica Mexicana.* Boletín, 33, 1319-1335.

Arvizu Gutiérrez, I., González Naranjo, G., Molina Garza R. y Chávez-Cabello G. (2011). Magnetoestratigrafía de la Formación San Marcos del Cretácico Inferior, Coahuila, México: Implicaciones tectónicas y paleogeográficas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63* (2), 157-170.

Böse, E. (1921). On the Permian of Coahuila, northern Mexico. *American Journal of Science.* 1, 187-94.

Centeno González, N.K., Porras Múzquiz, H. y Estrada Ruíz, E. (2023). Nuevo género de hojas ovadas de Rhamnaceae de la Formación Olmos (Cretácico Superior) de Coahuila, México. *Revista Paleontología Mexicana, 12*(1), 33-41.

Charleston, S., (1973). *Stratigraphy, tectonics, and hydrocarbon potential of the lower Cretaceous, Coahuila series, Coahuila Mexico.* [Tesis Doctorado, University of Michigan].

Charleston, S. (1981). A Summary of the Structural Geology and Tectonics of the State of Coahuila, Mexico. En Schmidt, C. I., Katz, S. B. (Eds.), *Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure Northern Mexico: West Texas Geological Society* (81-74, 28-36). Field Trip Guidebook.

Chávez Cabello, G. (2005). *Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México.* [Tesis Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México].

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (s.f). *Atlas Geológico Cuenca de Sabinas-Burgos.* [Archivo PDF]. www.cnh.gob.mx

Colín Castillo, S. (2021). Análisis de percepción sobre la calidad del empleo en la región carbonífera de Coahuila. *Centro de Investigaciones Socioeconómicas de la Universidad de Coahuila y WWF México*.

Corona Esquivel R., Tritlla, J., Benavides-Muñoz, M.E., Piedad-Sánchez, N. y Ferrusquía Villafranca, I., (2006). Geología, estructura y composición de los principales yacimientos de carbón mineral en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57*(1), 141-160.

Dirección General de Desarrollo Minero de la Secretaría de Economía, (2022), *Perfil de Mercado del Carbón,* [Archivo PDF].

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M. y Randall, M. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53,* 1-26.

Eguiluz de Antuñano, S. (2001). Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico. En Bartolini, C., Buffler, R. T. y Cantú Chapa, A. (Eds), *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems* (75, 241-270). AAPG Memoir.

Energy Information Administration, (2015), *Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: Mexico.* www.eia.gov.

Galindo Ixpango, F. (2010). *Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en la Cuenca de Sabinas, Coahuila.* [Tesis Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México].

Goldhammer, R.K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico. En Bartolini, C., Wilson, J. L. y Lawton, T. F., (Eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper,* 340, 1-58.

González Partida, E., González Betancourt, A.Y., Camprubí, A., Carrillo Chávez, A., Iriondo, A., Enciso Cárdenas, J.J., González Carrillo, F. y Vázquez Ramírez, J.T. (2022). Tiempos de acumulación de carbón en México con especial énfasis en la Cuenca de Sabinas México, donde se proporcionan nuevos datos geocronológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 39*(3), 293-307.

González Ramos, A., Barbosa Luna, D., Santiago Carrasco, B., Izaguirre Ramos, M.A., Martínez Ramos, C.J. y Gracia Valadez, M. (1997). Carta Geológico-Minera Monclova G14-4, escala 1:250,000, estados de Coahuila y Nuevo León: Pachuca, Hidalgo, México. *Consejo de Recursos Minerales, Informe Técnico,* 101.

González Sánchez, F., Puente Solís, R., González Partida, E. y Camprubí, A. (2007). Estratigrafía del Noreste de México y su Relación con los Yacimientos Estratoligados de Fluorita, Barita, Celestina y Zn-Pb. *Boletín de la Sociedad Mexicana, 54*(1), 43-62.

Huicochea, A. J. (2019). *Modelo conceptual de la evolución tectono-estratigráfica y estructural de la Cuenca de Sabinas, Coah., Méx.* [Tesis Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México].

Humphrey W.E., (1956). Tectonic Framework of Northeast Mexico. *Gulf Coast Association of Geologist, Society Transactions, 6,* 25-35.

Humphrey, W.E. y Díaz, G.T. (2003). Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphic and Tectonics of Northeast of Mexico. *Bureau of Economic Geology, report of investigations, 267,* 1-152.

Imlay, R. W. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, in Geology of the Western Part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bulletin, 47,* 1091-1152.

Imlay, R. W. (1937), Stratigraphy and paleontology of the Upper Cretaceous beds along the eastern side of Laguna de Mayran, Coah, Mexico. Geological Society of America Bulletin, 48(12).

Imlay, R. W. (1940). Neocomian Faunas of North Mexico. Bulletin of the *Geology Society of America, 51,* 117-190.

Imlay, R. W., Cepeda D. L. C. E., Álvarez, M. y Díaz, G. T. (1948). Stratigraphic Relations of Certain Jurassic Formations in Eastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 2,* 1750-1761.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (s.f). www. inegi.org.mx/temas/geología.

Kroeger, F.K. y Stinnesbeck, W. (2003). The Minas Viejas Formation (Oxfordian) in the Area of Galeana, Notheastern Mexico: Significance of Syndepositional Volcanism and related Barite Genesis in the Sierra Madre Oriental. En Bartolini, C., Buffer R.T. y Blickwede, J. (Eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (79, 515-528). American Association of Petroleum Geologists Memoir.

Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud Vanneau, A. y Banner, J. (1999). Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, Northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 111*(7), 1010-1029.

Longoria, J. F. (1984). Stratigraphic studies in the Jurassic of Northeastern Mexico: Evidence for the Origin of the Sabinas Basin. En Ventres, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B. F. y Moore, C. H., (Eds.), *The Jurassic of the gulf rim. Proceedings of the Third Annual Research Conference: Austin, Texas, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Foundation,* (171-193). Gulf Coast Section.

López R. E., (1980). *Geología de México.* (2° ed., Vol. 2).

McKee, J.W., Jones, N.W. y Long, L.E., (1990). Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin,* 593-614.

Mesa R, J.L. (2022). *Registro y Caracterización del Evento Anóxico Oceánico 2 en la Cuenca de Sabinas, noreste de México.* [Tesis Maestría, Universidad Nacional de México].

Padilla y Sánchez, R.J. (1982). *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico.* [Tesis Doctorado, The University of Texas at Austin].

Padilla y Sánchez, R. J. (1986). Post Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional, 25*(1), 157-206.

Petróleos Mexicanos Pemex, (1988), *Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico,* Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, informe inédito, 216.

Petróleos Mexicanos Pemex Exploración y Producción. (2010). *Provincia Petrolera Sabinas-Burro-Picachos.* Subdirección Técnica de Exploración, 1-30.

Piedad Sánchez, Noé., Martínez, Luis., Suárez Ruiz, Isabel., Alsaab, Dani., Izart, Alain. y Milenkova, Katia., (2005). *Estudio preliminar de la estructura del carbón de la Formación Olmos en la Región Carbonífera, Coahuila, México.* Convención Internacional de Minería XXVI.

Rivera Martínez, J.C., y Alcocer-Valdés C., (2003). La situación actual del aprovechamiento del carbón en el estado de Coahuila. *Boletín Técnico del Consejo de Recursos Minerales, 9*(54), 2-19.

Robeck R. C., Pesquera V. Rubén y Ulloa A.S., (1956). *Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, Estado de Coahuila.* XX Congreso Geológico Internacional: México.

Sainz Resendiz, B. A., Estrada Ruíz, E., Mateo Cid, L. E. y Porras Múzquiz, H. (2015). Primer Registro de un estípite de Coryphoideae: Palmoxylon kikaapoa de la Formación Olmos del Cretácico Superior, Coahuila, México. *Revista Mexica de biodiversidad, 86,* 872-881.

Santamaría, O.D., Ortuño A.F., Adatte T., Ortíz, U.A., Riba R.A. y Franco, N.S., (1991), Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras del Estado de Coahuila. *Subdirección de Tecnología de Exploración, Gerencia de Investigación Aplicada a la Exploración del IMP.*

Servicio Geológico de México, (s.f). *Léxico Estratigráfico de México.* https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/

Silva Martínez, L. E., Blanco Piñón, A. y León González, J. A. (2014). Equinoideos del Cretácico Tardío del norte de Coahuila, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66*(2), 377-395.

Uribe Estrella, M.A., Cuevas Lereé, J. (1979). *Etapas de exploración en una región con posibilidades petrolíferas (Área Golfo Mesozoico de Sabinas).* [Tesis Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México].

Vázquez Pérez, A. (2014). *Recursos no convencionales "Shale gas" de Play Cretácico Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas-Burro-Picachos.* [Tesis Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México].

Vega, F.J., Perrilliat, M.C., Duarte-Torres, L., Durán-Herrera G., Rivas-García R., Aguilar-Piña, M. y Ventura J.F., (2007). Eocene strata from the Sabinas Basin and their bearing in sedimentary basin correlation in NE Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59*(1), 115-123.

Wilson, J. L. (1990). Basement structural controls on Mesozoic carbonates facies in northeastern Mexico: A review. En Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R. y Read, J.F. (Eds.), *Carbonate platforms, facies, sequences and evolution* (9, 253-255). International Association of Sedimentologist Special Publication.

14 La Cuenca de La Popa: Una cuenca halocinética en el NE de México

Gabriel Chávez Cabello, Jordan Ortiz Treviño, Elizabeth Chacón Baca,
Oscar Mario Romero de la Cruz, César Francisco Ramírez Peña y Timothy Frost Lawton

Sumario

14.1. Resumen
14.2. Abstract
14.3. Introducción
14.4. Generalidades
14.4.1. Antecedentes
14.5. Marco Geológico
14.5.1. Estratigrafía
14.5.1.1. Jurásico Superior
14.5.1.2. Cretácico Inferior
14.5.1.3. Cretácico Superior
14.5.1.4. Cretácico Superior-Eoceno: Grupo Difunta
14.5.1.5. Paleógeno
14.5.2. Tectónica Salina y Deformación Regional
14.5.2.1. Tectónica Salina: Paredes de sal, Soldaduras, Diapiros y Minicuencas
14.5.2.2. Plegamiento Regional
14.5.2.3. Tiempo de la Deformación
14.5.3. Contenido Paleontológico
14.5.4. Estudios Geofísicos
14.6. Consideraciones Económicas
14.7. Conclusiones
14.7.1. Agradecimientos
14.8. Autoevaluación
14.9. Bibliografía

14.1 Resumen

La cuenca de La Popa se ubica en el antepaís del cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental al NW del estado de Nuevo León, es definida como una cuenca halocinética por presentar estructuras inusuales que resultaron de la inyección de sal. Esta cuenca inició como una cuenca tipo *"pull-apart"* durante el desarrollo del proto-Golfo de México. Después de su formación, esta cuenca fue colmatada de sedimentos marinos entre el Jurásico Superior y Cretácico; entre el Aptiano y Paleoceno ocurrió evacuación de sal profunda y, finalmente, entre el Cretácico más tardío y el Eoceno recibió aportes de sedimentos derivados de montañas desarrolladas durante el Orógeno Mexicano desde el margen del Pacífico hasta el NE de México. Dentro de la cuenca se reconocen dos etapas de desarrollo de pliegues de despegue en dos diferentes niveles estructurales, los más antiguos desde lutitas del Cretácico Superior de la Formación Parras y los más jóvenes desde evaporitas del Jurásico Superior de la Formación Minas Viejas-Olvido. Las estructuras salinas y los pliegues exponen principalmente rocas del Cretácico Superior al Eoceno del Grupo Difunta, una secuencia sinorogénica, tipo de cuenca de antepaís, depositada durante el desarrollo del Orógeno Mexicano. Esta cuenca es un laboratorio natural que expone amplias variaciones de facies asociadas a inyección de sal y estructuras geológicas clásicas de la tectónica salina, como: diapiros pasivos (El Papalote y El Gordo), domos, paredes de sal, soldaduras tipo I y II (Soldadura de La Popa), lentiles (La Popa, San José, Boca La Carroza, entre otros), minicuencas (El Delgado) y acuñamientos estratigráficos espectaculares asociados al ascenso propio de la sal.

14.2 Abstract

The La Popa basin, located in the foreland of the Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt in the state of Nuevo León, is defined as a halokinetic basin. It's characterized by unusual structures that formed from salt injection. This basin began as a pull-apart basin during the development of the proto-Gulf of Mexico. After its formation, the basin was filled with marine sediments during the Late Jurassic and Cretaceous.

Between the Aptian and Paleocene, deep salt evacuation occurred, and finally, between the latest Cretaceous and Eocene, the basin received sediments derived from mountains that developed during the Mexican Orogeny, extending from the Pacific margin to northeastern Mexico. Within the basin, there are two stages of detachment fold development at two different structural levels: the older folds are from Upper Cretaceous shales of the Parras Formation, while the younger ones are from Upper Jurassic evaporites of the Minas Viejas-Olvido Formation.

The salt structures and folds primarily expose rocks from the Upper Cretaceous to Eocene of the Difunta Group, a synorogenic foreland basin-type sequence deposited during the development of the Mexican Orogeny. This basin is a natural laboratory that displays a wide variety of facies associated with salt injection and classic geological structures of salt tectonics, such as: passive diapirs (El Papalote and El Gordo), domes, salt walls, Type I and II welds (La Popa Weld), lentils (La Popa, San José, Boca La Carroza, among others), minibasins (El Delgado), and spectacular stratigraphic wedges associated with salt withdrawal.

14.3 Introducción

Las cuencas salinas expuestas en el mundo son escasas; sin embargo, existen más de 120 de estas, muchas son de gran interés para la industria petrolera (Jackson y Hudec, 2017; Shin y Kernen, 2023). En este capítulo discutiremos el origen, estratigrafía y estructura de la cuenca de la Popa, una de las cuencas halocinéticas más importantes a nivel mundial por su utilidad como análogo para la comprensión de sistemas petroleros donde la tectónica salina y la regional asociada a placas, contribuyen de manera sustancial en la generación de estructuras geológicas modelo hasta complejas, así como con la generación de una amplia variación de facies sedimentarias relacionadas con diapirismo pasivo, emplazamiento de paredes de sal y desarrollo de pliegues de despegue de escala regional asociados con el orógeno mexicano.

14.4 Generalidades

La presencia de sal en las cuencas sedimentarias juega un papel determinante en la formación de yacimientos de petroleros, ya que la sal actúa como un sello lo suficientemente efectivo para retardar la migración de los hidrocarburos y favoreciendo la formación de trampas (Warren, 1999). En este contexto, la cuenca de La Popa presenta numerosas características y estructuras típicas de la tectónica salina que se encuentran expuestas en la superficie (Lawton, 2008), ya que su estudio puede ser valioso para comparar áreas similares, como el Golfo de México (Willis *et al.*, 2001). Su importancia geológica radica en que presenta fácil acceso a la deformación provocada por movimientos de sal y a la exposición de trampas en superficie. Esto favorece que la cuenca de La Popa pueda ser utilizada como un laboratorio natural para comprender los procesos que dieron origen a las estructuras salinas en otras cuencas alrededor del mundo que compartan dichas características (Giles y Lawton, 1999; Lawton *et al.*, 2001; Rowan *et al.*, 2003; Tamez Ponce, 2015).

La Cuenca de La Popa es un depocentro ubicado en la zona de antepaís de la Sierra Madre Oriental, al noreste de México, en el estado de Nuevo León. Se clasifica como una cuenca tipo halocinética, afectada por deformación y aporte de sedimentos derivados de la erosión de montañas formadas durante el Orógeno Mexicano, presentando pliegues desarrollados durante tectónica regional (Laudon, 1984; Giles y Lawton, 1999; 2002; Lawton *et al.*, 2001; Rowan *et al.*, 2003). Esta cuenca destaca por la presencia de tres afloramientos evaporíticos, representativos de la erosión de cuerpos salinos (diapiros El Gordo, El Papalote y San José de La Popa), junto con una soldadura salina conocida como la Soldadura de la Popa, que se extiende en dirección sureste-noroeste, con una longitud de hasta 25 km (Giles y Lawton, 1999).

14.4.1 Antecedentes

La cuenca de La Popa se desarrolló en el margen oriental del Bloque de Coahuila, con el levantamiento tectónico de un bloque del basamento en el Triásico-Jurásico, durante la etapa de *rift* de la Pangea y apertura del Golfo de México. Las

evaporitas del Jurásico fueron depositadas a causa de la evaporación del agua de mar, cuando la cuenca experimentó un aislamiento temporal durante la etapa inicial de *rifting*. Dichas unidades evaporíticas se encuentran cubiertas por una columna de hasta 7 km de sedimentos, con edades que van del Jurásico superior al Eoceno. La parte inferior de esta columna de sedimentos está conformada principalmente de carbonatos, mientras que la parte superior, se compone de lutitas y areniscas. Se interpreta que este cambio en el tipo de sedimentos se originó por el levantamiento tectónico provocado por el Orógeno Mexicano y la posterior erosión de la Sierra Madre Oriental.

Los estudios realizados por McBride *et al.* (1974) y Laudon (1975) sentaron las bases para comprender la estratigrafía de la cuenca de La Popa, indicando que las secuencias estratigráficas consisten principalmente en rocas siliciclásticas de grano fino de ambiente marino somero, con menor proporción de arenisca de grano grueso y conglomerado de la parte oeste de la Sierra Madre Oriental. Asociados a los diapiros se reconocen extensos lentiles carbonatados de ambiente marino somero que se acuñan dentro de la misma formación. Estos depósitos calcáreos se precipitaron durante la etapa de ascenso de los diapiros (Hunnicutt, 1998; Druke y Giles, 2004).

El trabajo de Lawton *et al.* (2001), permitió comprender las relaciones entre las estructuras salinas y las unidades estratigráficas, demostrando que el diapirismo estuvo activo desde el Aptiano hasta el Eoceno Medio, sugiriendo que dicho diapirismo fue un proceso continuo, el cual ocurrió durante la deposición de los sedimentos mesozoicos.

14.5 Marco Geológico

La cuenca de La Popa puede ser catalogada como parte del sistema de cuencas de antepaís del Orógeno Mexicano del noreste y oriente de México. Geológicamente, junto con la cuenca de Parras y Sabinas, delimitan al bloque de Coahuila y al frente tectónico del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Figura 14.1). La cuenca de La Popa inició su formación durante el *rifting* del Triásico-Jurásico temprano relacionado con la ruptura de Pangea, evolucionando como una cuenca tipo *pull-apart*, asociada a un margen

transformante, prevaleciendo inicialmente depósitos continentales y actividad volcánica. Posteriormente, la subsidencia en la zona permitió que una transgresión marina alcanzara este sector y se acumuló una cantidad significativa de sedimentos marinos que iniciaron con depósitos de sal pertenecientes a la Formación Minas Viejas-Olvido (Giles y Lawton, 1999). La cuenca fue colmatada entre el Jurásico medio y el Cretácico superior, experimentando halocinésis a partir del Aptiano y acortamiento tectónico entre el Maastrichtiano y Eoceno durante la orogenia Hidalguense (Guzmán y De Cserna, 1963) o lo que hoy se ha nombrado Orógeno Mexicano (Fitz Díaz *et al.*, 2018).

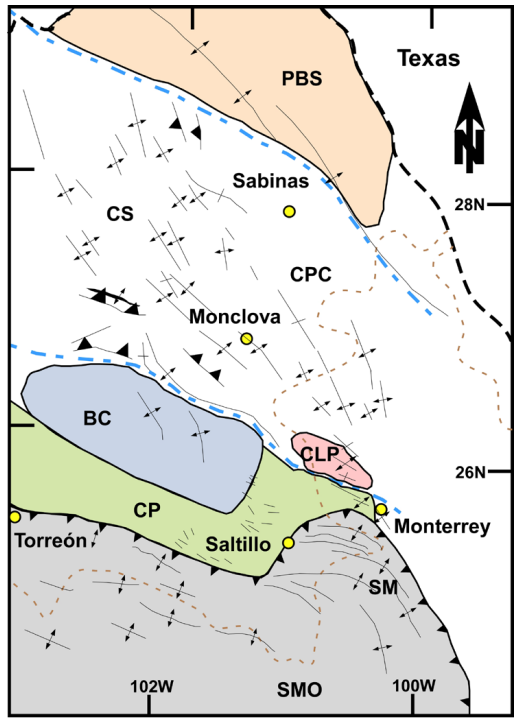


Figura 14.1. Ubicación de la cuenca de La Popa junto con sus elementos geológico-estructurales más representativos. CLP: Cuenca de La Popa, CP: Cuenca de Parras, CS: Cuenca de Sabinas, CPC: Cinturón Plegado de Coahuila, BC: Bloque de Coahuila, PBS: Plataforma Burro-Salado, SM: Saliente de Monterrey, SMO: Sierra Madre Oriental. Modificada de Giles y Lawton (2002).

La cuenca de La Popa exhibe una configuración estructural única debido a la interferencia de estructuras generadas por evacuación de sal y dos generaciones de pliegues de despegue que evolucionaron a partir de diferentes niveles estructurales (Giles y Lawton, 1999; 2002; Lawton *et al.*, 2001; Gray y Lawton, 2011). Las estructuras salinas y los pliegues exponen principalmente rocas del

Aptiano al Eoceno. Los afloramientos de rocas jurásicas son exclusivos de los diapiros El Gordo, El Papalote y La Popa, así como también se presentan afloramientos de yeso a lo largo de la estructura conocida como Soldadura de La Popa (Figura 14.2; Giles y Lawton, 1999; Lawton *et al.*, 2001; 2021).

Durante el Orógeno Mexicano, además de generarse el cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano, el acortamiento tectónico alcanzó también a las cuencas de antepaís. La mayor carga sedimentaria en las cuencas de Parras-La Popa se alcanzó al final del evento orogénico en el Eoceno medio, depositándose el Grupo Difunta. El levantamiento en la cuenca de La Popa resultó en la erosión de 5-6 km de sedimentos para el Eoceno Tardío (Gray *et al.*, 1997).

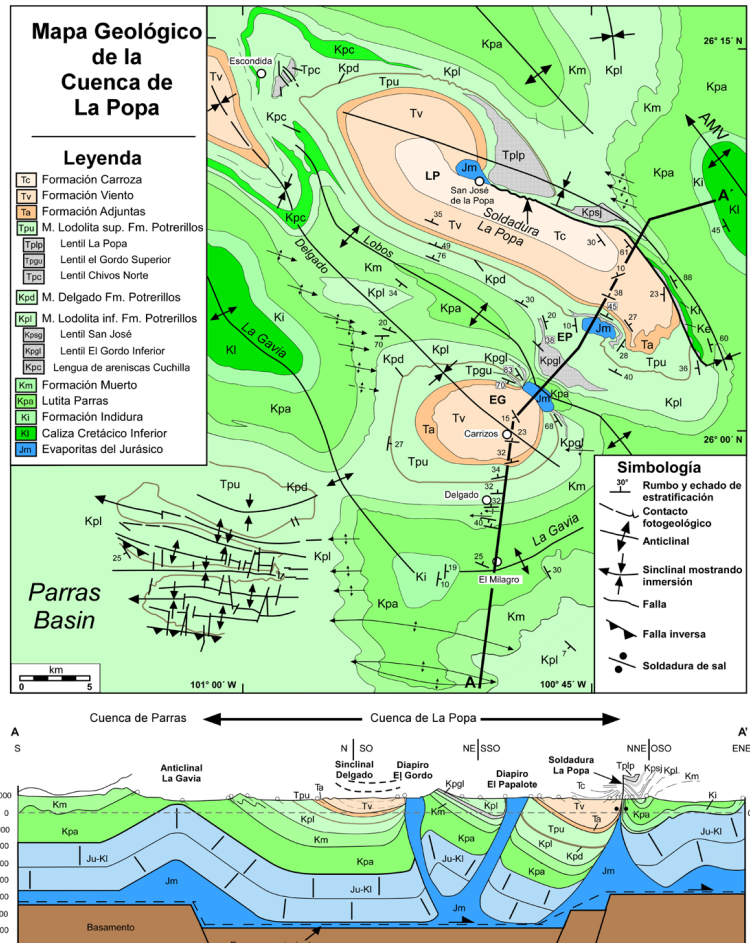


Figura 14.2. Geología superficial y sección geológica de la Cuenca de La Popa y parte norte de la Cuenca de Parras. Ilustrando rasgos estructurales distintivos y las estructuras generadas por halocinesis. AMV: Anticlinal Minas Viejas, EP: Diapiro El Papalote, EG: Diapiro El Gordo, LP: Diapiro La Popa. Modificada de Giles y Lawton (1999).

La característica distintiva y de gran interés para la comunidad geológica-petrolera de la cuenca es la deformación halocinética, la cual se inició en el Cretácico inferior cuando grandes acumulaciones de evaporitas de la Formación Minas Viejas comenzaron su ascenso, dando lugar a la formación de una pared de sal que modificó notablemente los patrones de sedimentación en la cuenca (Laudon, 1996; Giles y Lawton, 1999). Posteriormente, durante el Cretácico superior, inició la formación de núcleos salinos que permitieron el desarrollo de los diapiros El Gordo y El Papalote, atravesando toda la secuencia estratigráfica desde el Jurásico Superior al Eoceno (Figura 14.2).

Durante el Maastrichtiano dio inicio una fase de acortamiento tectónico regional que alcanzó primero a la Cuenca de Parras y posteriormente a La Popa, lo que alteró estructuralmente a los diapiros y a la pared de sal que previamente se habían desarrollado. Esta fase se caracterizó por una contracción que resultó en la formación de diapiros despegados y en la formación de la Soldadura de La Popa por estrangulamiento (Giles y Lawton, 1999; Lawton *et al.*, 2001). Esta soldadura representa un indicador del proceso de evacuación de sal extenso que experimentó la cuenca. Esta estructura inicialmente fue interpretada como una falla inversa por McBride *et al.* (1974) y Laudon (1984). Posteriormente, Giles y Lawton (1999) demostraron que es una soldadura secundaria o Tipo II, evidenciada por trazas de yeso a lo largo de la misma, presencia de xenolitos similares a los encontrados en los diapiros El Gordo y El Papalote; además del desarrollo de lentiles y variaciones de espesores de unidades marinas desde el Aptiano hasta el Eoceno.

La Soldadura de La Popa experimentó dos fases principales de evolución según Giles y Lawton (1999): 1) la etapa halocinética, donde la sal migró desde la Formación Minas Viejas-Olvido, desarrollándose una pared de sal pasiva de aproximadamente 25 kilómetros de largo y, 2) la fase de evacuación tectónica, donde la pared de sal fue estrangulada debido a esfuerzos compresivos horizontales en el Cretácico Superior durante el Orógeno Mexicano. A lo largo de la traza de la Soldadura de La Popa se observan lentiles carbonatados del Cretácico Inferior (Lentiles Boca la Carroza y Lentiles el Toro), así como lentiles del Cretácico Superior-Paleoceno (Lentil San José y Lentil La Popa). Éstos últimos son las estructuras más notables de la cuenca, siendo interpretadas como indicadores

del movimiento de sal, lo que resultó en la ausencia de depósito de los estratos del Cretácico Superior al Eoceno Medio, debido al emplazamiento diapírico de tipo pasivo (Laudon, 1984; Lawton *et al.*, 2001; Rowan *et al.*, 2003).

14.5.1 Estratigrafía

El actual relleno sedimentario de la Cuenca de la Popa abarca desde el Jurásico Tardío hasta el Eoceno Medio, alcanzando un espesor que varía de 5 a 7 km, mostrando similitudes con otras cuencas de antepaís de la Sierra Madre Oriental como Parras y Sabinas, así como con otras cuencas de la costa del Golfo de México en Texas, USA. Su espesor actual es similar al erosionado, esto de acuerdo a datos de reflectancia de vitrinita (%Ro), inclusiones fluidas y análisis de traza de fisión en apatitos (Gray *et al.*, 2001). Se ha propuesto que la evolución tectónica de la Cuenca de la Popa se divide en cuatro etapas: *Rifting* (apertura), Subsidencia termal, Subsidencia flexural y Acortamiento tectónico (Lawton *et al.*, 2001). Tras el acortamiento tectónico se presentó un periodo de no deposición y erosión, dando como resultado que los estratos cuaternarios sean los únicos que se conserven sobre la Formación Carroza del Eoceno (Hudson y Hanson, 2010) y no se haya preservado la discordancia entre sedimentos sin y post-orogénicos en la zona, como bien se conoce en la Cuenca de Burgos en el noreste de México (Eguiluz De Antuñano, 2011).

La estratigrafía de la cuenca de La Popa es predominantemente siliciclástica, acompañada de unidades carbonatadas denominadas lentiles (Figuras 14.2 y 14.3). Estas estructuras son de extensión limitada y representan ambientes de agua somera controlados por el diapirismo salino. Los bancos de arena asociados a este tipo de depósitos representan altos batimétricos relacionados también al diapirismo (McBride *et al.*, 1974; Laudon, 1984).

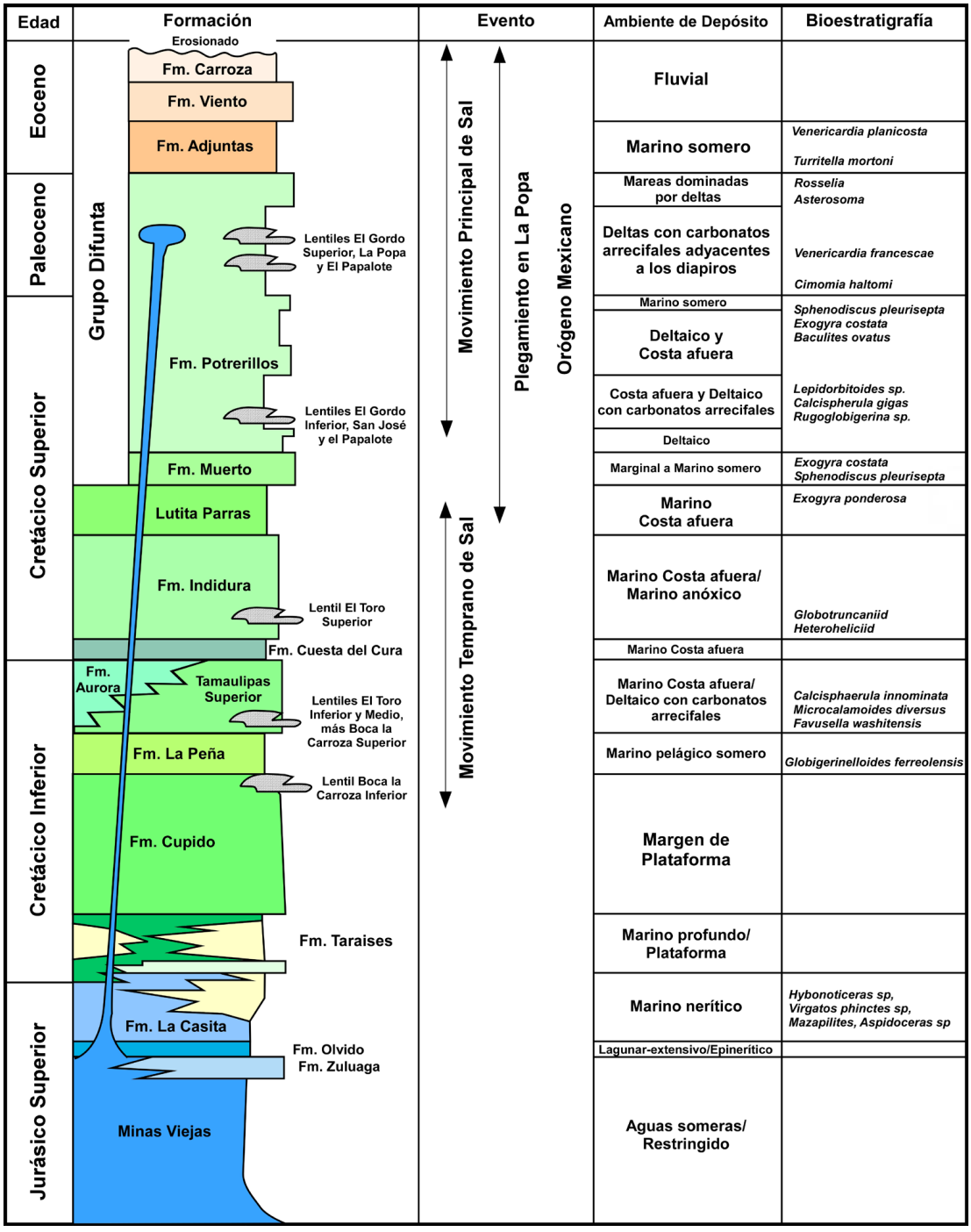


Figura 14.3. Columna estratigráfica de la Cuenca de La Popa, en conjunto con sus principales eventos tectónicos, ambientes de deposición y registros bioestratigráficos. Modificada de Lawton *et al.* (2001); Gray y Lawton (2011) y Cross (2012).

Se han propuesto diferentes etapas diferenciadoras en cuanto al tipo de sedimentos marinos que conforman a la cuenca de La Popa: desde el Jurásico tardío hasta el Cretácico tardío, predominaron los carbonatos (Formaciones Zuloaga, Cupido, Aurora y Cuesta del Cura), aunque subordinadamente se depositaron evaporitas (sal, yeso y anhidrita), lutitas ricas en materia orgánica (Formación La Casita), margas intercaladas con lutitas (Formaciones Taraises, La Peña, Indidura y Parras), mientras que, desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno, se presentan litologías clásticas sin-orogénicas que conforman al Grupo Difunta, esto debido al levantamiento tectónico que ocurrió hacia el oeste y sur de la cuenca (Cantú-Chapa, 2001; Dickinson y Lawton, 2001; Lawton *et al.*, 2001). Los únicos estratos no marinos de la cuenca están representados por los lechos rojos de edad Eoceno, pertenecientes a la Formación Carroza (Lawton *et al.*, 2001; Buck *et al.*, 2003).

14.5.1.1 Jurásico superior

Las rocas del Jurásico Superior en la cuenca de La Popa pertenecen principalmente a la Formación Minas Viejas-Olvido. La Formación Minas Viejas fue definida por Imlay (1943), es de edad Oxfordiano-Kimmeridgiano y fue depositada en un ambiente de tectónica extensional. Se define por la presencia de evaporitas, principalmente yeso, anhidrita y sal, aflorando en los cuerpos diapíricos El Gordo, El Papalote y San José. Dichas evaporitas fueron depositadas en condiciones hipersalinas durante la apertura del Golfo de México (Goldhammer y Johnson, 2001).

Las rocas evaporíticas de la Formación Minas Viejas-Olvido son las responsables de los procesos halocinéticos que originaron la pared de sal de La Popa y los diapiros El Gordo, El Papalote y San José; este último conformado durante la evacuación de la pared de sal de La Popa. Las estructuras salinas contienen dos componentes principales: (1) evaporitas que consisten dominantemente de yesos y escasa anhidrita, (2) xenolitos o bloques exóticos de carbonatos (Formación Zuloaga de edad Oxfordiano-Kimmeridgiano inferior) y bloques metaígneos (Laudon, 1984; Garrison, 1998; Garrison y MacMillan, 1999). Hacia el sureste de la terminación en superficie de la soldadura de La Popa, existen dos exposiciones más de la Formación Minas Viejas-Olvido, producto también

de inyección de sal, que contienen xenolitos de lutitas negras ricas en materia orgánica, probablemente pertenecientes a la Formación La Casita de edad Kimmeridgiano-Titoniano.

14.5.1.2 Cretácico Inferior

Los estratos del Cretácico Inferior afloran en el extremo sureste de la soldadura de la Popa, han sido interpretados como parte del bloque de piso de la soldadura; presentan un espesor de aproximadamente 100 m, muy reducido si se compara con las formaciones Cupido, La Peña y Aurora, que son sus equivalentes fuera del área de la cuenca de La Popa. Es importante destacar que rocas correlacionables con la Formación Taraises de la base del Cretácico no han sido reportadas para la cuenca de La Popa. Esta disminución en el espesor de las rocas del Cretácico Inferior podría ser interpretada como resultado del limitado espacio que existió para que estos sedimentos se depositaran adyacentes a la pared de sal que, posteriormente, evolucionó a la Soldadura de La Popa. La litología está conformada por calizas intercaladas con lutitas que afloran únicamente en la parte sureste de la Soldadura de La Popa, en conjunto con los lentiles Boca La Carroza Inferior, Boca La Carroza Superior y los lentiles inferior, medio y superior expuestos en la localidad Huevos del Toro (Giles y Lawton, 1999). La somerización del piso marino durante la formación de la pared de sal en la cuenca de La Popa, generó facies muy contrastantes si se comparan los lentiles mencionados con las rocas de las formaciones Cupido, La Peña y Tamaulipas Superior.

Formación Cupido

En el Noreste de México, la Formación Cupido presenta espesores que van de los 700 a los 1,200 m, que se depositaron entre el Hauteriviano y el Aptiano temprano. En el área de la Cuenca de La Popa, esta formación se ha correlacionado con un lente carbonatado o lentil que a continuación se describe (Lawton *et al.,* 2001).

Lentiles del Cretácico Inferior

En la localidad Boca La Carroza se exponen dos lentiles de edad Albiano temprano-tardío, separados por aproximadamente 4 metros de lutita con bandas de pedernal que ha sido correlacionada con la Formación La Peña. El lentil más

antiguo, de 1 metro de espesor, está compuesto de un *packstone* de ostreidos con clastos ígneos alterados de color amarillo; además, está estructuralmente truncado por la Soldadura de La Popa. Basándose en la posición estratigráfica, los clastos son productos arrastrados por rocas evaporíticas que formaron la pared de sal-yesos antes del desarrollo de la Soldadura de la Popa (Lawton *et al.*, 2001; Figura 14.4a).

Formación La Peña

En la cuenca de La Popa, la Formación La Peña presenta un espesor promedio de 11 m, sobreyaciendo al lentil Boca La Carroza inferior. Se compone de intercalaciones de calizas arcillosas delgadas tipo *mudstone* con nódulos de pedernal alargados de color negro, de estratificación delgada y lutitas (Lawton *et al.*, 2001). El contacto es abrupto con el lentil y ocurre a través de un conglomerado de fragmentos de caliza y pedernal de 10 a 15 cm de espesor (Figura 14.4a). Esta misma Formación, en la Sierra Madre Oriental y Cuenca de Sabinas presenta espesores mayores, en las áreas de plataforma varía de 8 a 20 metros, mientras que en las facies de cuenca puede alcanzar entre 120 y 150 metros como es el caso en la sierra de la Silla (Longoria y Dávila, 1979).

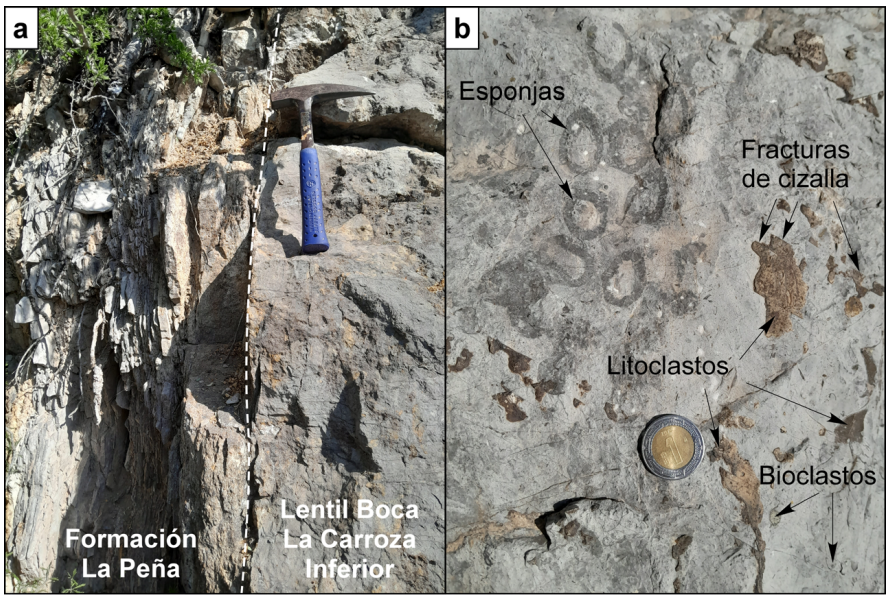


Figura 14.4. **a**) Contacto abrupto entre la Formación La Peña que sobreyace al Lentil Boca La Carroza Inferior, **b**) *Wackestone* de esponjas en la base del lentil Boca La Carroza Superior en la Cuenca de La Popa.

Lentil Boca La Carroza Superior

Este lentil presenta un espesor de aproximadamente 90 m y sobreyace concordantemente a la Formación La Peña. Contiene esponjas (Figura 14.4b) y corresponde a un wackestone fosilífero en su parte inferior. Hacia la parte superior la secuencia cambia a calizas tipo mudstone de espesor grueso. El contenido fosilífero en este nivel está representado por Colmiella recta Bonet, un tintínido del Aptiano inferior, esta unidad se correlaciona con la Formación Aurora (Lawton *et al.*, 2001).

Lentil Inferior y Medio El Toro

Se encuentran ubicados en el extremo sureste de la Soldadura. Estos lentiles se componen principalmente de calizas masivas tipo mudstone, el contenido fosilífero del lentil El Toro Inferior está representado por Favusella washitensis (Carsey) del Albiano superior y F. scitula Michael y Calcisphaerula innominata Bonet de edad Albiano-Santoniano. La especie Microcalamoides diversus Bonet, está presente en el lentil El Toro Medio e indica una edad Albiano (Lawton *et al.*, 2001).

14.5.1.3 Cretácico superior

El Cretácico superior en la cuenca de La Popa está integrado por las Formaciones Indidura, Lutita Parras y la parte inferior del Grupo Difunta (Formación El Muerto y base de Potrerillos).

Formación Indidura

Se encuentra expuesta en el flanco este de la cuenca, en el sector del bloque de piso de la Soldadura de La Popa, y al sur de la cuenca en el anticlinal La Gavia (Figura 14.2). En esa zona sus afloramientos consisten en lutita calcárea de color gris claro intercalada con capas de carbonatos tipo *mudstone* y calizas arcillosas de 30 cm a 1 metro de espesor. La fauna presente está representada por valvas delgadas de inocerámidos. Su rango de edad va desde el Cenomaniano medio hasta el Santoniano (Longoria *et al.*, 1999). Esta unidad además representa ambientes de aguas profundas, depósitos de cuenca y su parte superior tobácea ha sido correlacionada con la Formación Caracol de edad Santoniano superior-Campaniano (Longoria *et al.*, 1999).

Lentil El Toro Superior

Este lentil se ubica en la parte inferior de la Formación Indidura al noreste de la Soldadura y, estratigráficamente,100 m sobre el lentil El Toro Medio, presenta un espesor de aproximadamente 8 m. Está compuesto principalmente de carbonatos tipo *wackestone* y faunísticamente contiene esponjas elípticas alargadas que llegan a alcanzar los 50 cm de diámetro; además, presenta heteroelícidos de edad Albiano medio-Maastrichtiano y globotruncánidos del Turoniano-Maastrichtiano. La edad asignada para este lentil es Turoniano, correlacionable con parte del miembro Agua Nueva de la Formación Indidura (Lawton *et al.*, 2001).

Lutita Parras

Esta unidad sobreyace concordante y gradacionalmente a la Formación Indidura, la parte inferior de esta formación consiste en lutita físil de color gris a negro, aumentando su proporción de limos y presentando coloraciones café-grisáceas en su parte superior. Presenta un espesor aproximado de 1,500 m en la Cuenca de La Popa (Weidie, 1961; Weidie y Murray, 1967); sin embargo, en las áreas adyacentes a la Soldadura su espesor disminuye hasta los 400 m. En la cima del segundo tercio de la unidad aparecen capas de arenisca fina de 1 a 10 cm de espesor intercaladas con lodolita (Lawton *et al.*, 2001). Las areniscas muestran estructuras de *flute casts* asimétricas que sugieren dispersión de sedimentos hacia el E-SE y las capas se han interpretado como turbiditas de planicie de cuenca. La base del primer banco de arenisca, con estratificación cruzada tipo *hummocky*, y más de un metro de espesor, ha sido marcado como el contacto con la Formación El Muerto del Grupo Difunta (McBride *et al.*, 1974). Esta Formación registra el cambio transicional de depósitos de cuenca a ambientes de prodelta de una cuña clástica progradante (Weidie y Murray, 1967; McBride *et al.*, 1973, 1975).

14.5.1.4 Cretácico Superior-Eoceno: Grupo Difunta

Este Grupo de rocas siliciclásticas fue primero definida como Formación al sur de Saltillo por Imlay (1937). Murray *et al.* (1962) lo nombraron Grupo para la cuenca de Parras, integrando a todas las rocas clásticas entre la Formación Lutita Parras y la parte superior de la Formación Rancho Nuevo. Posteriormente, este

Grupo fue extendido a la cuenca de La Popa por McBride *et al.* (1974), incluyendo a todo el paquete clástico que sobreyace a la Lutita Parras, el cual además incluye lentes o lentiles carbonatados de hasta 350 m de espesor, formados en la parte superior o *cap-rock* de diapiros y paredes de sal (Gil es y Lawton, 1999; Lawton *et al.*, 2001). La edad de este Grupo es ligeramente más antigua en la Cuenca de Parras y más joven en la cuenca de La Popa (Lawton *et al.*, 2001). En la cuenca de Parras inicia su depósito en el Campaniano superior y termina en el Paleoceno Superior, mientras que en La Popa inicia en el Maastrichtiano medio y termina en el límite Eoceno medio-superior (Vega Vera y Perrilliat, 1989).

Los depósitos siliciclásticos del Grupo Difunta son de origen continental y fueron depositados en las cuencas de antepaís formadas en el frente del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Sus capas más antiguas pertenecen a ambientes de frente deltaico, mientras que las capas más jóvenes son de ambientes fluviales, lo que denota la presencia de ciclos transgresivos y regresivos. Esta sedimentación dio como resultado un espesor aproximado de 5,000 m de rocas clásticas (McBride *et al.*, 1974). Las fases regresivas propiciaron la intemperización de los sedimentos de planicie deltaica, provocando coloraciones rojizas que se utilizaron para dividir al grupo en diversas Formaciones: Muerto, Potrerillos, Adjuntas, Viento y Carroza (Murray *et al.*, 1962; McBride, 1962; McBride *et al.*, 1974). A continuación, se describen los rasgos estratigráficos y sedimentológicos más relevantes de las formaciones que integran al Grupo Difunta en la cuenca de La Popa.

Formación El Muerto

Constituye la base del Grupo Difunta y representa el inicio del influjo clástico potente hacia las cuencas de Parras y La Popa (Figura 3). La Formación Muerto está conformada por intercalaciones de arenisca con limolitas y lutitas. En la base de la formación abunda la estratificación cruzada tipo *hummocky-swaley*. Abundan trazas de *Ophiomorpha* así como fragmentos de inoceramus y amonoideos. En la parte media y superior contiene abundante estratificación heterolítica, estratificación ondulante, laminación cruzada con rizaduras asimétricas y capas de escala métrica de areniscas de grano fino empaquetadas con ostreidos. El flanco sur del sinclinal Delgado representa su localidad tipo, alcanzando un espesor de 570 m (McBride *et al.*, 1974). Dicho espesor va disminuyendo

conforme se va acercando a las estructuras salinas (Figura 14.2), llegando hasta los 67 m en el borde del diapiro El Gordo (Weislogel, 2000). En la soldadura de La Popa la Formación El Muerto desaparece, aflorando en contacto la base de la Formación Potrerillos sobre la cima de la Lutita Parras (Lawton *et al.*, 2001). Esta formación está definida por un sistema deltaico compuesto por depósitos de playa, mareales, frente de playa y lagunares que integran a un inmenso sistema de costa progradacional (Weislogel, 2000).

Formación Potrerillos

Esta Formación es la más potente del Grupo Difunta y cuenta con un espesor de 2,300 m. Está compuesta por cinco miembros, del más antiguo al más joven: El miembro Limolítico Inferior (*Lower Siltstone*), el Lodolítico Inferior (*Lower Mudstone*), Limolítico Medio (*Middle Siltstone*), el Superior de Lodolita (*Upper Mudstone*) y el Superior de Arenisca (*Upper Sandstone*; Figura 14.3 y 14.5, McBride *et al.*, 1974), estos autores también definieron una cuña o lengua de arenisca que la nombraron La Cuchilla que estratigráficamente ocupa la parte inferior del miembro Limolítico Medio y está bien expuesto en la parte oeste de la cuenca de La Popa. Lawton *et al.* (2001) definieron un nuevo miembro en la estratigrafía de la Formación Potrerillos, este fue el miembro Arenisca Delgado el cual separa al miembro Limolítico Medio del miembro de Lodolita Superior, se extiende por toda la cuenca y marca la cima del Cretácico. Los miembros lodolíticos inferior y superior de la Formación Potrerillos se distinguen por contener lentes calcáreos o lentiles que se formaron durante el ascenso pasivo de los diapiros El Gordo, El Papalote y la Soldadura de La Popa. Además, existen notables discordancias locales entre los depósitos halocinéticos asociados al emplazamiento pasivo de estas estructuras. La Formación Potrerillos cubre un intervalo estratigráfico desde el Maastrichtiano al límite Paleoceno-Eoceno (McBride *et al.*, 1974; Lawton *et al.*, 2001). El contacto de su base con la Formación El Muerto es concordante; sin embargo, en zonas aledañas a los diapiros y la soldadura es discordante e inclusive la Formación El Muerto llega a desaparecer entre la Formación Potrerillos y la Lutita Parras (McBride *et al.*, 1974; Laudon, 1984, 1996; Lawton *et al.*, 2001).

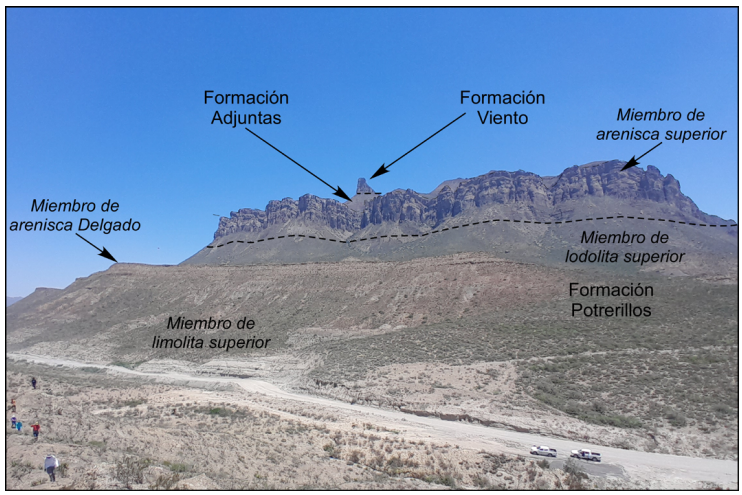


Figura 14.5. Parte superior de la Formación Potrerillos, ubicada ~ 2 km del Diapiro El Papalote. Además, se muestran partes de las Formaciones Adjuntas y Viento.

El Miembro Limolita Inferior consiste principalmente de limolita gris acompañada de pequeños intervalos de capas de arenisca con calcita cementada de grano muy fino, altamente bioturbada, que intemperiza a un color café, la cual presenta coloración oscura en fractura fresca. Este miembro presenta capas de 1 a 2 m de espesor, contiene *Sphenosdiscus pleurisepta* (Conrad), *Exogyra costata* y otros invertebrados del Maastrichtiano (McBride *et al.*, 1974; Vega Vera y Perrilliat, 1990). Este miembro representa depósitos de una plataforma deltaica localizada hacia el mar en el frente deltaico (McBride *et al.*, 1975).

El Miembro Lodolítico Inferior consiste en lutitas y limolitas oscuras a grises con delgadas capas de arenisca de grano muy fino, que van de 1 a 20 cm de espesor. McBride *et al.* (1974) notaron un carácter tipo *flysch* de esta unidad, el cual posee un espesor mayor a los 660 m en su localidad tipo. Este Miembro representa turbiditas de la plataforma deltaica o región de prodelta (McBride *et al.*, 1975) y registra inundaciones abruptas de la cuenca de La Popa, posterior a la deposición del Miembro Limolita Inferior.

Los miembros lodolíticos de la Formación Potrerillos se caracteriza por albergar los lentiles de mayor envergadura en la Cuenca de la Popa. Cerca de la base del miembro de Lodolita Inferior se desarrollaron los lentiles El Gordo Inferior, el lentil más inferior del Papalote y el lentil San José (Figura 14.2 y 14.3). Están constituidos por *packstone* y *grainstone* de algas rojas, pisolitas y fragmentos de foraminíferos

bentónicos del tipo *Pseuorbiotides sp., Lepiorbitoides sp.,* y *Calciesphaerula gigas,* que sirven como guía para ubicar estos lentes carbonatados en el Maastrichtiano. Los espesores de estos lentiles van de 60-100 metros para el lentil El Gordo Inferior, 11 metros para el lentil inferior del Papalote y 38 metros para el lentil San José. Por otro lado, en la parte superior de la Formación Potrerillos, la cual corresponde a la parte transgresiva del Miembro de Lodolita Superior, se presentan los lentiles El Gordo Superior, El Papalote y La Popa (Lawton *et al.*, 2001).

El Miembro de Limolita Medio tiene 580 m de espesor en su sección tipo, al este del diapiro El Papalote. Este miembro fue depositado en una plataforma deltaica en ambientes de costa baja y plataforma, es progradacional al subyacente Miembro lodolítico (McBride *et al.*, 1974, 1975). En su base, hacia la parte oeste de la cuenca, presenta un intervalo delgado de arenisca llamado Lengua Cuchilla, que alcanza un espesor de hasta 360 m que se reduce hacia la parte central de la cuenca, representando ambientes deltaicos y de plataforma (McBride *et al.*, 1974, 1975). Así mismo, pero ahora en la cima del miembro de Limolita medio, este es gradacional a un banco de arenisca de guijarros amalgamados conocido como Arenisca Delgado que subyace al miembro de Lodolita superior de la Formación Potrerillos.

En este miembro abunda una limolita color gris olivo y la sucesión se vuelve más gruesa hacia la cima, ya que aparece una limolita arenosa con capas de 5 a 30 cm de espesor. En esta unidad, en ocasiones, se dificulta reconocer la estratificación por la abundante bioturbación presente, en las areniscas de grano fino se presenta estratificación cruzada tipo *hummocky*. Las parasecuencias están coronadas por areniscas de grano fino que contienen fragmentos de conchas, dientes de tiburón y conchas de ostras que representan depósitos transgresivos sobre superficies de inundación. Cerca de los diapiros estos depósitos son gruesos y contienen ostras articuladas de hasta 25 cm de diámetro, amonites completos (*Sphenodiscus*), bivalvos, gasterópodos y clastos de caliza y fragmentos de rocas metavolcánicas básicas de 25 cm de diámetro. Ostras completas se reconocen en los intervalos gruesos de limolita. La ichnofauna presente corresponde a *Ophiomorpha, Thalassinoides,* y *Gyrolithes* (McBride *et al.*, 1974).

El miembro de arenisca Delgado merece mención aparte, fue propuesto por Lawton *et al.* (2001) definiendo su localidad tipo 500 metros al oeste del diapiro El

Gordo, sobreyace a una limolita de color gris olivo y presenta 10 metros de espesor, se compone de dos sucesiones que se hacen más gruesas hacia la cima. Las sucesiones están representadas de capas de arenisca de grano fino con estratificación tipo *hummocky-swaley* de 30 a 60 cm de espesor, sobreyacidas por arenisca de grano medio en capas que se cruzan (Lawton *et al.*, 2001). Existen también canales socavados que concentran guijas de pedernal, bivalvos y gasterópodos. Se reconoce *Ophiomorpha robusta* y clastos de *Sphenodiscus pleurisepta* (Conrad). Lawton *et al.* (2001) le asignaron una edad de Maastrichtiano más tardío al conglomerado que subyace a la base del miembro de Lodolita superior de la Formación Potrerillos. El miembro de arenisca Delgado es interpretado como un sistema de depósito costero que corona al miembro medio progradacional de limolita que se profundiza del oeste hacia el este. En las cercanías de los diapiros las evidencias fósiles sugieren que faltan por lo menos 5 millones de años entre el Maastrichtiano tardío y el Paleoceno medio, esto por la discordancia existente entre la arenisca Delgado y el miembro de Lodolita superior (Figura 14.3 y 14.5).

14.5.1.5. Paleógeno

El miembro superior de Lodolita sobreyace discordantemente al miembro de arenisca Delgado y presenta variaciones amplias de espesor, desde 400 metros al este del diapiro El Papalote hasta 86 metros en su vecindad (McBride *et al.*, 1974). Este miembro presenta en su base un conglomerado lenticular que se adelgaza al oeste de ambos diapiros y no está presente en todas partes. El conglomerado se compone de guijarros de pedernal, conchas de ostras, bivalvos, cantos rodados de rocas metaígneas, caliza y de limolita calcárea naranja, varía de ser clasto a matriz soportado por arena de grano fino a medio (Lawton *et al.*, 2001). El espesor es muy variable ya que en algunos lugares desaparece y en otras partes alcanza hasta 6.5 metros de grosor.

Sobreyaciendo al conglomerado basal, se presentan intercalaciones de arenisca y limolita que cambian hacia arriba de la sección a lodolita negra subfisil con concreciones de siderita que cambia gradualmente en la cima de este miembro a areniscas del miembro superior de arenisca. La edad de este miembro fue definida por Vega Vera *et al.* (1989) y, Vega Vera y Perrilliat (1995) quienes identificaron Cimomia haltomi (Aldrich) desde la base hasta la cima de este miembro. Además

de Venericardia (Baluchicardia) francescae en la parte media (Vega Vera y Perrilliat, 1995) los cuales definen una edad Paleoceno para el miembro de Lodolita superior. Lawton *et al.* (2001) propusieron que el conglomerado basal del miembro de Lodolita superior descansa sobre un límite de secuencia mayor y constituye a un sistema de secuencia transgresiva (*transgressive system tract*). El nivel de concreciones de siderita lo interpretan como la superficie de máxima inundación y la lutita que le sobreyace representa la parte inferior de un *highstand system tract* que incluye al miembro superior de arenisca de la Formación Potrerillos.

Existen siete lentiles calcáreos de edad Paleoceno en la Cuenca de La Popa, cinco de los seis más jóvenes en el diapiro El Papalote, El lentil El Gordo Superior en el diapiro El Gordo y el emblemático lentil La Popa; este último formado al norte de la pared de sal que hoy en día está representada por la soldadura de La Popa. Todos están contenidos en el miembro superior de Lodolita de la Formación Potrerillos (Figura 14.2 y 14.3).

Los lentiles en el diapiro El Papalote alcanzan hasta 70 metros de espesor cerca del diapiro y se acuñan dentro del nivel de lutitas negras a una distancia de un kilómetro, son fuertemente discordantes cerca del diapiro y a partir de los 500 metros tienden a ser concordantes con las capas que les sub y sobreyacen. En general, los lentiles están compuestos de *wackestone* a *packstone* de moluscos con abundantes ostras y fragmentos de equinodermos, en la base presentan conglomerados con clastos de lentiles más antiguos y de rocas metavolcánicas. Los lentiles, en la mayoría de los casos, se intercalan con turbiditas, lutitas negras y limolitas, representan a ambientes marinos someros de submareas de zonas adyacentes a los diapiros y, lateralmente, cambian a calciturbiditas y flujos de detritos derivados de los lentiles. Las variaciones de espesor de los lentiles, las discordancias entre estos y sus capas que les subyacen y sobreyacen, así como las variaciones laterales de facies, fueron generadas durante el ascenso pasivo de la sal que formó a estas estructuras (Giles y Lawton, 1999; Lawton *et al.*, 2001).

El lentil El Gordo superior consiste en un *boundstone* de algas rojas, corales y esponjas; hacia facies más distales cambia a *packstone* de algas depositado como calciturbiditas y detritos de frente de arrecife (Mercer y Giles, 2000). Este lentil alcanza un espesor de 50 metros y representa a un arrecife desarrollado sobre el

borde del diapiro El Gordo. El lentil La Popa desarrolla el rasgo geomorfológico más prominente en la cuenca y de esta deriva su nombre (Figura 14.6); alcanza cerca de 350 metros de espesor. Se han reconocido niveles de boundstone de esponjas y corales delimitados por capas de packstone estrombolítico con intercalaciones de *grainstone*.

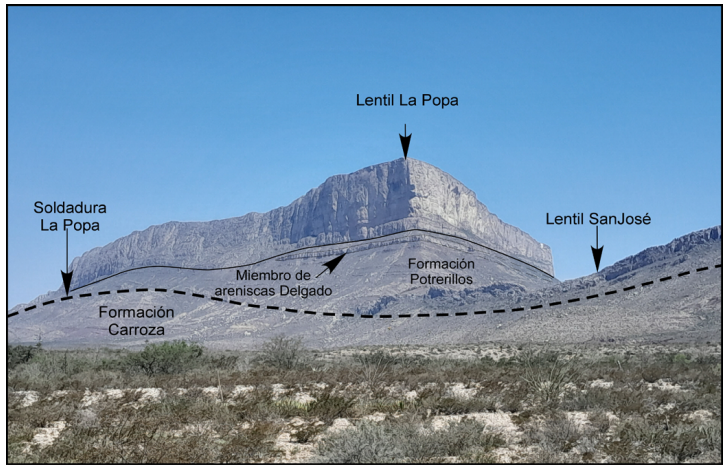


Figura 14.6. Lentil La Popa, localizado al norte de la traza de la Soldadura, 5 km al E-SE del poblado de San José de La Popa. Se encuentra intercalado en el miembro superior de Lodolita de la Formación Potrerillos.

Miembro Arenisca Superior

Representa al miembro más superior de la Formación Potrerillos, formando un escarpe prominente en su sección tipo, al este del diapiro El Papalote, donde presenta un espesor de 275 m (Figura 14.5; Shelley, 2001). Mientras que, al norte de dicho diapiro, su espesor disminuye a 125 m, indicando adelgazamiento adyacente al diapiro. Este miembro está compuesto de arenisca de grano fino a grano medio, en la base presenta capas gruesas con estratificación cruzada tipo *hummocky* y en la cima de tipo tabular. Existen relictos (Lags) que contienen guijarros y gravas de pedernal, así como fragmentos de ostras. *Rosselia* y *Asterosoma* aparecen en niveles de arenisca laminar sobre superficies de inundación. La arenisca contiene abundante plagioclasa, feldespatos potásicos, toba silícica, pedernal, argilita y granos de rocas volcánicas intermedias; en general, la composición de las areniscas es una mezcla de fuentes volcánica y sedimentaria. Este miembro se interpreta como un registro progradacional de un complejo de línea de costa influenciado por marea (Lawton *et al.*, 2001).

Formación Adjuntas

Cuenta con un espesor de 260 m y su localidad tipo está ubicada a 3 km al este-sureste del diapiro el Papalote (McBride *et al.*, 1974), sobreyace gradacionalmente al miembro superior de areniscas de la Formación Potrerillos. Consiste en limolitas rojas y estratos lenticulares de arenisca de grano fino a medio de 1 a 2 m de espesor. En su base contiene intervalos de lodolita gris-verdosa alternados con amplios lentes de arenisca (Figura 14.7).

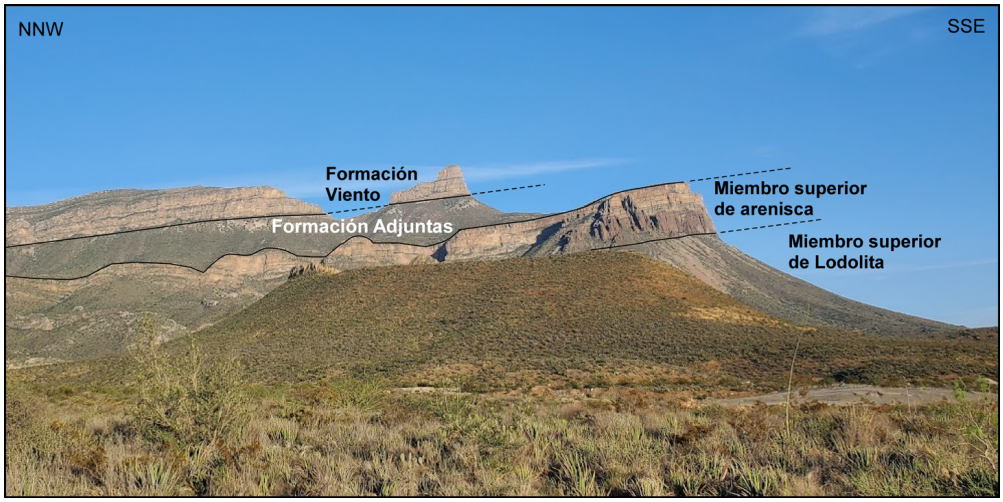


Figura 14.7. Contactos marcados entre las Formaciones Potrerillos, Adjuntas y Viento pertenecientes a la parte superior del Grupo Difunta.

De forma general, con base en el contenido de gasterópodos de agua dulce y otros fósiles, se ha propuesto que esta formación se depositó en un ambiente de planicie costera y estuario (Vega Vera *et al.*, 1989). En la parte media de la unidad se han reconocido evidencias de paleosuelos, también ha sido correlacionada con la Formación Wilcox de la costa del Golfo de Texas y Cuenca de Burgos de edad Eoceno temprano (Vega Vera y Perrilliat, 1989; Vega Vera *et al.*, 1989).

Formación Viento

Esta Formación sobreyace a la Formación Adjuntas de manera abrupta y alcanza hasta los 730 m de espesor, compuesta principalmente por areniscas, ubicada al lado norte del diapiro el Papalote (McBride *et al.*, 1974). Se le considera del Eoceno medio (Vega Vera *et al.*, 1989) y representa el registro de un complejo costero, influenciado por mareas y generalmente progradacional (Figuras 14.3 y 14.7).

Formación Carroza

Corresponde a la formación más joven del Grupo Difunta, considerada como una sucesión de estratos limosos de color rojo a purpura con un espesor de hasta 620 m en su localidad tipo, alrededor de 5 km al E-SE del pueblo de San José de La Popa (McBride *et al.*, 1974). Esta Formación únicamente se presenta en la zona de la Soldadura. Su cima está truncada por erosión, además de que no existen edades directas para datarla; sin embargo, Vega Vera *et al.* (1989) infieren una edad de Eoceno Medio (Figuras 14.2 y 14.3).

14.5.2 Tectónica Salina y Deformación Regional

La cuenca de La Popa, aunque cubre una superficie reducida en el NE de México, es un lugar único donde la deformación observada es resultado de la combinación de evacuación de sal temprana en la cuenca (diapirismo) y dos etapas de deformación regional. En La Popa se han reconocido tres estilos de deformación diferentes: a) estructuras halocinéticas como las más antiguas (paredes de sal que evolucionaron a soldaduras, diapiros, minicuencas y anticlinales nucleados por sal), b) fallas y pliegues asociados a deformación de cobertura despegados en la lutita Parras del Cretácico Superior, y c) pliegues regionales con despegue profundo en las evaporitas del Jurásico superior durante la inversión de la cuenca de Sabinas-La Popa.

14.5.2.1 Tectónica Salina: Paredes de sal, Soldaduras, Diapiros y Minicuencas

Fuera del Golfo de México, en la parte continental de México, solamente la cuenca de La Popa expone en superficie estructuras halocinéticas como: diapiros, minicuencas, anticlinales nucleados por sal y soldaduras. Las estructuras asociadas al movimiento vertical de sal son las más antiguas en la cuenca y fueron documentadas por la presencia de lentiles o lentes de carbonatos desarrollados en el techo, borde de diapiros y paredes de sal (McBride *et al.*, 1974; Giles y Lawton, 1999). Los lentiles están compuestos de caliza bioclástica que se deposita sobre los cuerpos de sal, y son más ricosa en matriz de lodo calcáreo

conforme el lentil se adelgaza al alejarse del cuerpo de sal. Se interpreta que estos lentes calcáreos se depositan en altos batimétricos generados por el movimiento vertical de la sal (Giles y Lawton, 2002; Rowan *et al.*, 2003). El ascenso de la sal puede generar estructuras diapíricas, paredes, estructuras tipo lacolíticas (canopies), lenguas, entre muchas otras geometrías complejas (Jackson y Hudec, 2017).

La Soldadura de La Popa: El emplazamiento inicial de la sal en la cuenca de La Popa disparó la generación de una pared de sal en su borde NE; posteriormente, esta pared de sal fue acortada durante deformación regional que resultó en el desarrollo de una extensa soldadura tipo II, conocida como soldadura de La Popa (Figuras 14.2 y 14.8). La edad de inicio del emplazamiento de la pared de sal se ha estimado por lo menos del Aptiano inferior, equivalente al depósito de la parte superior de la Formación Cupido de la Sierra Madre Oriental, por la presencia de un lentil de tan solo un metro de espesor, nombrado Boca La Carroza Inferior, el cual subyace a la Formación la Peña en la localidad Boca La Carroza (Figuras 14.4a y 14.8; Lawton *et al.*, 2001). Asociados a esta pared de sal, que evolucionó a una soldadura de cerca de 25 kilómetros de largo, existen cuatro lentiles más que se formaron previos al inicio del acortamiento regional, estos son: lentil Boca La Carroza Superior (Figura 14.4b y 14.8), equivalente a la Formación Aurora, y los lentiles El Toro inferior, medio y superior (Figura 14.3 Tabla estratigráfica). El lentil el Toro Superior, el más joven asociado a la pared de sal, se desarrolló en el límite Cenomaniano-Turoniano durante el depósito de la Formación Indidura (Figura 14.3). Lo anterior, indica que la pared de sal desarrolló cinco lentiles en total y prevaleció por lo menos desde el Aptiano hasta el Turoniano inferior (Giles y Lawton, 1999; Lawton *et al.*, 2001) controlando el desarrollo de facies alrededor de esta estructura en la parte NE de la cuenca de La Popa.

La soldadura de La Popa puede ser dividida en dos segmentos, el del sur y el norte. El segmento norte tiene una orientación WNW-ESE y el del sur NW-SE, está flanqueada por dos sinclinales como clásicamente se espera se desarrollen en los bordes de una pared de sal. El sinclinal al NE de la soldadura es más apretado y contiene en su núcleo a las rocas más antiguas del Grupo Difunta como lo son: el Miembro Inferior de la Formación Potrerillos, arenisca y conglomerado

de la Formación El Muerto e inclusive se presentan lutitas de la Formación Parras que subyacen al propio Grupo Difunta en el extremo sureste. El sinclinal ubicado al SW de la soldadura de La Popa contiene en su núcleo a las rocas más jóvenes del Grupo Difunta, en este caso a las formaciones La Carroza, Viento, Adjuntas y al miembro superior de la Formación Potrerillos (Figura 14.2), sector que ha sido interpretado como el de mayor evacuación de sal (Giles y Lawton, 1999, 2002). En el núcleo de la soldadura se reconocen rocas transportadas desde las diferentes formaciones, las cuales fueron atravesadas por la sal y presentan diferente grado de alteración, relictos de halita (vetas), gilsonita y el desarrollo de una fábrica secundaria o foliación sobre los materiales arcillosos alterados que están presentes (Figura 14.8).

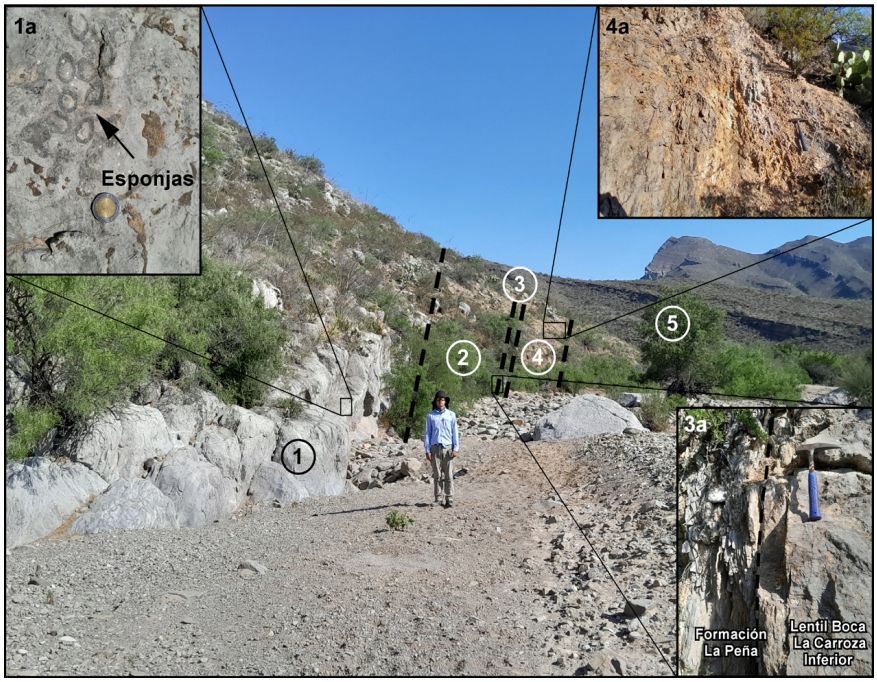


Figura 14.8. Vista SE a lo largo de la Soldadura de La Popa. 1 y 1a: Afloramiento del Lentil Boca La Carroza Superior. 2: Formación La Peña, 3 y 3a: Lentil Boca La Carroza Inferior, 4 y 4a: Afloramiento de la Soldadura de La Popa con presencia de yeso remanente mostrando alteración y 5: Formación Viento al SE (lado derecho de la fotografía).

Los Diapiros: Existen tres diapiros expuestos en superficie con múltiples lentiles, bloques exóticos capturados de rocas supra e infrayacentes a la sal, sinclinales anulares, así como cubetas o minicuencas relacionadas con la evacuación

de la sal (Figura 14.2). Los tres diapiros son: El Papalote, El Gordo y San José. Los diapiros El Papalote y El Gordo fueron emplazados durante el depósito de los Miembros Inferior y Superior de lodolitas de la Formación Potrerillos, dominantemente bajo mecanismos pasivos de diapirismo (Giles y Lawton, 2002; Rowan *et al.*, 2003). Por otro lado, el diapiro San José ha sido interpretado como un remanente de la pared de sal que existió en el borde NE de la cuenca y que ha quedado como relicto del desarrollo de la soldadura de La Popa en su extremo NW, definiendo a una soldadura tipo II (Giles y Lawton, 2002).

- **Diapiro El Papalote:** Este diapiro está emplazado en el flanco NE del anticlinal El Gordo que tiene 35-40° de buzamiento hacia el NE y está encajonado por rocas de la Formación Potrerillos del Grupo Difunta, que a su vez también forman parte del flanco SW del sinclinal que bordea a la soldadura de La Popa en su margen SW (Figura 14.2). El diapiro El Papalote tiene una geometría elíptica, alargada WNW-ESE y la superficie expuesta de este alcanza aproximadamente 4.5 km^2 (Figura 14.2 y 14.9).

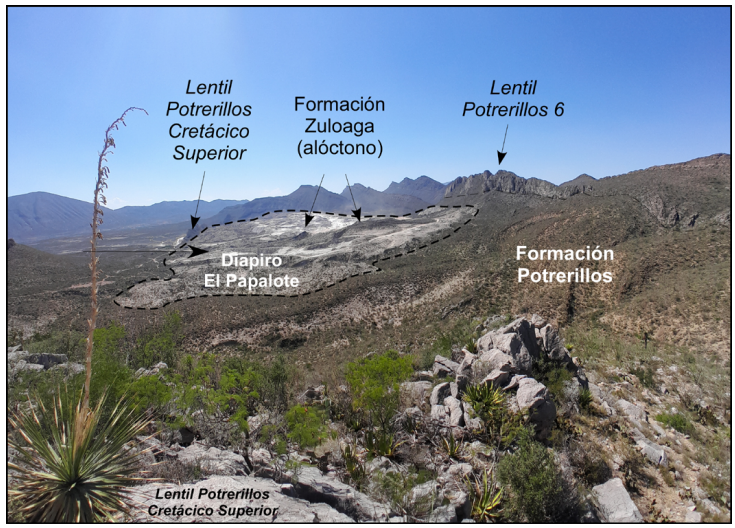


Figura 14.9. Diapiro El Papalote en conjunto con los lentiles de la Formación Potrerillos. Se muestra actividad minera por la extracción de yeso.

Durante la deposición de la Formación Potrerillos, el diapiro se expandió en todas direcciones, con una saliente importante hacia el sureste, donde la sal sobreyace a capas invertidas de sedimentos siliciclásticos y lentiles de la secuencia halocinética (Lawton *et al.*, 2001). El Diapiro El Papalote está

compuesto de yeso y anhidrita que sobreyace a sal alóctona. Dentro del diapiro, como elementos exóticos, existen bloques de rocas metavolcánicas en facies de esquistos verdes cuyos protolitos corresponden a basalto, diabasa, diorita y andesita (Garrison, 1998; Garrison y McMillan, 1999) y calizas del Jurásico de la Formación Zuloaga (Laudon, 1984, 1996). Se ha propuesto que los bloques representan a capas brechadas y deformadas, y a cuerpos intrusivos subvolcánicos emplazados de forma intercalada o que intrusionaron a la sal antes de fluir verticalmente (Lawton *et al.*, 2001). Clastos de estos bloques exóticos embebidos dentro del diapiro se reconocen en los lentiles del diapiro El Papalote, por lo que indicarían períodos de extrusión superficial y erosión durante el ascenso pasivo del diapiro (Figura 14.9).

La sedimentación durante el ascenso pasivo del diapiro El Papalote fue primero reconocida por Laudon (1984, 1996). En la parte SE del diapiro El Papalote afloran lentiles en seis niveles estratigráficos, uno desarrollado en el Miembro Inferior de lodolitas y los otros cinco en el Miembro Superior de lodolitas de la Formación Potrerillos (Lawton *et al.*, 2001). Las secuencias reconocidas en esta localidad por estos autores fueron propuestas como secuencias halocinéticas, las cuales se definen como sucesiones relativamente concordantes de estratos genéticamente influenciados por diapirismo cercano a la superficie o por ascenso extrusivo de sal; dichas secuencias, cerca del diapiro, están delimitadas por discordancias angulares que llegan a ser de discordantes en el borde del diapiro a concordantes al alejarse del cuerpo de sal (Giles y Lawton, 2002). Las discordancias entre las secuencias halocinéticas se generan cuando la taza de ascenso de la sal es mayor que la taza de sedimentación y viceversa. Estas alternancias entre la taza de ascenso de la sal y la de sedimentación provocaron el desarrollo de lentiles, seguidos de superficies discordantes delimitadas en la base por conglomerados, depósitos clásticos más finos e inclusive por capas de evaporitas que se erosionan al exponerse el diapiro. En el diapiro El Papalote, las secuencias halocinéticas no se extienden más de un kilómetro del borde del diapiro; es decir, los depósitos se acuñan en dirección a las minicuencas de los diapiros o sinclinales paralelos a paredes de sal. De esta manera, los diapiros y las paredes de sal influyeron en los patrones de depósito y facies entre el Cretácico superior y el Paleógeno en la cuenca.

- **Diapiro El Gordo:** Este cuerpo de sal presenta importantes similitudes con respecto al diapiro El Papalote como: secuencias halocinéticas en su borde, capas rotadas dominantemente verticales, discordancias y fallamiento radial; sin embargo, presenta notables diferencias que a continuación se destacan. El diapiro El Gordo fue emplazado en la charnela de un anticlinal y no en un flanco como ocurrió con el diapiro El Papalote. Las secuencias halocinéticas en ambos diapiros demuestran que se emplazaron antes del plegamiento regional; sin embargo, no presentan evidencias importantes de haber sido exprimidos durante la deformación, como se esperaría por estar compuestos de sal, yeso y anhidrita. El acortamiento regional se concentró en el desarrollo del anticlinal El Gordo y la soldadura de La Popa, exprimiéndose la pared de sal, por lo que mecánicamente no era posible generar otro anticlinal en la zona de emplazamiento del diapiro El Papalote, por el simple hecho de que los espesores de las unidades deformándose superaban los 6,400 metros de espesor (Lawton *et al.*, 2001).

Se ha destacado que la zona de deformación en el borde del Diapiro El Gordo es más amplia (2 km) pero no más intensa que la desarrollada en el diapiro El Papalote (800 m., Rowan *et al.*, 2003). La extensión de las discordancias fuera de los diapiros también es notablemente diferente, en el caso del Diapiro El Gordo llegan a documentarse hasta 800 metros fuera del borde del diapiro, mientras que a tan solo 200 metros fuera del diapiro El Papalote. Una amplia zona de deformación no necesariamente implica mayor acortamiento local en el borde del diapiro El Gordo. Lo anterior, se distingue por el grado de inversión de las capas en el borde de los diapiros y por el grado de inclinación de las discordancias que separan a las secuencias halocinéticas que son de 75° en el diapiro El Gordo mientras que de hasta 90° en el diapiro El Papalote. Otro rasgo notable que indica diferencias en las zonas de influencia de los diapiros son las distancias de inicio de acuñamientos de las unidades siliciclásticas y de los propios lentiles. Se desatacan los acuñamientos desde distancias considerables de los horizontes clásticos de la Formación El Muerto y el miembro de areniscas Delgado de la Formación Potrerillos; este último inicia su acuñamiento a tan solo 400 metros antes del borde del diapiro El Papalote, mientras que hasta a 1,200 metros desde el borde del diapiro El Gordo (Aschoff, 2002).

En el caso de los lentiles, existen notables diferencias en facies, espesor, longitud y cantidad de lentiles entre los diapiros. En el diapiro el Gordo los lentiles de su parte suroeste son más cortos y los del noreste más largos (Figura 14.2). En general, los lentiles del diapiro El Gordo son más gruesos, más amplios y de facies más someras que los lentiles del diapiro El Papalote (Figuras 14.2, 14.10 y 14.11).

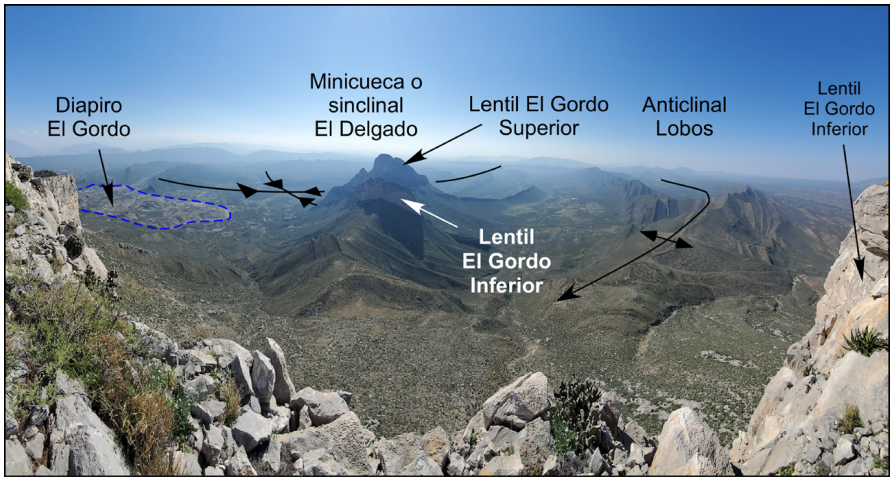


Figura 14.10. Lentiles asociados al diapiro El Gordo en su borde occidental. Además de una vista panorámica de la minicuenca o sinclinal El Delgado en el sur de la cuenca de La Popa.

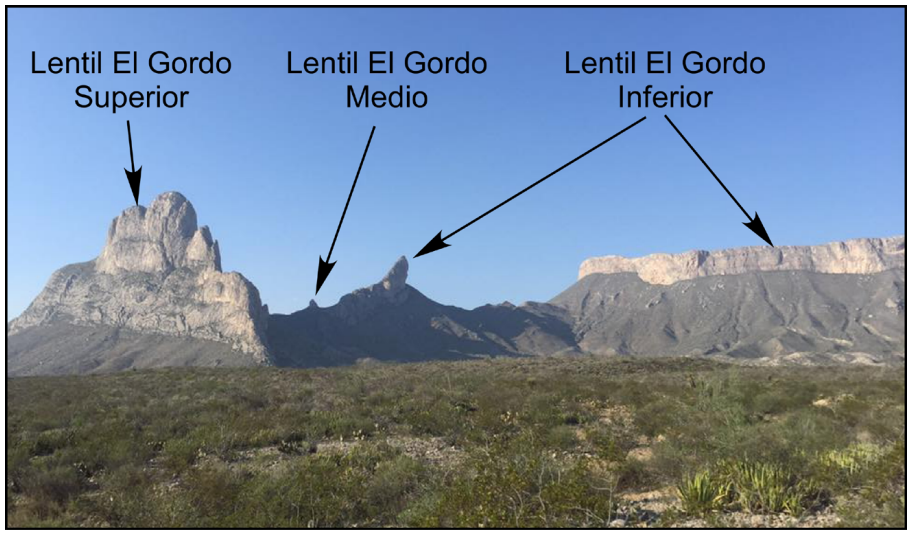


Figura 14.11. Diapiro El Gordo emplazado en la Formación Potrerillos. El lentil El Gordo Inferior presenta un espesor de ~100 m.

- **Diapiro San José:** Este diapiro se ubica en el extremo NW de la soldadura de La Popa en la localidad de San José, ocupa una superficie aproximada de 1.5 km^2 y, a diferencia de los otros diapiros, lo encajonan las rocas más jóvenes del Grupo Difunta (Lawton *et al.*, 2001) como lutita y limolita de la Formación Carroza en su borde sur, al oeste y norte, arenisca, limolita y lutita de la Formación Viento, al noreste arenisca y lutita de la Formación Adjuntas y, al sureste, el Miembro Superior de lodolita de la Formación Potrerillos (Figura 14.2).

  Se interpreta que este diapiro fue parte de una pared de sal que ascendió pasivamente por lo menos desde el Aptiano en la zona. Esta pared de sal debió ser exprimida durante el Maastrichtiano cuando ocurrió la generación de los pliegues más antiguos presentes en la cuenca, producto de acortamiento regional durante el orógeno Hidalgoano, ahora incluido dentro del Orógeno Mexicano (Fitz Díaz *et al.*, 2018). La dimensión del diapiro (1.5 km^2) con respecto a la posición y escala del lentil La Popa (15 km^2), el cual es el de mayor dimensión en La Popa, así como su relación con la soldadura de La Popa, sustentan que este diapiro es un remanente de la pared de sal exprimida.

14.5.2.2 Plegamiento Regional

La Cuenca de La Popa, estructuralmente, representa una zona que contiene y separa dos áreas con pliegues despegados a diferente nivel estructural. Al sur, donde se encuentran los pliegues más antiguos, ocurren pliegues de despegue orientados E-W con amplitudes de cientos de metros y longitudes de onda de uno a dos kilómetros, estos representan a las estructuras características de la Cuenca de Parras. Los pliegues de esta cuenca se desarrollan en rocas del Grupo Difunta y tienen su superficie de despegue en lutitas de la Formación Parras (Figuras 14.2 y 14.12). Al norte y noreste de la cuenca de La Popa, existe una cadena de pliegues del nombrado cinturón plegado de Coahuila, estos se caracterizan por presentar una dirección NW-SE y estar despegados en evaporitas de la Formación Minas Viejas-Olvido (Eguiluz de Antuñano, 2001; Chávez Cabello, 2005). Las longitudes de onda de estos pliegues varían de 10-15 kilómetros hasta máximo 30 dentro de la cuenca de Sabinas, mientras que las amplitudes son de 3 a 5 kilómetros.

Ambos pliegues de despegue descritos coexisten en la cuenca de La Popa y han sido reconocidos delimitando a las propias estructuras halocinéticas desarrolladas antes, durante y, posiblemente, después del plegamiento E-W y NW-SE característico de las cuencas de Parras y Sabinas, respectivamente (Figura 14.1; Lawton *et al.*, 2001; Rowan *et al.*, 2003; Gray y Lawton, 2011).

Pliegues de despegue somero en La Popa: Los pliegues de despegue somero son los más antiguos en la cuenca de La Popa y están bien desarrollados en la Formación El Muerto del Grupo Difunta. Estos pliegues caracterizan el estilo de deformación en la cuenca de Parras y, en ambas cuencas, se despegan en las lutitas de la Formación Parras. Dentro de la cuenca de La Popa, Gray y Lawton (2011) describieron dos pliegues relacionados con fallas al oriente de la Soldadura de La Popa. En esta revisión, además de mostrar los ya reportados por Gray y Lawton (2011), presentamos 13 pliegues más (Figura 14.2). Se destaca en este trabajo la ocurrencia de seis pliegues replegados en la Formación El Muerto, ubicados entre el flanco NE del anticlinal de La Gavia y el flanco suroeste del anticlinal El Gordo o Lobos (Figura 14.12). En estos pliegues se confirma que es en la parte superior de la Lutita Parras desde donde se despegan estas estructuras. Además, la mayoría de los pliegues están replegados y muestran inmersión en dirección de las zonas con evacuación de sal, este comportamiento estructural estaría controlado por el levantamiento de los pliegues regionales con despegue profundo, en este caso los anticlinales de La Gavia y Minas Viejas (Figura 14.2). En el extremo sureste de la cuenca de La Popa, en sus límites con la cuenca de Parras, existe otra serie de pliegues con inmersión hacia el oeste en la Formación El Muerto, ubicados en el flanco suroeste del anticlinal La Gavia-El Milagro. Además, existen dos pliegues de mayor relieve estructural, en el extremo sur de la figura 14.2, los cuales presentan doble inmersión y erosión importante en los núcleos y flancos en su parte central. Finalmente, dos pliegues más fueron reconocidos en la Formación El Muerto en el borde sur de la minicuenca o sinclinal El Delgado, sobre el cañón entre la comunidad El Milagro y El Delgado (Figura 14.2), orientados E-W con inmersión hacia el oeste. Es complicado establecer si estos pliegues son anteriores o si se desarrollaron por cizalla flexural durante la formación del anticlinal de La Gavia.

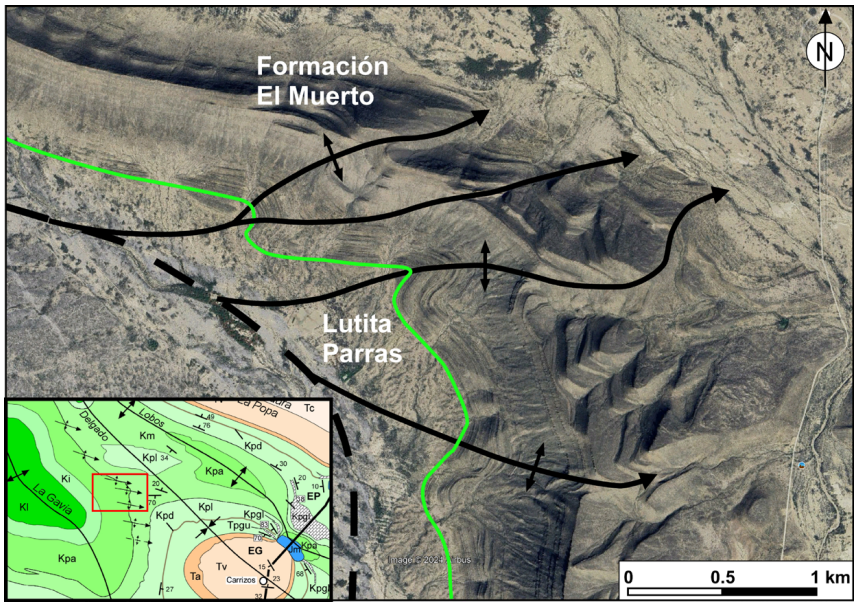


Figura 14.12. Pliegues replegados de la Formación El Muerto en el flanco NE del anticlinal La Gavia al oeste de la cuenca de La Popa. Los pliegues corresponden a los del recuadro color rojo de la figura insertada en la parte inferior izquierda (adaptado de Google Earth; (2024). © 2024 Google.

Pliegues de despegue profundo en La Popa: Por otro lado, el anticlinal La Gavia, al SW de las estructuras halocinéticas de la cuenca de La Popa, el anticlinal de Minas Viejas, al NE de la soldadura de La Popa, y el anticlinal El Gordo o Lobos en la parte central de la cuenca, presentan orientaciones NW-SE y se ha interpretado que su despegue estructural ocurre en evaporitas del Jurásico superior de la Formación Minas Viejas-Olvido (Figura 14.2; Lawton *et al.*, 2001; Gray y Lawton, 2011). Los anticlinales La Gavia y Minas Viejas delimitan a todas las estructuras halocinéticas presentes en la cuenca de La Popa (Figura 14.2). Los pliegues de despegue profundo son más jóvenes que los de despegue somero. En este trabajo se interpreta que el desarrollo de los pliegues de despegue profundo generó rotación de ejes, cambio de inmersión y replegamiento de los pliegues más antiguos que se despegaron en las lutitas de la Formación Parras.

14.5.2.3 Tiempo de la Deformación

Tectónica Salina: Las estructuras halocinéticas en la cuenca de La Popa (soldadura de La Popa, minicuencas, diapiros y anticlinales nucleados por sal),

documentan evacuación de sal por lo menos desde el Aptiano (Giles y Lawton, 1999, 2002; Lawton *et al.*, 2001). Lo anterior, se fundamenta en determinaciones paleontológicas en caliza bioclástica presente en el lentil boca La Carroza Inferior, el cual subyace a la Formación La Peña en la soldadura de La Popa. El movimiento de la sal continuó o fue acelerado entre el Maastrichtiano-Eoceno durante la manifestación del acortamiento asociado al Orógeno Mexicano en la zona y pudo haber continuado después (Lawton *et al.*, 2001: Rowan *et al.*, 2003; Gray y Lawton, 2011).

Tectónica Regional: A escala regional la primera evidencia del inicio de formación de montañas en el occidente y centro de México producto del Orógeno Mexicano ha sido atribuida al cambio de facies de carbonatos a terrígenos durante el inicio del Orógeno Mexicano en el Cretácico Superior (Fitz Díaz *et al.*, 2018). En la cuenca de La Popa el cambio notable en la sedimentación ocurre de la Formación Indidura a la Formación Parras, esta última marca en el Campaniano temprano el depósito de un paquete potente de lutita que reemplaza a una sedimentación con dominio más de carbonatos (Lawton *et al.*, 2001; Gray y Lawton, 2011). En la cuenca de La Popa la sedimentación clástica importante inició en límite Campaniano-Maastrichtiano con el depósito de la Formación El Muerto que representa la base del Grupo Difunta. Esta formación contiene capas conglomeráticas notables con fragmentos importantes derivados de la erosión de la Sierra Madre Oriental. Lo anterior, indica que la generación de relieve a unas decenas de kilómetros al sur de la cuenca era notable. No obstante, el acortamiento indiscutiblemente alcanzó a la cuenca de La Popa en su parte oriental durante el Maastrichtiano temprano, esto por la generación de pliegues de despegue que involucran a capas de la base de la Formación El Muerto que son sobreyacidas por capas clásticas de la misma formación ligeramente plegadas, las cuales a su vez están cubiertas por capas de lodolitas del Miembro Inferior de la Formación Potrerillos no plegadas (Gray y Lawton, 2011).

Gray y Lawton (2011) destacan además la presencia de pliegues en la Formación El Muerto que, posiblemente, involucran al Miembro Inferior de la Formación Potrerillos en la parte oeste de la cuenca de La Popa, los cuales no han sido fechados, aunque se especula que se hayan desarrollado en el Maastrichtiano tardío. Usando imágenes de satélite fue posible identificar siete pliegues en este

sector de la cuenca. Los tres pliegues internos muestran notable replegamiento e inmersión hacia el este (Figuras 14.2 y 14.12). En este trabajo se atribuye que el replegamiento y la dirección de inmersión consistente de estos pliegues estuvo controlada durante la generación tardía del anticlinal La Gavia en el Eoceno. Este pliegue, como el resto de los pliegues dentro del cinturón plegado de Coahuila, pudieron haberse desarrollado entre el Eoceno y el Oligoceno (Chávez Cabello, 2005). Las edades que han sido empleadas para establecer el fin del acortamiento regional son intrusivos sintectónicos del cinturón de intrusivos de Candela-Monclova del Eoceno. Con base en edades de intrusivos sintectónicos y postectónicos, Chávez Cabello (2005) estableció que la deformación regional terminó entre los 44 (intrusivo sintectónico Cerro del Mercado en Monclova, Coahuila) y 42-39 Ma (intrusivos postectónicos en el área de Candela, Coahuila). Por otro lado, Eguiluz-De Antuñano (2001) propuso que la deformación regional terminó a los 39.5 Ma con base en el fechamiento bioestratigráfico de la discordancia angular entre las formaciones Yegua y Cook Mountain en la Cuenca de Burgos. Finalmente, Flotté *et al.* (2008) propusieron que la falla Río Bravo, reconocida como lineamiento Boquillas del Carmen Sabinas o Falla La Babia por Padilla y Sánchez (1986) y Eguiluz de Antuñano (2001), estuvo activa en el mismo Oligoceno como una falla lateral izquierda que acomodó desplazamientos de 40 a 60 kilómetros en campos de gas de la cuenca de Burgos, así como también debió participar en la generación de pliegues de despegue profundos orientados NW-SE en la cuenca de Sabinas; lo anterior, sugeriría que los pliegues en la cuenca de La Popa podrían ser tan jóvenes como de edad Oligoceno.

14.5.3 Contenido Paleontológico

En la cuenca de La Popa se han preservado una gran cantidad de fósiles de diversos grupos taxonómicos entre los que se encuentran:

- Microfósiles: Micropaleontológicamente se han identificado ejemplares de *Favreina salevensis, Cadosina sp., Pseudocyclammina sp., Rhaxella sorbyana,* placas de equinodermos, ostrácodos, entre otros organismos (Zárate y Aranda, 1982).

Adicionalmente se han encontrado foraminíferos bentónicos que sugirieren una edad del Eoceno. En láminas petrográficas también se han observado corales, gasterópodos pequeños y briozoarios. Los braquiópodos se distribuyen uniformemente a lo largo de los lentiles. Las especies de moluscos se colectaron a partir de bloques presentes en los diapiros de la cuenca de La Popa, los más representativos corresponden a la ostrea *griphea gryphaeid Nanogyra virgula* contenida en una matriz sedimentaria de grano fino y sedimentos carbonatados, donde vivían como "reclinadores", un estilo de vida de enterramiento parcial en el sustrato.

- Invertebrados: Regionalmente han sido reportados (Lawton *et al.*, 2001) numerosos moluscos como *Nanogyra striata, Myophorella sp., Cymatoceras(?) sp., Nanogyra vírgula, Parallelodon montanayensis,* ejemplares de Arctica concaviuscula y amonites como *Perisphinctes (Subdiscosphinctes) sp., Benetticeras sp.,* y *Vinalesphinctes* entre otros. Estas facies están asociadas a biotas de gasterópodos como *Cryptaulacida sp., Nerinea gachupinae,* y *Striactaeonina sp.* En los núcleos de pozos se ha reportado *Ataxioceras* y *Pdoceras sp.* (Zárate y Aranda, 1982; Zell *et al.*, 2015). Otros invertebrados que contribuyen de manera importante a los bancos carbonatados son los braquiópodos. Se han reportado dos especies dominantes de braquiópodos rinconélidos: *Probolarina neoleonensis* y *Probolarina papalotensis.* Estos se han preservados en lentes de calizas del Paleoceno asociadas al diapiro La Popa. Adicionalmente se reporta su gran abundancia en los lentes, por lo que debieron haber tenido un papel relevante en el reciclaje biogeoquímico de carbonatos. De hecho, Vega-Vera y Perrilliat (1995) hicieron el primer reporte de braquiópodos para el Grupo Difunta presumiblemente en un ambiente de efecto de sombra adyacente a un diapiro y que fueron afectados por el influjo sedimentarios dentro de la cuenca. También se han reportado ejemplares de ostras del Eoceno inferior correspondientes a la Formación El Viento de la cuenca de La Popa (Perrilliat y Vega Vera, 2003), particularmente las especies *Turkostrea ventosa* y *Ostrea (Turkostrea) ovata,* además de otras especies del mismo género. El gran tamaño de las conchas es lo más distintivo, pues ambientes similares de depósitos muestran conchas con tamaños mucho menores de ostras, como las que se encuentran en la Formación Adjuntas. Por consiguiente, se ha inferido que el paleoclima

jugó un papel preponderante en el aumento del tamaño (Perrilliat y Vega Vera, 2003). Además, estas ostras fósiles son las más jóvenes en la Cuenca de La Popa, cuya edad corresponde al Eoceno temprano; es decir, del Ypresiano que constituye la primera etapa del Eoceno (Entre 56 y 47.8 Ma).

En lo que respecta al contenido paleontológico del Miembro Lodolita Superior de la Formación Potrerillos, éste se representa por el nautiloideo fósil *Cimomia haltomi* (Aldrich, 1931), tanto en la cuenca de La Popa como en la Cuenca de Parras, en asociación con otros invertebrados preservados en concreciones. Además del gasterópodo *Elimia cf. E. trigemmata* y el bivalvo *Venericardia (Baluchicardia) francescae* (Gardner y Bowles, 1939; Vega Vera y Perrilliat, 1995). Los lentiles de este mismo miembro contienen abundantes moluscos y fragmentos de equinodermos, por lo que representan ambientes marinos someros de submarea adyacentes a los diapiros (Giles y Lawton, 2002). Mientras que en el Diapiro El Papalote las ostras no presentan un intenso transporte o una gran abrasión; además, muchas de ellas aún se encuentran articuladas, por ejemplo, en el diapiro del Cerro la Paz. Los estratos que contienen estas ostras aparentemente están in situ, no muestran signos evidentes de transporte. Esto se infiere por los diferentes tamaños de ostras, muchas de las cuales todavía se encuentran articuladas; es decir, unida la valva superior e inferior por medio de la charnela, y que podrían representar diferentes estados de desarrollo o bien la variación natural en una población de ostras. Muchos bancos de conchas alrededor del mundo han reportado depósitos similares a los paleo-ambientes de *Nanogyra virgula* del Jurásico superior de Francia; es decir, como depósitos de tormenta (Fürsich y Oschmann, 1986). En cabio, los depósitos de El Papalote se interpretan como paleo-ambientes de aguas marinas someras tipo sabkha, con gran influencia de marea.

En cuanto a la paleo-flora o biota vegetal, existen diversos estudios paleobotánicos que reportan la presencia de leguminosas como *Inga* en rocas de La Popa, con una edad aproximada de 50 Ma. Este hallazgo es interesante porque se correlaciona con algunas especies del Oligoceno de Tepexi de Rodríguez, Puebla (Magallón-Puebla y Cevallos-Ferriz, 1994; Calvillo-Canadell y Cevallos-Ferriz, 2002; 2005). De igual forma, se registra la presencia de *Bursera* y algunas leguminosas del Eoceno de La Popa, por lo que se infieren zonas áridas en este

ambiente (Cevallos-Ferriz *et al.*, 2012). Incluso hay un reporte de hojas de Ahuehuetes en la Formación Carroza (Eoceno) como un ejemplo de chaparrales con una edad mayor a los 32 Ma.

14.5.4 Estudios Geofísicos

En el noreste de México existen estructuras geológicas de relevante importancia para la exploración potencial de hidrocarburos. Una de estas estructuras con suficientes estudios geológicos es la Cuenca de la Popa y sus elementos estructurales a su alrededor. Un significante número de estudios han derivado de este particular sitio y es considerado como un sistema petrolero evolucionado y extinto. Grandes aportaciones han sido generadas de los estudios geológicos realizados, no obstante, han sido menor las aportaciones de estudios geofísicos. Se han realizado estudios con métodos potenciales con el objetivo de establecer una correlación de las anomalías producidas por el campo gravimétrico y magnético, con las estructuras y elementos tectónicos de la región. Taméz Ponce, et al (2011) lograron aislar la anomalía de Bouguer y filtrar el campo total para longitudes de onda cortas y largas con el fin de identificar las estructuras circundantes mediante modelado 2.5D. Utilizaron una base de datos de gravedad proporcionada por PEMEX y una base aero-magnética por parte del Servicio Geológico Mexicano, así como un Modelo Digital de Elevaciones obtenido de *The Consortium for Spatial Information* (CGIAR-CSi, 2009). En sus resultados del modelado, ajustan las anomalías de gravedad calculadas, a los valores observados; y mediante una inversión de la anomalía magnética del campo total, identifican las estructuras como diapiros, anticlinales y cuencas adyacentes a la Cuenca de La Popa. Cabe señalar, que obtuvieron buenos resultados en uno de sus perfiles modelados S-N. Sin embargo, el desajuste crece entre las anomalías observadas y calculadas para el perfil S-NE, posiblemente debido a la discontinuidad del trazo, ya que éste presenta un abrupto quiebre, cambiando de orientación S-N, a SW-NE, lo que produciría un sesgo en el ajuste entre las anomalías observadas y calculadas. Una interesante modificación o mejora a este trabajo sería una reproducibilidad de los resultados hacia un modelo tridimensional y/o un aumento de modelado 2.5D para distintos perfiles de la región.

Previo a este trabajo, Hernández Ordoñez *et al.* (2005), mencionan una integración de información de cartografía geológica y procesamiento de datos magnéticos terrestres, para la delimitación de estructuras geológicas de alto potencial de exploración de hidrocarburos. En sus resultados mencionan una alta aceptabilidad y calidad de datos, por lo que se aporta una base de información confiable para la determinación de modelos de estructuras geológicas, en la cuenca de La Popa.

14.6 Consideraciones Económicas

La actividad económica más importante que se realiza en la cuenca de La Popa es la explotación de yeso, esto por parte de la empresa Grupo Yesera Monterrey. El tajo o explotación a cielo abierto lleva por nombre Potrerillos y consiste en yesos del Jurásico, contenido en rocas encajonantes paleógenas, por lo que este depósito está asociado al proceso de halocinesis. El material extraído se utiliza para diversos fines industriales como la construcción, industria alimenticia y esculturas artesanales. El principal cuerpo de yeso explotado corresponde al diapiro El Papalote, el cual se encuentra aflorando y estratigráficamente corresponde a la Formación Minas Viejas u Olvido (Figura 14.13a).

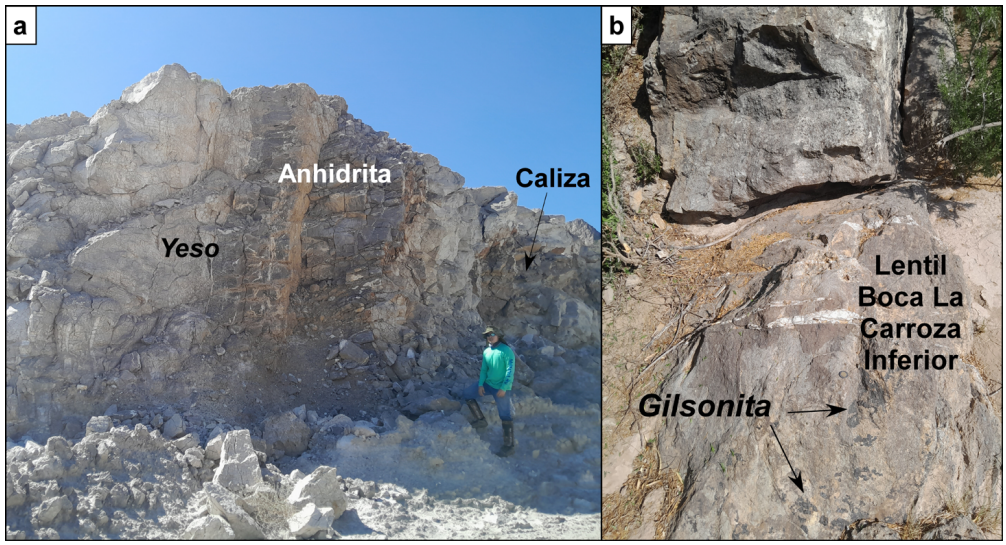


Figura 14.13. a) Afloramiento del Diapiro El Papalote, mostrando yeso como roca huésped de bloques de caliza y anhidrita en el Tajo que explota la empresa Yesera Monterrey, **b**) Afloramiento del Lentil Boca La Carroza Inferior en las proximidades de la zona de la Soldadura, con presencia de Gilsonita que evidencia la migración de hidrocarburos.

En cuanto al tema de los hidrocarburos, en la Cuenca de la Popa no se han identificado acumulaciones comerciales de este tipo de recursos; sin embargo, el estudio y conocimiento de la geometría de su estructura-estratigrafía, así como su tectónica salina, puede ser aplicado a otras provincias petroleras que presenten estructuras salinas análogas en el subsuelo (Warren, 1999). La estructura halocinética conocida como Soldadura de La Popa actuó como barrera evitando la migración lateral, pero a la vez comportándose como conducto vertical, propiciando el flujo de los hidrocarburos (Hudson y Hanson, 2010). Esto ha sido confirmado por análisis geoquímicos en muestras colectadas a lo largo de dicha estructura, así como también por la presencia de coloración, remineralización y rocas impregnadas con hidrocarburos bituminosos (gilsonita) (Figura 14.13b). Hanson (2014) realizó análisis de Reflectancia de Vitrinita (%Ro) para el Miembro Lodolita Inferior de la Formación Potrerillos a ambos lados del diapiro El Gordo, reconociéndose variaciones en la madurez termal de la roca generadora, por lo que concluye que el diapirismo condicionó los procesos diagenéticos.

Otro elemento de importancia económica es el agua subterránea. La cuenca de la Popa aporta agua de uso potable para el Área Metropolitana de Monterrey que alcanza ya una población cercana a los 6 millones de habitantes. El Campo Mina, localizado en la cuenca de La Popa, tiene una superficie de 835 km^2 y representa a una de las siete fuentes de abastecimiento de agua subterránea, este campo pertenece a la subcuenca hidrológica Río Bravo-Río San Juan que a su vez es parte de la cuenca Río Bravo. El campo Mina está integrado por un sistema de pozos profundos que extraen agua del acuífero confinado (acuífero 1908 CNA) definido por calizas arrecifales y de plataforma de las formaciones Cupido y Aurora del Cretácico inferior (Villanueva-Hernández *et al.*, 2019). Los pozos se ubican hacia la parte SE de la cuenca, se localizan entre el flanco NE del braquianticlinal de la Sierra del Fraile y el flanco SW del anticlinal de la Sierra de Minas Viejas. El campo contiene 40 pozos profundos de los cuales 18 son secos y los otros 22 aportan volúmenes de 375 a 600 l/s dependiendo de la temporada de lluvias en la zona (información del período 1986-2017, Plan Hídrico NL 2050).

14.7 Conclusiones

La cuenca de La Popa es una cuenca que inició como un *"pull-apart basin"* que fue rellenada de sedimentos clásticos y carbonatados entre el Jurásico superior y el Cretácico, durante la transgresión marina regional en el NE de México asociada con la apertura del Golfo de México. A partir del Aptiano, procesos halocinéticos generaron una amplia pared de sal con ascenso pasivo en su margen oriental, la cual evolucionó a una soldadura tipo II de casi 25 km de largo, teniendo actividad de ascenso y generación de lentiles hasta el Paleoceno. Entre el Maastrichtiano y el Paleoceno, dos diapiros pasivos, El Papalote y El Gordo, se desarrollaron sumando a una amplia variación de facies y desarrollo de lentiles en los miembros lodolíticos de la Formación Potrerillos del Grupo Difunta. El acortamiento regional asociado al Orógeno Mexicano alcanzó a la cuenca con la generación de dos fases de desarrollo de pliegues de despegue, la más antigua inició en el Maastrichtiano y estos se despegaron desde un nivel estructural somero, en lutitas del Cretácico Superior de la Formación Parras; la segunda generación y más joven, generó pliegues de mucho mayor relieve estructural debido a que el despegue fue profundo en las evaporitas del Jurásico Superior de la Formación Minas Viejas-Olvido. La interacción de estructuras asociadas a tectónica salina y relacionadas con interacción entre placas, generó la exposición de variaciones estratigráficas y estructurales extraordinarias que representan un laboratorio natural para la comprensión de sistemas petroleros complejos que albergan grandes volúmenes de hidrocarburos en el mundo.

14.7.1 Agradecimientos

Para la elaboración de este capítulo, se agradece el apoyo financiero del proyecto Conahcyt-2023-CF-2439.

14.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. Esta cuenca sedimentaría corresponde a la única cuenca de antepaís del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano que experimentó tectónica salina durante su relleno y deformación en el Cretácico-Eoceno.

   a) Cuenca de Burgos
   b) Cuenca Tampico-Misantla
   c) Cuenca de Parras
   d) Cuenca de La Popa

2. ¿La ocurrencia de lentes o lentiles carbonatados asociados a diapiros y paredes de sal, así como cuñas bioclásticas que desaparecen hacia afuera de los diapiros indica?

   a) Diapirismo activo
   b) Diapirismo pasivo
   c) Diapirismo reactivo
   d) Diapirismo latente

3. Corresponde al piso del Cretácico en el cual se ha documentado que inició el emplazamiento vertical de sal en la cuenca de La Popa

   a) Campaniano
   b) Albiano
   c) Turoniano
   d) Aptiano

4. ¿Desde qué formación o unidad litológica se despegan los pliegues regionales orientados W-E que la cuenca de La Popa comparte con la cuenca de Parras?

   a) Formación La Peña
   b) Formación Parras
   c) Formación Agua Nueva
   d) Formación La Peña

5. Es la formación desde la cual ascendió la sal que formó a los diapiros El Gordo, El Papalote y la pared de sal que formó la soldadura de La Popa

   a) Formación Acatita
   b) Formación Minas Viejas-Olvido
   c) Formación Guaxcamá
   d) Formación La Virgen

6. Son las formaciones más antigua y joven, respectivamente, del Grupo Difunta en la Cuenca de La Popa

   a) Potrerillos y Carroza
   b) El Muerto y Adjuntas
   c) Potrerillos y Viento
   d) El Muerto y Carroza

7. Tipo de soldadura formada por la evacuación de la pared de sal en la cuenca de La Popa.

   a) Tipo I
   b) Tipo II
   c) Tipo III
   d) Tipo IV

8. En qué miembros de la Formación Potrerillos se desarrollaron los lentiles del Diapiro El Papalote, El Gordo, San José y La Popa

   a) Miembros Lodolíticos
   b) Miembros Limolíticos
   c) Miembros Arenosos
   d) Miembros Calcáreos

9. Las variaciones estratigráficas y estructurales presentes en la cuenca de La Popa son empleadas como análogos para la exploración de:

a) Acuíferos profundos
b) Yacimientos Metálicos
c) Hidrocarburos
d) Yacimientos geotérmicos

10. Es el nombre del lentil o lente calcáreo más delgado y antiguo reconocido en la cuenca de La Popa

a) El Gordo Inferior
b) San José
c) El Toro Inferior
d) Boca la Carroza Inferior

11. Corresponde a la unidad marina clástica más antigua presente entre los lentiles Boca La Carroza Superior y Boca la Carroza Inferior

a) Formación Indidura
b) Formación La Casita
c) Formación La Peña
d) Formación Parras

12. Es el diapiro de la cuenca de La Popa que desarrolló más lentiles o lentes calcáreos llevándolos hasta una posición estructural invertida durante su expansión.

a) Diapiro El Papalote
b) Diapiro San José
c) Diapiro El Gordo
d) Diapiro La Popa

13. Es la formación más potente del Grupo Difunta que alcanza hasta 2300 metros de espesor.

a) Formación Viento
b) Formación Carroza
c) Formación El Muerto
d) Formación Potrerillos

14. Es el nivel estratigráfico de la Formación Potrerillos que contiene el límite K/Pg (Cretácico-Paleógeno)

a) Miembro de Arenisca Cuchilla
b) Miembro de Arenisca Delgado
c) Miembro Superior de Lodolita
d) Miembro Inferior de Limolita

15. Los lentiles o lentes se caracterizan por presentar:

a) Matriz arcillosa
b) Matriz calcárea
c) Matriz arenosa
d) Matriz limosa

16. La Gilsonita o asfaltita es un hidrocarburo de origen natural fósil sólido que pertenece al grupo de los asfaltos bituminosos, ¿En cuál de los lentiles de la cuenca de La Popa ha sido reportada su presencia?

a) Lentil El Gordo Superior
b) Lentil San José
c) Lentil La Popa
d) Lentil Boca La Carroza Inferior

17. Es la Formación del Grupo Difunta en la que se han reportado ambiente de estuario:

a) Formación El Muerto
b) Formación Adjuntas
c) Formación Viento
d) Formación Potrerillos

18. Las minicuencas o minibasins en las cuencas salinas son generadas por:

a) Evacuación de sal del subsuelo
b) Relleno de sedimentos clásticos
c) Empuje de sal
d) Esfuerzos tectónicos regionales

19. Es la longitud aproximada de la soldadura de La Popa en la cuenca de La Popa en el NE de México.

a) 45 kilómetros
b) 5 Kilómetros
c) 25 kilómetros
d) 75 kilómetros

20. Cómo fue inicialmente interpretada la soldadura de La Popa por McBride *et al.* (1974) y Laudon (1984).

a) Falla Normal
b) Discordancia
c) Falla Lateral
d) Falla inversa

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	d)	6.	d)	11.	c)	16.	d)
2.	b)	7.	b)	12.	a)	17.	b)
3.	d)	8.	a)	13.	d)	18.	a)
4.	b)	9.	c)	14.	b)	19.	c)
5.	b)	10.	d)	15.	b)	20.	d)

14.9 Bibliografía

Aldrich, T.H. (1931). Description of a Few Alabama Eocene Species and Remarks on Varieties: Geological Survey of Alabama, Museum Paper 12, 6-7.

Aschoff, J. L. (2002). Sequence Stratigraphic Framework of a Shelfal Siliciclastic Succession in an Upper Cretaceous-Lower Tertiary Salt Diapir Influenced Basin, La Popa Basin, Northeastern Mexico. In AAPG Annual Meeting 2002.

Baker, R.A. III. (1970). Stratigraphy and sedimentology of the Cañon del Tule Formation (Upper Cretaceous, Parras Basin, Northeastern Mexico: Austin, Texas, U. S. A., The University of Texas at Austin, Ph. D. Thesis, 322 p.

Buck, B. J., T. F. Lawton, D. Merkler, R. A. Howley, S. Khtesat, Z. Rawajfih, B. Waidmann, and A. Hanson. (2003). Snowballs in the Devil's Anus and other adventures in the world of pedogenic sulfates: GSA Abstracts with Programs, v. 35, p. 257.

Calvillo-Canadell, L., & Cevallos-Ferriz, S. R. (2002). Bauhcis moranii gen. et sp. nov. (Cercideae, Caesalpinieae), an Oligocene plant from Tepexi de Rodríguez, Puebla, Mex., with leaf architecture similar to Bauhinia and Cercis. Review of Palaeobotany and Palynology, 122, 171-184.

Calvillo-Canadell, L., & Cevallos-Ferriz, S. R. (2005). Diverse Assemblage of Eocene and Oligocene Leguminosae from Mexico. International Journal of Plant Sciences, 166, 671- 692.

Cantú–Chapa, A. (2001). Mexico as the Western margin of Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Doger Juras–sic, en Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú–Chapa, A. (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 1–27.

Cevallos-Ferriz, S. R. S., González-Torres, E. A., Calvillo-Canadell, L. (2012). Perspectiva paleobotánica y geológica de la biodiversidad en México: Acta Botánica Mexicana, 100, 317-350.

Chávez Cabello, G. (2005). Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Ph.D. Thesis, 226 pp.

Consortium for Spatial Information, Consultative Group for International Agriculture Research (CGIAR-CSI), 2009, NASA Shuttle Radar Topographic Mission, United States Geological Survey, disponible en <http://www.csi.cgiar.org>, consultado 15 de enero de 2010.

Cross, G. E. (2012). Evaporite deformation in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: Décollement kinematics in an evaporite-detached thin-skinned fold belt: PhD Dissertation, University of Texas Austin, TX, 575 p.

Dickinson, W. R., and Lawton, T. F. (2001): Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of American Bulletin, v. 113, n. 9, p. 1142-1160.

Druke, D., and K. A. Giles. (2004). The effects of halokinesis and orogenesis on carbonate platform development: The Upper Cretaceous San Jose Lentil, La Popa Basin, Mexico: AAPG 2004 Annual Convention Abstracts, v. 13, p. A37.

Eguiluz de Antuñano, S. (2001). Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México, in Bartolini, C., Buffler, R. T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Awtonssociation of Petroleum Geologists Memoir, 75, 241-270, https://doi.org/10.1306/M75768C10.

Fitz Díaz, E., Lawton, T.M., Juárez-Arriaga, E., Chávez Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: Earth-Science Reviews, 183, 56-84, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002.

Flotté, N., Martínez, J., Rangin, C., Husson, L., Tardy, M., Le Pichon, X. (2008). "The Río Bravo fault, a major late Eocene-Oligocene left-lateral shear zone." Bulletin de la Societé Géologique de France, 179(2), 147-160.

Fondo de Agua Metropolitano de Monterrey. (2016). Plan hídrico Nuevo León 2050. Monterrey: FAMM.

Fürsich, F.T. and Oschmann, W. (1986). Storm shell beds of Nanogyra virgula in the upper Jurassic of France: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontontologie, Abhandlungen, 172, l41-161.

Gardner J.A. and Bowles E. (1939). The Venericardia planicosta group in the Gulf Province. United States Geological Survey, Professional Paper. 1939;189-F:143–215.

Garrison, J. M. (1998). Implications of allochthogenic meta-igneous and carbonate blocks in El Papalote diapir, La Popa Basin, Nuevo León, Mexico: Master's thesis, New Mexico State University, Las Cruces,144 p.

Garrison, J. M., and N. J. McMillan. (1999). Evidence for Jurassic continental *rift* magmatism in northeast Mexico: Allogenic metaigneous blocks in El Papalote diapir, La Popa Basin, Nuevo León, Mexico, in C. Bartolini, J. L. Wilson, and T. F. Lawton, eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: GSA Special Paper 340, p. 319-332.

Giles, K. A., and T. F. Lawton. (1999). Attributes and evolution of an exhumed salt weld, La Popa basin, northeastern Mexico: Geology, v. 27, p. 323–326.

Giles, K. A., and T. F. Lawton. (2002). Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to El Papalote diapir, La Popa Basin, northeastern Mexico: AAPG Bulletin, v. 86, p. 823–841.

Goldhammer, R. K., and Johnson, C. A., (2001): Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of México rim, in: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 45-81.

Google LLC. (2024). Google Earth (Versión 9.3*) [Software]. https://www.google.com/earth/.

Gray, G.G., Eguiluz de Antuñano S., Chuchla, R.J. and Yurewicz, D.A. (1997). Structural evolution of the Saltillo-Monterrey corridor, Sierra Madre Oriental: Applications to exploration challenges in -fold thrust belts – a field guide book – privately published: 20p.

Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J. (2001) Thermal and chronological record of syn- to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. In: Bartolini C, Buffler, RT, Cantu Chapa A (eds) The Western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems, vol 75. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, Tulsa, Oklahoma, pp 159–181.

Gray, G. G., & Lawton, T. F. (2008). Evidence for basement type distribution from zircon U/Pb age spectra from Jurassic and Cretaceous sandstones, greater Monterrey area, Mexico (resumen). In Geological Society of America Annual Meeting, Houston, Texas: Geological Society of America, Abstracts with Programs (Vol. 40, No. 6, p. 199).

Gray, G.G., and T.F. Lawton. (2011). New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation

in the Parras and La Popa basins, NE Mexico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 63, no. 2, pp. 333–343.

Guzmán, E. J., and Z. de Cserna (1963). Tectonic history of Mexico, in O. E. Childs, and B. W. Beebe, eds., Backbone of the Americas—tectonic history from pole to pole: AAPG Memoir 2, p. 113-129.

Hanson, A.D. (2014). A surprising asymmetric paleothermal anomaly around El Gordo diapir, La Popa Basin, Mexico: AAPG Bulletin, v. 98, no. 2, pp. 213–226 DOI:10.1306/06171312226.

Hernández Ordóñez, R., Nava Flores, M., Lora de la Fuente, C., Pérez Aldana, A., Hernández Quintero, E. y Cifuentes Nava, G., 2005. Resultados preliminares del estudio magnético en la Cuenca de la Popa. Libro de resúmenes, Unión Geofísica Mexicana, GEOS, V. 25, No. 1, noviembre, 2005, p 19.

Jackson, M.P.A. and Hudec, M.R. (2017). Salt Tectonics: Principles and Practice. Cambridge University Press. 497 p.

Hudson, S. M., Hanson, A. D. (2010). Thermal maturation and hydrocarbon migration within La Popa Basin, northeastern Mexico, with implications for other salt structures. AAPG Bulletin, 94 (3): pp. 273–291. https://doi.org/10.1306/07130907012.

Hunnicutt, L. A. (1998). Tectonographic interpretation of Upper Cretaceous to lower Tertiary limestone lentils within the Potrerillos Formation surrounding El Papalote diapir, La Popa Basin, Nuevo Leon, Mexico: M.S. thesis, New Mexico State University, Las Cruces, 181 p.

Imlay, R. W. (1937). Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 48, p. 587-630.

Jackson, M. P., & Hudec, M. R. (2017). Salt tectonics: Principles and Practice. Cambridge University Press.

Laudon, R.C. (1975). Stratigraphy and Petrology of the Difunta Group, La Popa and Eastern Parras basins, northeastern Mexico: Ph D. Thesis, The University of Texas at Austin, p. 294.

Laudon, R.C. (1984). Evaporite diapirs in the La Popa basin, Nuevo León, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 95, 1219-1225.

Laudon, R. C. (1996). Salt dome growth, thrust fault growth, and syndeformational stratigraphy, La Popa Basin, northern Mexico: Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 46, p. 219-228.

Lawton, T. F. (2008). Tectonic Development of Northeastern Mexico from Late Middle Jurassic through Miocene Time. In 2008 Joint Meeting of The Geological Society of America, Soil Science Society of America, American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, Gulf Coast Association of Geological Societies with the Gulf Coast Section of SEPM.

Lawton, T. F., F. J. Vega Vera, K. A. Giles, and C. Rosales-Domínguez. (2001). Stratigraphy and origin of the La Popa Basin, Nuevo León and Coahuila, Mexico, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75, p. 219-240.

Lawton, T.F., Giles, K. A., and Rowan, M. G. (2021). La Popa Basin, Nuevo León and Coahila, Mexico: Halokinetic Sequences and Diapiric Structural Kinematics in the Field, Springer Geology Field Guides, https://doi.org/10.1007/978-3-030-79397-5, 98 p.

Longoria, J. F., D. M. Clowes, and R. Monreal. (1999). The type Mesozoic succession of northern Mexico: Cañon La Casita, in C. Bartolini, J. L. Wilson, and T. F. Lawton, eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, p. 287-318.

Longoria, J.F., y Dávila, V.M. (1979). Estratigrafía y microfacies del Cerro de La Silla, SE de Monterrey. Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, 2(1), 65-95.

Magallón Puebla, S. y S.R.S. Cevallos-Ferriz. (1994). Fossil legume pods from Tertiary strata of Tepexi de Rodríguez, Puebla, Mexico. Can. Jour. Bot. 72:1027-1038

Mercer, D. A., and K. A. Giles. (2000). The influence of passive salt diapiric rise on Upper Cretaceous to lower Paleogene carbonate deposition, Potrerillos Fm., La Popa Basin, Nuevo Leon, Mexico: AAPG Annual Convention 2000 Official Program, v. 9, p. A97.

McBride, E. F., A. E. Weidie, and J. A. Wolleben. (1973). Deltaic and associated facies of Difunta Group (Late Cretaceous to Paleocene), Parras and La Popa Basins, Coahuila and Nuevo León, Mexico: Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 23, p. 37-40.

McBride, E. F., A. E. Weidie, J.A. Wolleben, and R. C. Laudon. (1974). Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa Basins, northeastern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 1603–1622, doi:10.1130/0016-7606(1974)85<1603:SASOTP>2.0.CO;2.

McBride, E. F., A. L. Weidie Jr., and J. A. Wolleben. (1975). Deltaic and associated deposits of Difunta

Group (Late Cretaceous to Paleocene), Parras and La Popa Basins, northeastern Mexico, in: M. L. S. Broussard, ed., Deltas: Houston, Houston Geological Society, p. 485–522.

McBride, E.F. (1962). Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians. Journal of Sedimentary Research. 32 (1): 39–91. https://doi.org/10.1306/74D70C45-2B21-11D7-8648000102C1865D.

Murray, G. E., A. E. Weidie Jr., D. R. Boyd, R. H. Forde, and P. D. Lewis Jr. (1962). Formational subdivisions of the Difunta Group, Parras Basin, Coahuila and Nuevo León, Mexico: AAPG Bulletin, v. 46, p. 374-383.

Perrilliat, M.C. and Vega Vera, F.J. (2003). Lower Eocene large ostreids from The Viento Formation; a stratigraphic and paleoecologic contribution to La Popa basin, Nuevo León, Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79: 419-426.

Rowan, M.G., Lawton, T.F., Giles, K.A. & Ratliff, R.A. (2003). Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico: A general model for passive diapirism. -AAPG Bulletin, 87 (5): 733-756.

Shelley, D. C. (2001). Sedimentology, stratigraphy, and petrology of the Paleocene Upper Sandstone Member of the Potrerillos Formation, La Popa Basin, Mexico: Master's thesis, New Mexico State University, Las Cruces, 228 p.

Shin, T.A. and Kernen, R. A. (2023). Introduction to Salt Basins Special Issue Volume 1: Diapirism, deformation, dating, and exploration in honor of Bruno Vendeville and all the unsung heroes. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 107, No. 1 (January 2023), P. 1-5. DOI: 10.1306/bltnintro12062022

Tamez Ponce, A. (2015). Modelación geofísica con métodos potenciales en un ambiente geológico multicapa de densidades inversas, aplicado a la cuenca de la Popa, NE de México. Tesis de Doctorado: Universidad Autónoma de Nuevo León, 148 p.

Vega Vera, F. J., and Perrilliat, M. C. (1989). On a new species of Venericardia from the lower Eocene in northeastern Mexico (Difunta Group): New Orleans: Tulane University, Tulane Studies in Geology and Paleontology, v. 22, p. 101-106.

Vega Vera, F. J., y Perrilliat, M. C. (1990). Moluscos del Maastrichtiano de la Sierra el Antrisco, estado de Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México, Paleontología Mexicana Número 55, 65 p.

Vega Vera, F. J., and Perrilliat M. C. (1995). On some Paleocene invertebrates from the Potrerillos Formation (Difunta Group), northeastern Mexico: Journal of Paleontology, v. 69, p. 862–869.

Vega Vera, F. J., L. M. Mitre-Salazar, and E. Martínez-Hernández. (1989). Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Grupo Difunta (Cretácico Superior-Terciario) en el noreste de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista, v. 8, p. 179– 187.

Villanueva-Hernández, H., Tovar-Cabañas, R., & Vargas-Castilleja, R. (2019). Tipificación de los acuíferos del campo Mina, Nuevo León, utilizando sistemas de información geográfica. Tecnología y Ciencias del Agua, 10(3), 96-123. Epub 21 de abril de 2021.https://doi.org/10.24850/j-tyca-2019-03-05.

Warren, J. (1999). Evaporites: Their Evolution and Economics: Oxford, Inglaterra, Blackwell Science, 438 p.

Weidie, A. E. Jr. (1961). The stratigraphy and structure of the Parras Basin, Coahuila and Nuevo León, Mexico: Ph.D. dissertation, Louisiana State University, Baton Rouge, 73 p.

Weidie, A. E., and G. E. Murray. (1967). Geology of Parras Basin and adjacent areas of northeastern Mexico: AAPG Bulletin, v. 51, p. 678-695.

Weislogel AL, Lawton TF (2000) Facies assemblages of the tidally-influenced deltaic system of the Maastrichtian Muerto Formation, La Popa basin, Mexico: an analogue for the Gulf of Mexico subsurface. Trans Gulf Coast Assoc Geol Soc 50:669–678.

Willis, J.J., Lock, B.E., Ruberg, D.A. & Cornell, K.C. (2001). Field examination of exposed evaporite-related structures, United States and Mexico; relations to subsurface Gulf of Mexico examples. En Roberts, M.T., Barrett, M.L. & Czerniakowski, L. (Eds.), GCAGS/GSSSEPM transactions of the 51st annual convention; Odyssey to success, 100 years of Gulf Coast oil and gas 1901-2001. Transactions - Gulf Coast Association of Geological, 51, 399-408.

Zárate, M. P. J., Aranda, G. M. (1982). Estudio Estratigráfico - sedimentario del Jurásico Superior Prospecto Concepción del Oro (Etapa 1). PEMEX.

Zell, P., Crame, J.A., Stinnesbeck, W., Beckmann, S. (2015). The bivalve Anopaea (Inoceramidae) from the Upper Jurassic–lowermost Cretaceous of Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 60, 92-103.

15 Plataforma Cupido

Elizabeth Chacón Baca, Felipe Torres de la Cruz, Alejandra Gutiérrez Alejandro, César Francisco Ramírez Peña, Rosanna Lucia Caira y Gabriel Chávez Cabello

Sumario

15.1. Resumen
15.2. Abstract
15.3. Introducción
15.4. Generalidades
15.4.1. La Plataforma Cupido
15.4.2. Evolución Geológica
15.4.3. Contenido paleontológico
15.4.4. Consideraciones Generales
15.5. Conclusiones
15.5.1. Agradecimientos
15.6. Autoevaluación
15.7. Bibliografía

15.1 Resumen

La Plataforma Cupido representa una extensa plataforma carbonatada que se depositó tras la fragmentación de Pangea, como consecuencia de la apertura del Golfo de México, bajo las condiciones tectónicas y climáticas que prevalecieron durante el Cretácico temprano. Aunque inicialmente se caracterizó como Arrecife Cupido, los estudios más recientes sugieren que tuvo una gran extensión territorial donde se generaron diversos subambientes que abarcan desde áreas de intensa evaporación, ambientes influenciados por la marea, lagunar y arrecifal. La Formación Cupido, principal constituyente de esta plataforma, se expone ampliamente en el noreste de México. La parte basal de Cupido representa un perfil de rampa carbonatada que presenta facies arrecifales que progradan y agradan en dirección hacia la cuenca. A lo largo de esta evolución sedimentaria se desarrollaron diversas facies que serán exploradas en este capítulo. El depósito de los sedimentos de la Plataforma Cupido terminó tras un período de exposición subaérea caracterizado por la presencia de una brecha de colapso, seguida por una sucesión de carbonatos de la unidad Cupidito, últimos depósitos de la Plataforma Cupido, pues la producción de carbonatos se suprimió por un evento de ahogamiento de plataformas cuyo máximo exponente de la región es la Formación La Peña. Este capítulo revisa las generalidades de la Plataforma Cupido y su evolución temporal a través del análisis de su estratigrafía y evolución geológica, así como su contenido paleontológico a través de la descripción de localidades representativas. Entre las localidades más importantes de esta formación se encuentran Potrero Chico (PCH), Potrero de García (PGr), La Huasteca (LH), La Muralla (LM) y Puerto México (PM). Los resultados preliminares del estudio de estas localidades, que han sido reportadas por trabajos de tesis e investigaciones del equipo de Modelado de Sistemas Terrestres (CA-243 de la UANL desde 2009 a la fecha, sugieren la existencia de facies arrecifales progradantes hacia la cuenca enmarcados por el desarrollo de carbonatos perimareales.

15.2 Abstract

The Cupido Platform is an extensive carbonate platform that was deposited following the fragmentation of Pangea and the opening of the Gulf of Mexico,

influenced by tectonic, paleogeographic, and climatic conditions during the early Cretaceous. Although Cupido was initially characterized as a reef, more recent studies suggest that it covered a vast area with diverse sub-environments, ranging from intense evaporation zones and tidal-influenced settings to reef core and sand shoal margin facies. The Cupido Formation is the main component of the Cupido Platform and is widely exposed in northeastern Mexico. The lower deposits of Cupido developed on a ramp-like platform, but they contain some reef facies near the base that rapidly prograded and aggraded toward the basin. Throughout its sedimentary evolution, the Cupido Platform developed several facies, which will be addressed in this chapter. The deposition of sediments within the platform was interrupted by the development of a sequence boundary, marked by the establishment of a collapse breccia system during a subaerial exposure stage (Cupidito unit), which preceded the drowning event associated with the La Peña Formation. This chapter reviews the general characteristics of the geological evolution, structural features, sedimentology, and paleontological content of the Early Cretaceous Cupido Platform, describing representative localities. Among these localities are Potrero Chico (PCH), Potrero de García (PGr), La Huasteca (LH), La Muralla (LM), and Puerto México (PM). Preliminary results from the study of these locations, has been reported by the Modelado de Sistemas Terrestres (CA-243), UANL team since 2009, indicate that the Cupido Platform reflects the progradation and aggradation of reefal facies, accompanied by peritidal carbonates.

15.3 Introducción

A nivel global el Cretácico Inferior se caracterizó por una alta actividad tectónica y volcánica que introdujo CO_2 a la atmósfera, a tal grado que se estima que las temperaturas globales se incrementaron hasta los 42°C en latitudes tropicales (Bice *et al.*, 2003; Haq, 2014; Hay, 2017). En México, esto promovió la formación de una plataforma carbonatada masiva, con ciclos eustáticos de alta frecuencia y baja amplitud generados durante una regresión marina generalizada que expuso la plataforma a erosión subaérea (Conklin y Moore, 1977; Wilson y Pialli, 1977; Lehmann *et al.*, 1998; Lehmann *et al.*, 1999). La formación de esta plataforma ocurrió durante el intervalo Barremiano-Albiano, bordeando

el recién formado Golfo de México hacia el este y el Bloque de Coahuila hacia el oeste, dichas plataformas estuvieron compuestas por carbonatos perimareales (Lehmann *et al.*, 1999). Las calizas de la Formación Cupido representan un ejemplo muy claro de carbonatos de plataforma, donde las fluctuaciones del nivel del mar en facies sedimentarias de supra, inter y submarea han quedado grabadas en el registro geológico, siendo estos especialmente abundantes a nivel mundial (Joachimski, 1994; Ferreri *et al.*, 2004; Strasser, 2007; D´ Argenio *et al.*, 2008; Sena *et al.*, 2014). Así, los mares epicontinentales del Cretácico Inferior dieron lugar al desarrollo de extensas plataformas carbonatadas que en el noreste de México están representadas por la plataforma Cupido, cuyo tamaño permitió el desarrollo de muchos ambientes de depósito. Es decir, ambientes y subambientes que incluyen desde zonas de sabka (Formación La Virgen) facies perimareales y arrecifales (Formación Cupido) y facies de cuenca (Formación Tamaulipas Inferior).

La Formación Cupido, como máximo representante de la plataforma Cupido, tiene su localidad tipo en el Cañón Mimbre, al sureste de Torreón en el estado de Coahuila. Cuando la Formación Cupido no se encuentra erosionada es frecuente observarla coronando las crestas de los anticlinales de la parte norte de la Sierra Madre Oriental (Padilla y Sánchez, 1985). En Nuevo León esta formación aflora en muchas regiones mostrando espesores muy variables y particularidades locales en cuanto a las biofacies puesto que se reconoce como una de las más fosilíferas de la región.

15.4 Generalidades

La Sierra Madre Oriental (SMO) es una cordillera ubicada en el este de México, que corre en dirección noroeste-sureste. Junto con la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre del Sur, constituye una de los más importantes y distintivos rasgos orográficos de México. También forma parte de la Cordillera Americana, una gran cadena de varias cordilleras que se extiende por toda América hasta la Antártida. Esta provincia fisiográfica que representa la cadena montañosa más elevada del noreste mexicano tiene una longitud que alcanza más de 1,000 kilómetros, una amplitud entre los 80 y 200 km y un promedio de altura de 2,200

msnm (Chávez-Cabello, 2019). Este relieve montañoso separa una amplia meseta elevada, al oeste, de la Planicie Costera del Golfo de México, al este. Geográficamente, la SMO se extiende desde Parral, Chihuahua, hasta Zongolica, Veracruz, mientras que en sus extremos noroeste y sureste está cubierta por derrames volcánicos y rocas piroclásticas del Cenozoico del Cinturón Volcánico Transmexicano. La SMO está compuesta principalmente de rocas sedimentarias marinas evaporíticas, clásticas y calcáreas con edades que abarcan desde el Jurásico medio hasta el Paleógeno (Figura 15.1). La secuencia marina cubre a rocas metamórficas del Precámbrico y Paleozoico, así como a rocas volcanoplutónicas de los arcos Permo-Triásico y Nazas del Jurásico, desarrollados en el oriente y centro de México; así como a rocas clásticas de origen continental del conocido Grupo Huizachal del Triásico-Jurásico Inferior en el oriente del país (Fischer y Jackson, 1999; Chávez-Cabello *et al.*, 2011). En este sentido, la Sierra Madre Oriental es un anticlinorio cuyas crestas se componen principalmente por las calizas de la Formación Cupido, siendo estas una de las rocas más competentes de la columna estratigráfica del Noreste de México (Fischer y Jackson, 1999).

La Formación Cupido fue descrita por primera vez en la Sierra de Parras como una secuencia de calizas gruesas, medianas y delgadas con predominancia de capas medianas que contienen concreciones de pirita y pedernal (Imlay, 1937, 1940; Lehmann *et al.*, 1998). Sin embargo, se considera que una de las localidades más completas y representativas de la Formación Cupido aflora en el Parque Estatal La Huasteca, que se ubica en el municipio de Santa Catarina, N.L., particularmente en el flanco sur del anticlinal de Los Muertos (25°36’59”N 100°27’39”E). Otra localidad importante se ubica en los alrededores de las Grutas de García (Sierra del Fraile) o bien en el cañón de Bustamante, ambas igualmente en el estado de Nuevo León. Mucho menos conocida es la localidad que aflora en el flanco sur de un anticlinal en la localidad Puerto México, Galeana, la cual fue propuesta como una buena área de estudio por un profesor de la Facultad de Ciencias de la Tierra/UANL en 2008, el Dr. Jehns Steffan y cuya vía de acceso principal es a través de la carretera federal número 57 (25°11’15”N 100°42’37”E) a la altura del km 200. La cordillera de la SMO, que corre en dirección, junto con la Sierra Madre del Sur constituyen uno de los más importantes y distintivos rasgos orográficos de México (Kleist *et al.,* 1984) y entre esta, las calizas de la Plataforma Cupido.

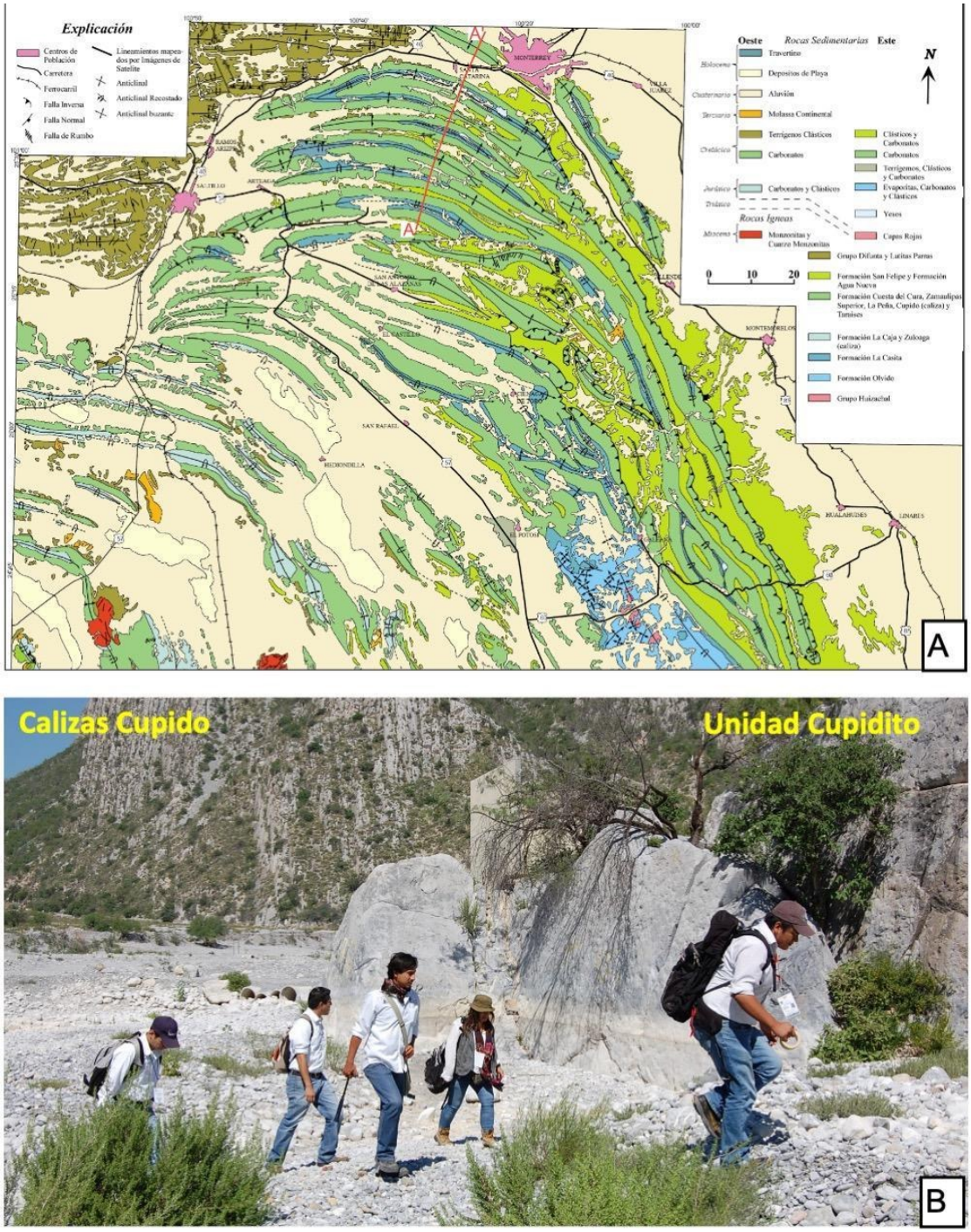


Figura 15.1. (**A**) Ubicación de la Formación Cupido (tomado de Torres de la Cruz, 2019). (**B**) Afloramiento típico de la plataforma Cupido en la Huasteca, N.L., dentro del anticlinal de Los Muertos.

La mayoría de los estudios previos sobre la Formación Cupido están contenidos en reportes, informes privados y tesis, de las cuales sólo un pequeño porcentaje ha sido publicado. Entre los estudios más importantes relacionados con la Formación Cupido están los realizados por Imlay (1936, 1937, 1938, 1940), el cual definió 300 m de calizas grises que afloran en el Cañón del Mimbre, en la parte media de la Sierra de Parras. Posteriormente, Ekdale *et al.* (1976) realizó un análisis numérico de láminas delgadas, y definiendo ocho grupos de acuerdo con criterios petrográficos, y ubicó dentro de éstos a los estromatolitos algales en el Cañón de Arteaga, Coahuila. Conklin y Moore (1977) dividieron la Formación Cupido presentando seis unidades (A, B, C, D, E, F) desde la base hasta el techo mientras que Wilson y Pialli (1977) introducen el término Cupidito para referirse a la parte superior de la Formación Cupido o unidad F de Conklin y Moore (1977). Sin embargo, Zwanzinger (1978) realizó una investigación sobre La Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido en donde menciona los términos formacionales en función de su ambiente de depósito propuesto por él y por García (1971) para esta formación, siendo los siguientes: la Formación Cupido en zona de plataforma, arrecife Cupido con bancos arrecifales y a la Formación Tamaulipas Inferior como la zona de cuenca. En 1984, Kleist y colaboradores, realizaron un estudio paleomagnético en las calizas de la Formación Cupido, destacando evidencias de una rotación local no asociada a la Orogenia Laramide en el NE de México en la Sierra Madre Oriental entre Saltillo, Coahuila y Monterrey, Nuevo León. Fue hasta 1993 que Wilson y Ward trabajaron sobre las plataformas carbonatadas del Cretácico Temprano, enfocándose básicamente en la Formación Cupido. Lehmann *et al.* (1998, 1999 y 2000) describieron tres paleoambientes para esta formación además de la evolución geológica de Cupido basado en análisis geoquímicos y estratigráficos, por lo que pudo correlacionar las plataformas del NE de México con las plataformas de Texas. Murillo-Muñeton y Dorobek (2003) describieron 4 tipos de montículos de lodo o mud mounds en El Cañón Bustamante y la evolución de la rampa de la plataforma Cupido en el Cretácico Inferior. El trabajo presentado por Barragán-Manzo y Díaz-Otero (2004) utilizó relaciones faunísticas, sedimentarias y micropaleontológicas, mediante análisis de microfacies en un afloramiento sobre el techo de la Formación Cupido en el estado de Durango proponiendo una edad Berramiano-Albiano. Guzzy-Arredondo *et al.* (2007) presentó los resultados de un estudio integrado de un proceso de dolomitización en el Cañón de Bustamante y reportó por primera vez en la zona dolomita de alta temperatura en la Formación Cupido.

Leal-Resendez (2009) realizó un análisis de microfacies y geoquímico en la parte superior de la Formación Cupido en Potrero Chico, Hidalgo, Nuevo León, describiendo depósitos propios de plataforma carbonatada y algunos microfósiles. Caballero-Ramírez (2010) mediante análisis de isotopos estables de δ18O y δ13C, realizó un análisis paleoambiental de los últimos 55 m de la unidad Cupidito en Potrero Chico, Hidalgo Nuevo León. Torres de la Cruz (2011) realizó un análisis de microfacies en la Formación Cupido en la localidad Puerto México, Galeana, Nuevo León, en los cuales incluyó corales fósiles, travertinos con abundantes bacterias fósiles, conchas de bivalvos Chondrodontes y Rudistas (Toucasia y Amphitriscoelus los géneros más comunes), algas calcáreas, foraminíferos bentónicos y gasterópodos, entre otros, determinando micro y macrofacialmente la facies arrecifal. Posteriores estudios documentaron que en estas localidad la Formación Cupido presenta facies arrecifales que guardan una tendencia a subir en el registro estratigráfico de esta formación, ubicándose así en la parte baja en localidades que se encuentran cerca del Bloque de Coahuila y en la parte alta en localidades alejadas hacia el este del Bloque de Coahuila, registrando así una progradación de la facies arrecifal de esta formación (Torres de la Cruz, 2011, 2014, 2019; Torres de la Cruz *et al.*, 2021). De hecho, Cupidito, la unidad que representa la parte alta de la Formación Cupido, muestra una gran abundancia de texturas tipo mudstone, foraminíferos plantónicos, y facies discretas que evidencian el desarrollo de tapetes microbianos fósiles, bioturbación y estromatolitos como una antesala de lo que se interpreta como un evento transgresivo (Lehmann *et al.*, 2000; Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001; Caballero-Ramírez, 2010; Núñez-Useche y Barragán, 2012).

15.4.1 La Plataforma Cupido

La Formación Cupido forma parte de una extensa plataforma carbonatada en el noreste de México depositada en el Cretácico inferior desde el Hauteriviano (136.4 ±2.0 a 130.0 ±1.5) hasta el Aptiano temprano (125.0 ±1.0 a 112.0 ±1.0), generada como consecuencia de la apertura del Golfo de México (Figura 15.2). El sistema sedimentario bajo el que la Formación Cupido se depositó se extiende desde el noreste de México hasta el oeste de Florida en EE. UU. (Guzzy-Arredondo *et al.*, 2007). Esta formación cuenta con gruesas sucesiones de ciclos de escala métrica (Lehmann *et al.*, 1998). Los términos formacionales en función

de su ambiente de depósito previamente definidos (Zwanzinger, 1978), posicionaron a la Formación Cupido como plataforma, y, a la Formación Tamaulipas Inferior como la cuenca correspondiente en tiempo, ya que ambas descansan sobre la Formación Taraises y subyacen a la Formación La Peña, sin dejar de lado la Formación La Virgen, compuesta de sucesiones evaporíticas y que representa la facies de sabkha de esta misma plataforma.

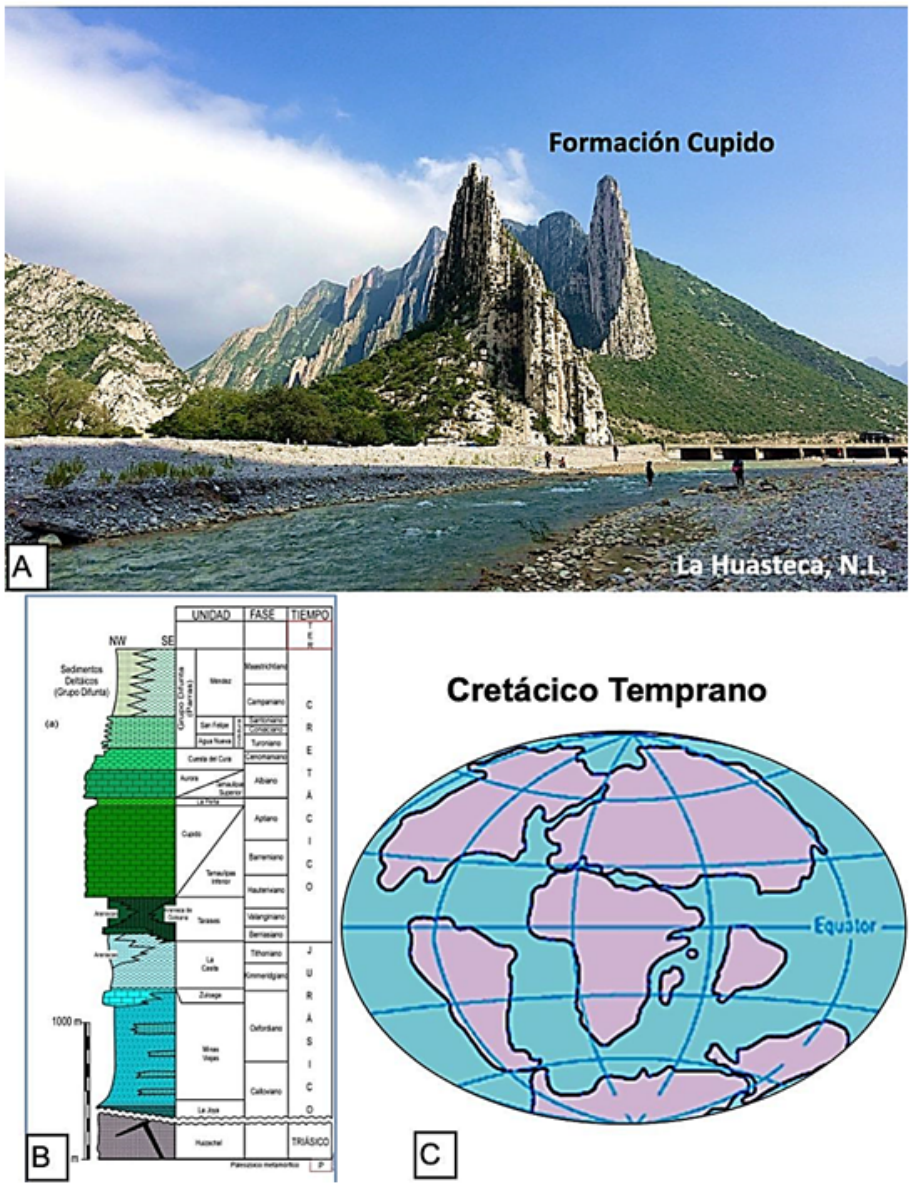


Figura 15.2. (A) Estratos verticales de la plataforma Cupido en La Huasteca, N.L. (B). Columna estratigráfica expuesta en el noreste de México. (C) Paleogeografía de la plataforma Cupido para el Cretácico temprano.

Entre las localidades más representativas, accesibles y completas de la Formación Cupido en Nuevo León se encuentran en La Huasteca (LH), Potrero de García (PGr), Potrero Chico (PCH); y Puerto México (PM), otras localidades también importantes, pero con menor representatividad de Cupido son Los Chorros (LCh) y La Muralla (LM) (Torres de la Cruz *et al.*, 2021).

La Huasteca, un geoparque natural de Nuevo León, contiene una secuencia marina del Mesozoico depositada como una transgresión iniciada en el Jurásico en un ambiente tectónico de *rift* que tuvo plegamiento y deformación durante la orogenia Laramide. Este geoparque preserva un registro sedimentario de los conocidos mares epicontinentales, inundaciones marinas muy someras que cubrieron tierras continentales. En los alrededores de la Curvatura de Monterrey, zona geográfica denominada así por la máxima curvatura que presenta la SMO en donde cambia de dirección de casi N-W a NW-SE de acuerdo con (Padilla y Sánchez, 1985), en el Estado de Nuevo León aflora una sucesión litoestratigráfica con más de cinco mil metros de espesor, en ella se encuentra un contenido de fósiles característicos del Jurásico, Cretácico y Paleógeno del mar Tetis, un océano global que se desarrolló tras la ruptura del supercontinente Pangea en el Triásico. También es hogar de los afloramientos más representativos de la Formación Cupido.

La parte basal de la Formación Cupido en la localidad Potrero Chico (cercana al Bloque de Coahuila) se caracteriza por la presencia de una brecha depositada en una zona de talud (Torres de la Cruz, 2019). Se compone de una sucesión masiva dolomitizada que presenta fragmentos de calizas que contienen rudistas además de fragmentos de caliza con bordes difusos y evidencias de deformación en estadios poco litificados. Particularmente en esta localidad, la facies de talud se encuentra sobreyacida por una sucesión masiva de rudistas y gasterópodos que representa la facies arrecifal. En otras localidades, por ejemplo, La Huasteca, este horizonte arrecifal basal se compone de abundantes rudistas, gasterópodos y estromatopóridos, y en otras, como Potrero de García, este horizonte es más discreto pues se compone solo de rudistas y bivalvos Chondrodontes en horizontes delgados.

La parte media mejor expuesta de Cupido está en la LH, se caracteriza por la presencia de sucesiones cíclicas someras que sugieren una plataforma amplia y

plana con una productividad orgánica relativamente baja y ocasionalmente con condiciones muy restringidas, seguidas de episodios de inundaciones recurrentes de aguas lagunares. Esta parte intermedia es mucho más masiva y extensa, compuesta de horizontes organizados cíclicamente de tapetes microbianos estratiformes alternando con horizontes grises de calizas bioturbadas, donde es común la presencia de estratos dolomitizados mucho más competentes. Esta sucesión consiste en wackestones, packstones y grainstones de miliólidos, pellets y fragmentos de algas calcáreas rellenando las galerías. La alternancia cíclica de horizontes de bioturbación con tapetes estratiformes de colores claros es continua por más de 600 m de extensión lateral y conocida como carbonatos perimareales. a lo largo de todas las localidades es común la presencia de horizontes delgados <50 cm con moluscos rudistas en la parte intermedia de Cupido. En LH el flanco norte del anticlinal de los muertos presenta una sucesión de horizontes delgados hacia la parte media que están compuestos de abundantes rudistas; sin embargo, su contraparte en el flanco sur muestra un horizonte en la zona intermedia compuesto principalmente de moluscos del género *Nerinea*.

En la parte superior de Cupido esta sucesión de calizas perimareales se trunca por un límite de secuencia identificado mediante una brecha prominente que se compone de clastos angulosos de caliza que contienen rudistas, bivalvos Chondrodontes y fragmentos de microbialitas y fragmentos de calizas bioturbados (Figura 15.3). Esta brecha, caracterizada como brecha de colapso, marca el inicio del depósito de una sucesión sedimentaria muy distintiva conocida como unidad Cupidito, una unidad estratigráfica reconocida en el noreste de México y que ha sido reconocida como producto de la somerización del tirante de agua a partir de un límite de secuencia que ha sido reconocida en varias localidades como Potrero de García, La Muralla y La Huasteca (Torres de la Cruz *et al.*, 2021).

A pesar de que este límite de secuencia se extiende regionalmente, hacia la parte distal de la Formación Cupido, en la localidad Puerto México, no se identificó la brecha característica que marca el inicio del depósito de esta unidad, en cambio, la parte superior de Cupido contiene una sucesión masiva de calizas con abundantes rudistas, de diversos géneros, corales, gasterópodos, nerineas y Chondrodontes de gran tamaño en lo que se especula es la progradación del borde arrecifal de la Formación Cupido (Figuras 15.4 y 15.5).

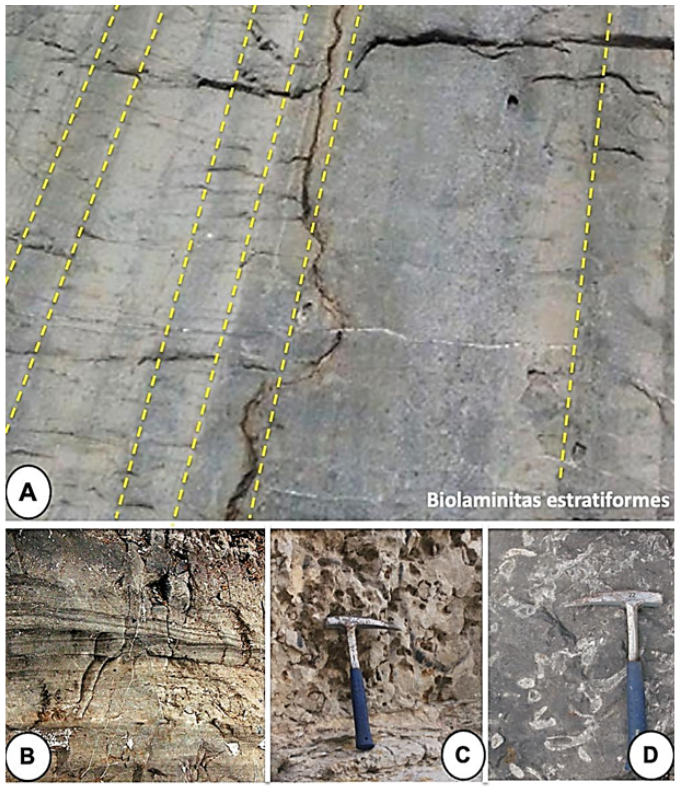


Figura 15.3. Facies características de la Formación Cupido con presencia de tapetes microbianos alternados (A-B), presencia de bioturbación y oquedades (C), y conchas de fósiles preservados por recristalización (D).

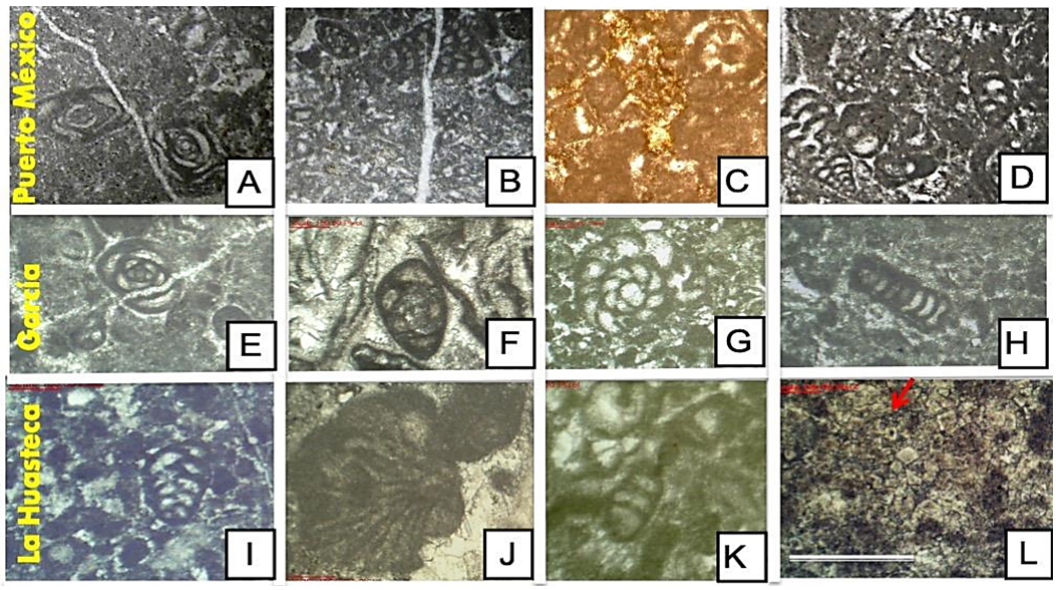


Figura 15.4. (A-L) Análisis microfacial de la Formación Cupido, mostrando los microfósiles de foraminíferos miliólidos representativos de las tres localidades estudiadas: La Huasteca, García y Puerto México, N.L.

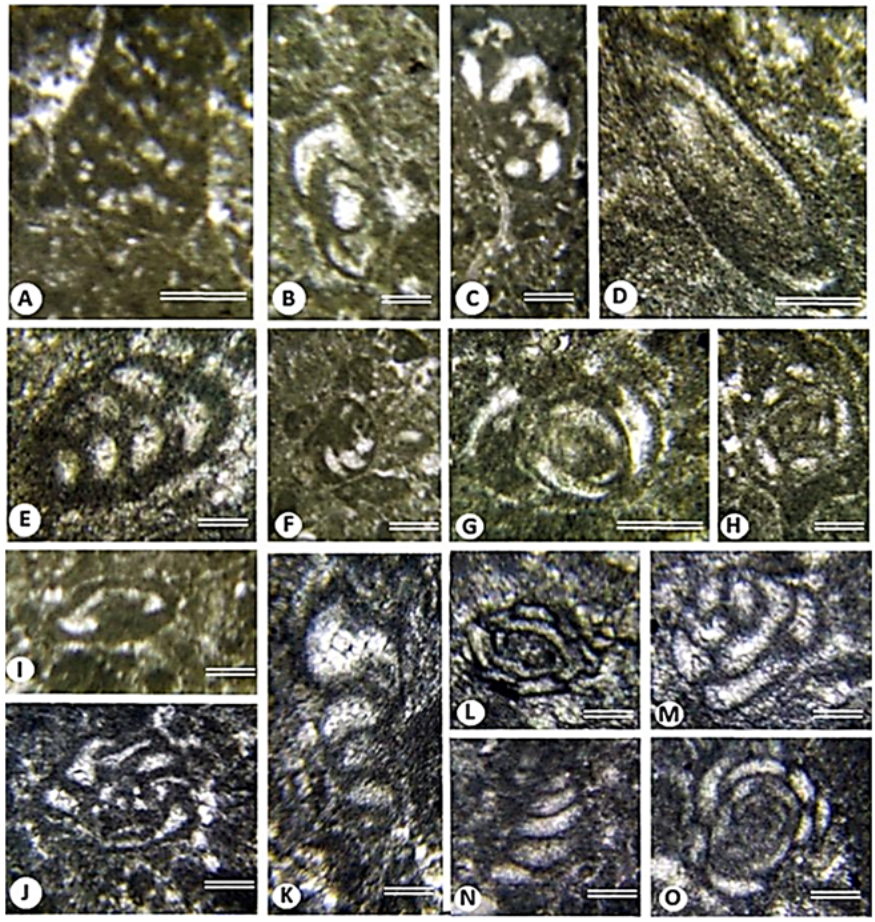


Figura 15.5. Foraminíferos bentónicos de las microfacies lagunares de la plataforma Cupido.

Sobreyaciendo a la unidad Cupidito y a la facies arrecifal de Puerto México se encuentra la Formación La Peña, una delgada unidad sedimentaria regional que en cuenca divide a las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior y en plataforma a las formaciones Cupido y Tamaulipas Superior.

15.4.2 Evolución Geológica

A partir del Triásico Tardío y hasta el Berriasiano en el NE de México, inició la fragmentación del supercontinente Pangea, esto condujo a la generación de fosas y pilares que fueron paulatinamente invadidos por el mar y que controlaron ampliamente las facies sedimentarias marina a partir del Calloviano,

depositándose primero gruesas secuencias de evaporitas y posteriormente rocas calcáreo-arcillosas, calcáreas y finalmente clástico-calcáreas durante la regresión marina regional disparada por el inicio de la orogenia Laramide (Padilla y Sánchez,1982; Goldhammer,1999; Chávez-Cabello *et al.*, 2011).

Durante el Cretácico Inferior, hace aproximadamente 122 Ma, ocurre una etapa de enfriamiento caracterizado por el cese de la apertura del Golfo de México; al mismo tiempo, con el enfriamiento de la corteza, en el margen pasivo del noreste de México se desacelera la actividad tectónica y subsidencia térmica de la cuenca. Durante el Berriasiano-Hauteriviano temprano se depositó la Formación Taraises (Padilla y Sánchez, 1978), una secuencia de carbonatos con lutitas intercaladas (Blauser, 1981); debido a la subsidencia los mares epicontinentales avanzaron sobre las áreas elevadas como la Península Burro-Peyotes y la isla de Coahuila. Esta formación presenta dos miembros uno de ellos interesante el Miembro Arenoso Galeana, cuya procedencia se atribuye al alto estructural de lo que hoy conforma el archipiélago de Tamaulipas (Ocampo-Días, 2007) y representa la base sobre la cual se deposita la Formación Cupido.

La Formación Cupido se deposita durante el Cretácico Inferior en esta etapa de enfriamiento, posteriormente la secuencia sedimentaria sufre la deformación generando el Orógeno mexicano (Pindell, 1985; Pindell y Barreu, 1990). A lo largo de este periodo de tiempo se acrecientan las plataformas carbonatadas de tal modo que alcanzan espesores de hasta 2,000 m desarrollándose en torno al Golfo de México (Formación Cupido) así como en el área de cuenca, representada por la Formación Tamaulipas Inferior, compuesta de rocas de mudstone a wackestone de color gris a negro con nódulos de limo (Ross, 1981), siendo ambas formaciones correlacionables lateralmente. Una vez completada la fase de rift, se impone una fase de relativa calma extendida durante el Cretácico temprano (Hauteriviano-Alviano) esto permitió el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas, dentro, alrededor y sobre los sistemas de graben y horst que se habían creado durante la etapa de extensión tectónica.

En este contexto, La Formación Cupido se depositó entre el bloque de Coahuila y un margen de facies arrecifales de coral-rudista, bordeando el ancestral Golfo de México desde el sur de Luisiana (EUA) en donde es conocida como

la plataforma Sligo/ Hooston, pasando por la SMO y hasta la Sierra de Parras, donde aparentemente la orientación de Cupido es influenciada por el Bloque de Coahuila siendo su límite hacia la cuenca la facies de arenas de borde de plataforma (Lehmman *et al.*, 1999) (Figura 15.6).

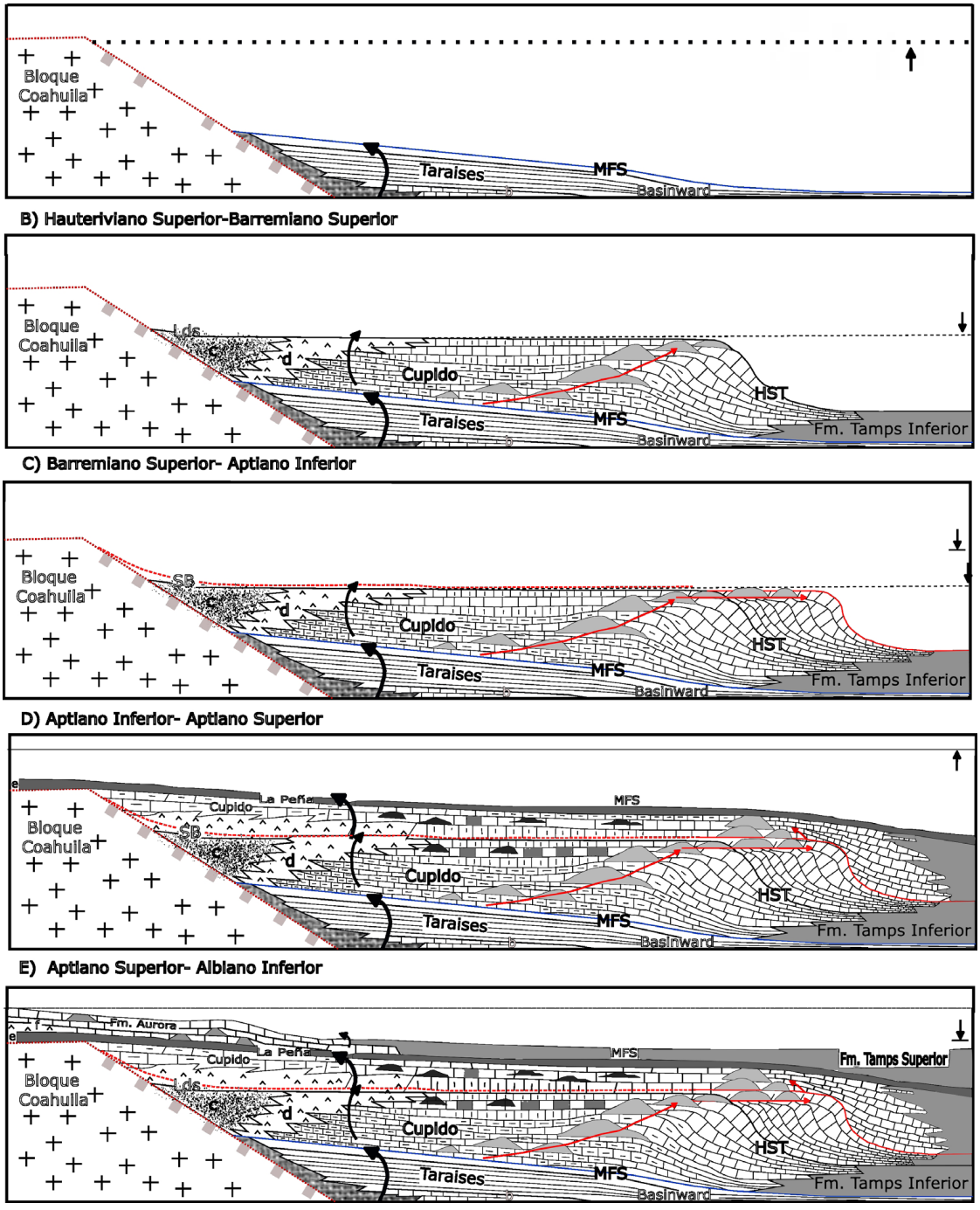


Figura 15.6. Modelo de evolución geológica para la plataforma Cupido (Tomado de Torres de la Cruz, 2019).

La parte basal de Cupido fue depositada como una rampa carbonatada sobre la cual se desarrollaron montículos de lodo (mud mounts), estos se encuentran expuestos en la localidad cañón de Bustamante y fueron descritos por Murillo-Muñeton y Dorobek (2003) siendo utilizados como caracteres diagnósticos de plataformas carbonatadas tipo rampa. Hacia el sur, en PCH, la parte basal de Cupido muestra la presencia de una brecha de Talud que es sobreyacida por la facies arrecifal basal de Cupido, esto muestra una clara progradación donde la facies arrecifal habría migrado desde el oeste hacia el este sobrelapando zonas de talud. Otra evidencia de esta progradación es la presencia de facies arrecifales hasta zonas tan alejadas como Puerto México en la parte superior de Cupido, un afloramiento que se caracteriza también por su complejidad fosilífera, algo que también se interpreta como una facies arrecifal mejor estructurada. Cómo ya se ha mencionado, la parte intermedia de Cupido se caracteriza por la alternancia cíclica de horizontes bioturbados, donde la principal galería está representada por el icnogénero Thalassinoides, y horizontes de tapetes microbianos fósiles. Esta es la facies más extendida pues se ha encontrado en localidades cercanas al Bloque de Coahuila (La Muralla, Potrero Chico, Potrero de García) intermedias (Cañón los Chorros, Cañón La Huasteca) y lejanas (Puerto México). La principal interpretación de estos extensos depósitos es que, en su mayor parte, Cupido se comporta como una plataforma muy amplia, plana y somera con parches arrecifales internos compuestos de moluscos rudistas y gasterópodos.

Para el Aptiano tardío se desarrolla la Formación La Peña, ésta descansa sobre la Formación Cupido en plataforma y Tamaulipas Inferior en cuenca; subyace a las formaciones Aurora o Tamaulipas Superior, consiste en intercalaciones de caliza y lutita con algunos nódulos de pedernal negro y algunos crecimientos de hematita, (Padilla y Sánchez, 1978). Esta formación se generó debido a una transgresión marina regional que recubrió los altos estructurales incluyendo el Bloque de Coahuila, debido a su carácter regional las lutitas de esta formación son utilizadas como control estratigráfico para diferenciar entre las Formaciones Cupido/Tamaulipas Inferior y Aurora/Tamaulipas Superior. Presenta espesores variables de hasta 200m dependiendo de la topografía al momento de depositarse, (González-Sánchez *et al.*, 2007) pero de manera general es menor a 50 m.

En suma, la plataforma Cupido representa el conjunto de facies carbonatadas que se depositaron durante el Cretácico Inferior alrededor del Bloque de Coahuila, la Formación Cupido es la principal formación que compone esta plataforma; su desarrollo se dio a partir de un perfil de rampa carbonatada heredado de la Formación Taraises. Uno de los principales elementos de esta plataforma es un cinturón de facies arrecifales que en las cercanías al Bloque de Coahuila se ubica hacia la parte basal pero que prograda y agrada ubicándose en la parte alta de esta formación en dirección a la cuenca y alejada del Bloque de Coahuila. Este movimiento hacia la cuenca fue acompañado del depósito de una potente sucesión de carbonatos perimareales marcados por la sedimentación cíclica de horizontes bioturbados con horizontes de microbialitas, esto representa un periodo amplio de estabilidad tectónica donde dominaron los ciclos orbitales como controladores de la sedimentación. En este sentido, la unidad Cupidito se compone de carbonatos perimareales, dentro de la Formación Cupido, que se depositaron a partir de un límite de secuencia, una brecha de colapso caracterizada por la presencia de clastos angulosos con componentes de plataforma. Esta unidad marca la antesala del episodio de ahogamiento del Bloque de Coahuila conocido como evento Gargas (Barragán Manzo y Díaz-Otero, 2004), el cual se reconoce como el evento Selli a nivel regional (Föllmi *et al.*, 1994; Barragán Manzo y Díaz-Otero, 2004; Núñez-Useche *et al.*, 2014) que definió el depósito de los sedimentos arcillosos de la Formación La Peña. Las características que marcan esta progradación y la instauración del sistema perimareal mencionado han sido descritas recientemente en varias localidades del noreste de México (Torres de la Cruz *et al.*, 2018; Torres de la Cruz, 2019; Torres de la Cruz *et al.*, 2021).

15.4.3 Contenido paleontológico

La Formación Cupido se caracteriza por ser la formación geológica más fosilífera de la columna sedimentaria de la región. Las localidades más representativas, accesibles y completas de Cupido se encuentran en Nuevo León, como son La Huasteca (LH), Potrero de García (PGr), Potrero Chico (PCH) y Puerto México (PM). Sin embargo, dos localidades destacan entre las demás por su contenido, abundancia y diversidad fosilífera; La Huasteca, en el municipio de Santa Catarina y Puerto México, en el municipio de Galeana, ambas en Nuevo León.

En La Huasteca las facies características de Cupido contienen fósiles de invertebrados como rudistas, gasterópodos, estromatoporidos y chondrodontes mientras que los microfósiles están representados por foraminíferos bentónicos miliolidos y textularidos, además de algas calcárea. Otro tipo de fósiles poco estudiados son los icnofósiles, que se encuentran abundantes en La Huasteca, especialmente del icnogénero Thalassinoides, que se identifica por presentar morfología de las galerías en forma de "Y" en horizontes con espesores que pueden llegar a medir hasta un metro, alternados con horizontes conformados de láminas claro oscuras de tapetes microbianos fósiles, un tipo de microbialita estratiforme asociado con ambientes perimareales que guardan una tendencia a convertirse en estromatolitos hacia la parte alta de Cupido, así lo se presentan en las localidades La Huasteca y Potrero de García (Figura 15.7).

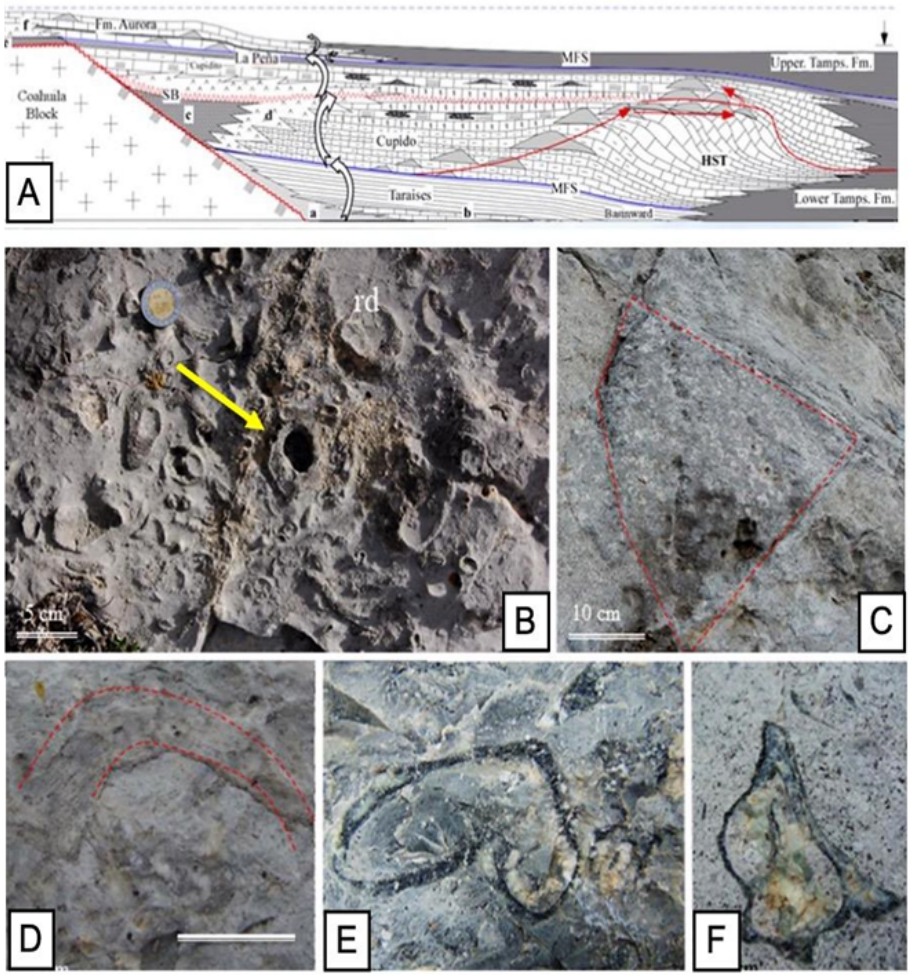


Figura 15.7. Fósiles representativos de la plataforma Cupido.

Puerto México difiere de las demás localidades pues su facis arrecifal se encuentra en la parte alta de Cupido, cerca del contacto con la Formación La Peña. Los macrofósiles invertebrados más representativos de esta localidad no solo son más diversos sino también tienen dimensiones de mayor tamaño; esta tendencia se observa especialmente en los fósiles moluscos como rudistas, gasterópodos y en los restos de los bivalvos cretácicos pertenecientes al género *Chondrodonta*; en términos generales, el tamaño promedio es mayor que los invertebrados correspondientes encontrados en La Huasteca. Por otra parte, los corales fósiles de Cupido son más bien escasos, aunque los pocos que se han encontrado preservados pueden exceder varios decímetros de tamaño, pero sólo se han observado con buen estado de preservación en la localidad de Puesto México.

Aunque los icnofósiles *Thalassinoides* también están presentes en puerto México, estos se encuentran con mucho menos frecuencia y abundancia que en La Huasteca siendo reconocidos en pocos horizontes por debajo de la zona arrecifal. Los microfósiles más abundantes de esta localidad son nuevamente los foraminíferos bentónicos miliolidos y textularidos, además de algas calcáreas del grupo de las dasicladaseas, serpulidos y microgasteropodos. La asociación faunística de esta localidad ubica a la parte superior de Cupido en la parte media del Aptiano (Torres de la Cruz *et al.,* 2018) siendo esta la localidad más joven donde se reporta la asociación Rudista-Coral de la Formación Cupido.

Entre la unidad Cupidito (parte superior de Cupido) y la Peña hay una abrupta transición que corresponde a una transgresión marina y la instauración de una superficie de máxima inundación (Eguiluz de Antuñano, 2001), reconocida por depósitos de cuenca profunda que registran el cese del depósito de carbonatos de la plataforma Cupido durante el evento de ahogamiento documentado como el evento Gargas (Núñez-Useche *et al.,* 2014). Es decir, Cupidito representaría una etapa inicial del sistema transgresivo que parte de la generación y depósito de un sistema de brechas de colapso y el depósito de la Formación La Peña que representa una superficie de máxima inundación. Este cambio abrupto en las condiciones paleobatimétricas terminó con el depósito de carbonatos en las localidades mencionadas, junto con el florecimiento de las comunidades arrecifales y de plataforma descritas en la plataforma Cupido.

15.4.4 Consideraciones Generales

Dentro del contexto regional de depósito es posible que la Formación Cupido presente variaciones relacionadas con la sedimentación siliciclástica de manera diferenciada, por lo que en algunas zonas pudo haber inhibido o incluso retrasado la estabilización de secuencias carbonatadas. Este escenario es consistente con la gran variación lateral de facies observadas en la Formación Cupido, lo cual es una de sus características más notables. En Potrero de Menchaca, el sistema Cupido/Cupidito sobreyace a la Formación La Virgen (Eguiluz de Antuñano, 2011; Gutiérrez-Alejandro *et al.*, 2017). En la localidad de La Muralla, Cupidito se ha reconocido como un depósito que sobreyace a la Formación La Mula. Adicionalmente la paleotopografía heredada del alineamiento siliciclástico del Delta de Saltillo y el Miembro Arenosos Galeana pudieron haber controlado la geometría del margen de Cupido en el área Monterrey-Galeana-Saltillo (Torres de la Cruz, 2019). Al norte del Bloque de Coahuila, en la localidad La Muralla, la base de la Formación Cupido se muestra con horizontes margosos y calcáreos que varían hasta los 40 cm como producto de la transición de la Formación La Mula hacia Cupido. En esta zona, la base de Cupido presenta el desarrollo de tapetes microbianos escasos que rápido evolucionan hacia estromatolitos en la base de una columna relativamente pequeña con cerca de 300 m de espesor. La presencia de tales bioestructuras, que en otras localidades solo se presenta en la Unidad Cupidito (Potrero Chico, La Huasteca), indica que la sucesión de Cupido presente en La Muralla representa los depósitos transgresivos de Cupidito. En la localidad Potrero Chico, la base de Cupido presenta una brecha que contiene fragmentos de calizas con rudistas, fragmentos con evidencia de deformación dúctil y fragmentos de calizas recristalizadas que podría asociarse a una brecha de talud. Dicha brecha es sobreyacida por un paquete de calizas masivas (~100 m) compuestas principalmente de rudistas y gasterópodos que decrecen su tamaño hacia la parte superior, una biota muy similar a la de La Huasteca.

En la zona de La Huasteca y en general Nuevo León, abundan los recursos naturales; se sabe que desde la década de 1590 los españoles hallaron la presencia de metales preciosos, además de cobre, hierro, plomo y carbón. Las calizas de Cupido constituyen así una fuente importante para la explotación minera y la industria de la construcción. Además, las evidencias de los estudios realizados en esta área arrojan una diversidad y abundancia de diferentes grupos de fósiles

que se extiende regionalmente de fácil acceso para los estudios paleontológicos. En este mismo sentido, estructuralmente la SMO corresponde a un cinturón plegado y cabalgado complejo que presenta toda la variedad de pliegues relacionados con fallas como pliegues de despegue, pliegues por propagación de falla, pliegues por doblez de falla y pliegues híbridos o combinados entre estos modelos finales. Adicionalmente, se presentan estructuras de tipo dúplex, anticlinales apilados y hojas cabalgantes que complementan la deformación más superficial dentro del cinturón. Todas estas características distintivas han convertido a las calizas de la plataforma Cupido en un ejemplo claro del desarrollo de carbonatos que puede ser estudiado desde diferentes aspectos de las geociencias.

Preferentemente, los estudios de investigación en la Formación Cupido se realizan en localidades que no han sido descritas, pero una parte muy importante de las excursiones de las carreras en geociencias se realizan en estas localidades donde ya hay trabajos recientes publicado publicadas, y los estudiantes pueden recorrer y constatar las facies y características, especialmente en campañas de campo como la cartografía geológica de las carreras en geociencias de la Universidad Autónoma de Nuevo León, especialmente en La Huasteca, por ser una localidad que cuenta con modelos de depósito, estudios petrográficos y geoquímicos, un área de fácil acceso ampliamente conocida y visitada, no solo por sus impresionantes paisajes de paredes verticales, sino también por toda la información del pasado registrada en sus rocas.

15.5 Conclusiones

La Plataforma Cupido representa un extenso sistema carbonatado depositado durante el Cretácico Inferior en el noreste de México. Su depósito estuvo controlado hacia el oriente por la primitiva cuenca del Golfo de México y hacia el poniente por un alto paleotopográfico conocido como Bloque de Coahuila, alrededor del cual se desarrollaron numerosas facies sedimentarias tales como facies de alta evaporación de la Formación La Virgen, facies de cuenca de la Formación Tamaulipas Inferior y facies de plataforma somera como la Formación Cupido. Esta última representa el más extenso sistema carbonatado de esta plataforma, se compone de depósitos perimareales que se extienden hacia el este, llegando a una zona de facies arrecifales que se convierten en arenas carbonatadas de alta energía hacia el sur.

La Formación Cupido evolucionó desde el contacto con la Formación Taraises en la base, de la cual heredó un perfil de rampa carbonatada, hacia una plataforma limitada por un cinturón de facies arrecifales en forma de parches, esta facies progradó y agradó desde áreas cercanas al Bloque de Coahuila como la localidad Potrero Chico, hasta zonas tan lejanas como el ejido Puerto México, ambos en el estado de Nuevo León. De este modo, la progradación y agradación de este borde de facies arrecifales quedó registrado en las numerosas localidades donde aflora la Formación Cupido.

Esta etapa terminó cuando se instauró un sistema regresivo que expuso la plataforma a agentes meteóricos que permitieron el desarrollo de una brecha de colapso que marca el inicio de una fase transgresiva depositándose la unidad Cupidito. Esta unidad, también de ambiente somero, se caracteriza por estar limitada encima y base por brechas de colapso y es en la localidad de La Huasteca, en los flancos del anticlinal de Los Muertos, donde mejor aflora.

La Formación Cupido terminó su depósito derivado del ahogamiento de la plataforma, en un evento conocido como Evento Selli o Gargas donde el aumento del nivel del mar terminó con las características ambientales propicias para el depósito de carbonatos y mantuvo un régimen de corta duración en el cual se depositaron facies de aguas profundas de la Formación La Peña.

En su migración hacia la cuenca, la Formación Cupido fue nicho de numerosas comunidades de organismos bentónicos que florecieron en esta plataforma, entre los más destacados se encuentran los tapetes microbianos fósiles, estromatolitos y redes de Thalassinoides en ambientes perimareales, parches arrecifales de moluscos rudistas, gasterópodos y Chondrodontes así organismos arrecifales como los corales, rudistas, algas calcáreas y estromatopóridos entre muchos otros, convirtiendo así a esta formación en una de las más fosilíferas del noreste de México.

15.5.1 Agradecimientos

Para la elaboración de este capítulo, se agradece el apoyo financiero del proyecto Conahcyt-2023-CF-2439.

15.6 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuáles son las rocas sedimentarias características de la Formación Cupido?

a) evaporitas
b) calizas y areniscas
c) calizas y dolomía
d) pedernal y calizas

2. ¿Cuál es la edad aproximada de la base de la Formación Cupido?

a) 105 Ma
b) 136 Ma
c) 121 Ma
d) 113 Ma

3. ¿Formación correlacionable lateralmente con la Formación Cupido?

a) La Peña
b) Tamaulipas Inferior
c) Tamaulipas Superior
d) Taraises

4. El límite inferior de la Formación Cupido es la Formación:

a) Tamaulipas Superior
b) Galeana
c) La Peña
d) Taraises

5. El evento de ahogamiento de la plataforma Cupido está representado por rocas de la Formación:

a) Tamaulipas Superior
b) Galeana
c) La Peña
d) Taraises

6. Unidad interpretada como una secuencia transgresiva:

a) bloque de Coahuila
b) Miembro Galeana
c) La Peña
d) Cupidito

7. ¿Cuál es la industria que se beneficia más de las rocas de la Formación Cupido?

a) construcción
b) textil
c) minera
d) maderera

8. ¿Cuál es la localidad más joven de la Formación Cupido donde se da la asociación coral-rudista?

a) La Huasteca
b) Potrero Chico
c) Puerto México
d) El Mimbre

9. Entre los rudistas característicos de la Fm. Cupido destacan los géneros:

a) Toucasia y Amphitriscoelus
b) Olcostephanus y Leptoceras
c) Bournonia y Biradiolites
d) Vaccinites y Radiolites

10. ¿Cuál es la rama de geociencias que se encarga de inferir los eventos de transgresión, inundaciones y regresiones?

a) bioestratigrafía
b) sedimentología
c) Estratigrafía de secuencias
d) Geocronología

11. Es un evento global que registra el ahogamiento del bloque de Coahuila:

a) Evento Garges
b) Evento Faraoni
c) Evento Selli
d) Evento Bonarelli

12. Esta unidad está caracterizada por brecha sedimentaria, bioturbación y nódulos de pedernal en las últimas facies de la Fm Cupido:

a) Unidad Potrero de García
b) Unidad Galeana
c) Unidad Parras
d) Unidad Cupidito

13. La formación geológica correlacionable lateralmente a Cupido, pero en facies de cuenca corresponde a la Formación:

a) Tamaulipas Superior
b) Galeana
c) La Peña
d) Taraises

14. De las siguientes opciones, señale cuáles son las rocas que sirven como reservorios hidrológicos:

a) Escombros volcánicos y piroclásticos
b) carbonatos
c) lutitas
d) evaporitas

15. Los rudistas son moluscos del Cretácico que corresponden al grupo de:

a) Monoplacófaros
b) Gasterópodos
c) Cefalópodos
d) Bivalvos

16. Los fósiles de animales invertebrados más característicos de la Formación Cupido corresponden a:

a) rudistas y ostrácodos
b) gasterópodos y cefalópodos
c) ostrácodos y cefalópodos
d) bivalvos y gasterópodos

17. ¿Sobre qué perfil de plataforma inició el depósito de la Formación Cupido?

a) rampa
b) talud
c) distalmente escarpada
d) bordeada

18. Representa una migración de las sucesiones sedimentarias en dirección al a cuenca:

a) Agradación
b) Regresión
c) Progradación
d) Clinoforma

19. Entre los icnofósiles más abundantes típicos de Cupido se encuentra:

a) Chondrites
b) Zoophycus
c) Planolites
d) Thalassinoides

20. Entre los minerales más importantes de la Fm. Cupido se encuentran:

a) Barita, zinc y fluorita
b) cobre, niquel y estaño
c) halita, calcita y aragonita
d) Plomo, zinc y barita

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	d)	11.	c)	16.	d)
2.	b)	7.	a)	12.	d)	17.	a)
3.	b)	8.	c)	13.	a)	18.	c)
4.	d)	9.	a)	14.	b)	19.	d)
5.	c)	10.	c)	15.	d)	20.	d)

15.7 Bibliografía

Barragán-Manzo, R., y Díaz-Otero, C. (2004). *Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(2), 247–259. http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57221205

Bice, K. L., Huber, B T. y Norris R. D. (2003). *Extreme polar warmth during the Cretaceous greenhouse? Paradox of the late Turonian $\delta^{18}O$ record at Deep Sea Drilling Project Site 511.* Paleoceanography, 18(2), 1031. https://doi.org/10.1029/2002PA000848

Blauser, H. W. (1981). *The stratigraphy of the Taraises Formation, Lower Cretaceous, Mexico.* En C. J. Smith (Ed). Lower Cretaceous stratigraphy and structure. Northeastern Mexico (pp. 37·42). West Texas Geological Sosciety Publications.

Caballero-Ramírez V. (2010). *Análisis paleoambiental del noreste de México mediante el uso de microfacies e isótopos estables de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ en la parte superior de la unidad Cupidito en Potrero Chico, Hidalgo, Nuevo León* [Tesis de Licenciatura].

Chávez-Cabello, G. (2016). La Sierra Madre Oriental de México, un cinturón orogénico de pliegues y cabalgaduras de la Cordillera de Norteamérica. CIENCIA UANL, 19(82), 70-78. https://cienciauanl.uanl.mx/?p=6714

Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J. A., Porras-Vázquez, N. D., Cossío-Torres, T. y Aranda-Gómez J. J. (2011). *Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón de Santa Rosa, Linares, Nuevo León.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 253-270. http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a8

Conklin, J. y Moore, C. (1977). *Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, Northeast Mexico.* En D. G. Bebout, R. G. Loucks (Eds.), Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico (pp. 302-323). The University of Texas, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations. https://archives.datapages.com/data/gcags/data/027/027001/0437.htm

D´Argenio, B., Ferreri V. y Amodio S. (2008). *Sequence stratigraphy of Cretaceous carbonate platforms: a cyclostratigraphic approach.* En A. Amorosi, B. U. Haq y L. Sabato (Eds.), Advances in Application of Sequence Stratigraphy in Italy (pp. 157-171). GeoActa Special Publication.

Eguiluz de Antuñano, S. (2011). *Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 285–311. http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a10

Ekdale, A. A., Ekdale, S. F. y Wilson, J. L. (1976). *Numerical analysis of carbonate microfacies in the Cupido Limestone (Neocomian-Aptian), Coahuila, Mexico.* Jounal of Sedimentary Petrology, 46(2), 362–368. https://doi.org/10.1306/212F6F64-2B24-11D7-8648000102C1865D

Ferreri, V., Amodio, S., Sandulli, R. y Dárgenio, B. (2004). *Orbital Chronostratigraphy of the Valanginian-Hauterivian boundary: A cyclostratigraphic approach.* En B. D'Argenio, A.G. Fischer, S. I. Pemoli, H. Weissert, V. Ferreri (Eds.), Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories (pp. 153-166). Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication. https://doi.org/10.2110/pec.04.81.0153

Fischer, M. P., Jackson, P. B. (1999). *Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico.* Journal of Structural Geology, 21(6), 613-633. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00044-9

Föllmi, K. B., Weissert, H., Bisping, M. y Funk, H. (1994). *Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin.* Geological Society of America Bulletin, 106(6), 729–746. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0729:PCISAC>2.3.CO;2

García, G. (1971). Reconocimiento Geológico del Área General Cepeda, Coahuila y Concepción del Oro, Zacatecas: Informe Geológico NE-M-1182, Inédito.

Goldhammer, R. K. (1999). *Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico.* En C. Bartolini, J. L. Wilson y T. F. Lawton (Eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico* (pp. 1-58). Geological Society of America Special Paper. https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.1

Goldhammer, R. K. y Johnson, C. (2001). *Middle Jurassic–Upper Cretaceous Paleogeographic Evolution and Sequence-stratigraphic Framework of the Northwest Gulf of Mexico Rim.* En C. Bartolini, R. T. Buffler, y A. Cantu-Chapa. (Eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary*

basins, and petroleum systems (pp. 45-81). American Association of Petroleum Geologists Memoir. https://doi.org/10.1306/M75768C3

González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., Camprubi, A. (2007). *Estratigrafía del noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de Fluorita, Barita, Celestina y Zn-Pb.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59(1), 43-62. http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2007v59n1a4

Gutierrez-Alejandro, A. G., Chacon-Baca, E., Rosales-Domínguez, C., Ramírez-Peña, C. F., Girón, P., y Grajales-Nishimura, J. M. (2017). *A clastic-evaporitic deposit from the Cretaceous of northeastern Mexico: La Mula-La Virgen transition.* Journal of South American Earth Sciences 80: 411–421.https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.006

Guzzy-Arredondo, G. S., Murillo-Muñetón, G., Morán-Zenteno, D. J., Grajales-Nishimura, J. M., Martínez-Ibarra, R., y Schaaf, P. (2007). *High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and microthermometric constraints.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(2), 131–149. https://doi.org/10.18268/bsgm2007v59n1a4

Haq, B. U. (2014). *Cretaceous eustasy revisited.* Global Planetary Change,113, 44-58. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.007.

Hay, W. (2017). *Toward understanding Cretaceous climate - An updated review.* Science China Earth Sciences, 60(1), 5-19. https://doi.org/10.1007/s11430-016-0095-9

Imlay R. W. (1938). *Studies of the Mexican Geosyncline.* Geological Society of America Bulletin, 49(11), 1651-1694. https://doi.org/10.1130/GSAB-49-1651

Imlay, R. W. (1936). *Evolution of the Coahuila peninsula,* Mexico. Bulletin of the Geological Society of America, 47(7), 1091–1152. https://doi.org/10.1130/GSAB-47-1039

Imlay, R. W. (1937). *Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico.* Geological Society of America Bulletin, 48(5), 587–630. https://doi.org/10.1130/GSAB-48-587

Imlay, R. W. (1940). *Neocomian Faunas of northern Mexico.* Bulletin of the Geological Society of America, 51(1), 117–190. https://doi.org/10.1130/GSAB-51-117

Joachimski, M. M. (1994). *Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains.* Sedimentology, 4(4), 805-824. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01425.x

Kleist R., Hall S. A. y Evans I. (1984). *A paleomagnetic study of the Lower Cretaceous Cupido limestone, Northeast Mexico: Evidence for local rotation within the Sierra Madre Oriental.* Geological Society of America Bulletin, 95(1), 55-60.https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95%3C55:APSOTL%3E2.0.CO;2

Leal-Resendez I. (2009). *Análisis microfacial y geoquímico en calizas de la porción superior de la Formación Cupido en el Potrero Chico, Hidalgo, Nuevo León, México* [Tesis de licenciatura]

Lehmann C., Osleger D. A. y Montañez I. (2000). *Squence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian–Albian) carbonate platforms of northeastern Mexico: regional and global correlations.* Journal of Sedimentary Research 70(2), 373-391. https://doi.org/10.1306/2DC40917-0E47-11D7-8643000102C1865D

Lehmann, C., Osleger, D. A. y Montañez, I. P. (1998). *Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico.* Journal of Sedimentary Research, 68(6), 1109–1130. https://doi.org/10.2110/jsr.68.1109

Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W. V., Arnaud, A. V. y Banner, J. L. (1999). *Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico*. Geological Society of America Bulletin,111(7), 1010-1029. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111%3C1010:EOCACC%3E2.3.CO;2

Michalzik, D. (1988). *Trias Biss tiente Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexico, Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes* [Tesis Doctoral].

Murillo-Muñetón, G. y Dorobek, S. L. (2003). *Controls on the evolution of carbonate mud mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Northeastern Mexico.* Journal of Sedimentary Research, 73(6), 869–886. https://doi.org/10.1306/043003730869

Núñez-Useche F. y Barragán-Manzo, R. (2012). Microfacies analysis and paleoenvironmental dynamic of the Barremian-Albian interval in Sierra del Rosario, eastern Durango state, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29(1), 204-218. https://rmcg.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/102

Núñez-Useche, F., Barragán-Manzo, R., Moreno-Bedmar, J. A. y Canet, C. (2014). *Mexican*

archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66(3), 491–505.https://doi.org/ 10.18268/BSGM2014V66N3A7

Ocampo–Díaz, Y. Z. E. (2007). *Evolución sedimentológica y geoquímica del Miembro Arenoso Galeana: Linares, N.L., México,* [Tesis de Maestría].

Padilla y Sánchez, R. J. (1978). *Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del Estado de Nuevo León.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 2(1), 37-44. https://rmcg.geociencias.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/1465

Padilla y Sánchez, R. J. (1982). *Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico* [Tesis de Doctorado] http://dx.doi.org/10.26153/tsw/44509

Padilla y Sánchez, R. J., (1985). *Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí.* Revista del Instituto de Geología UNAM, 6(1), 1-20. https://rmcg.geociencias.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/1343

Pindell, J. L. (1985). *Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico,* Bahamas, and proto-Caribbean. Tectonics, 4(1), 1–39. https://doi.org/10.1029/TC004i001p00001

Pindell, J. L. y Barrett, S. F. (1990). *Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective.* En G. Dengo y J. E. Case (Eds), The Caribbean region, The Geology of North America, Geological Society of America, H, (pp. 405-432). https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-H.405

Sena, C. M., John C. M., Jourdan A. L., Vandegisten, V. y Manning Ch., (2014). *Dolomitization of Lower Cretaceous peritidal carbonates by modified Seawater: Constraints from clumped isotopic paleothermometry, Elemental Chemistry, and Strontium Isotopes.* Journal of Sedimentary Research 84(7), 552-566. https://doi.org/10.2110/jsr.2014.45

Strasser, A. (2007). *Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains.* Swiss Journal of Geoscience, 100, 407-429. https://doi.org/10.1007/s00015-007-1230-4

Torres de la Cruz, F de J. (2011). *Caracterización del arrecife Cupido en Puerto México, Nuevo León* [Tesis de Licenciatura]

Torres de la Cruz, F de J. (2014). *Microbialitas de la Formación Cupido en el Noreste de México* [Tesis de Maestría] http://eprints.uanl.mx/id/eprint/4548

Torres de la Cruz, F de J. (2019). *Análisis de la progradación de la Plataforma Cupido en el Noreste de México durante el Cretácico Inferior* [Tesis de Doctorado] http://eprints.uanl.mx/id/eprint/18359

Torres de la Cruz, F. de J, Chacón-Baca, E., Hernández-Ocaña, M. I., Chávez-Cabello, G. (2021). *Revisiting the Cupidito unit (Cupido Formation) along peritidal carbonates from northeastern Mexico.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 37(1), 9-25. https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2020.1.1095

Torres de la Cruz, F. de J., Chacón-Baca, E., Gómez-Mancha, Y. E., y Cossío-Torres, T. (2018). *A palaeobiological window into the Lower Cretaceous Cupido Formation: Puerto México section, Nuevo Leon, Mexico.* Carnets de Géologie, 18(8), 187-203. http://doi.org/10.4267/2042/68182

Wilkinson, M. T., Richards, P. J., y Humphreys, G. S. (2009). *Breaking ground: Pedological, geological, and ecological implications of soil bioturbation.* Earth-Science Reviews, 97(1-4), 257–272. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.09.005

Wilson, J. L. y Pialli, G. (1977). *A Lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico.* En D. G. Bebout y R. G. Loucks (Eds.), *Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico,* (pp. 286-294), Bureau of Economic Geology, Report of Investigations.

Yong-Bin, N., Meng-Yuan, Ch., Li-Jun, Z., Jian-Hua, Z., Sheng-Xin, L., Duan W., Zi-Lu, X. y Pei-Jun, W. (2022). *Bioturbation enhanced petrophysical properties in the Ordovician carbonate reservoir of the Tahe oilfield, Tarim Basin, NW China.* Journal of Paleogeography, 11(1), 31-51. https://doi.org/10.1016/j.jop.2022.01.001

Zwanzinger, J.A. (1978). *Geologia Regional del Sistema Sedimentario Cupido.* Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 30(1-2) 1-56.

16 Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí

Jorge Morales Maya, Leticia Sánchez Guillén y Javier Arellano Gil

Sumario

16.1. Resumen
16.2. Abstract
16.3. Introducción
16.4. Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí
- 16.4.1. Ubicación
- 16.4.2. Estado del arte
- 16.4.3. Tipo de plataforma
- 16.4.4. Desarrollo de la plataforma y sus cambios de facies
- 16.4.5. Sedimentología
- 16.4.6. Estratigrafía general y contenido paleontológico
- 16.4.7. Geología estructural
- 16.4.8. Evolución geológica
- 16.4.9. Modelo de la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí

16.5. Consideraciones económicas
16.6. Conclusiones
16.7. Autoevaluación
16.8. Bibliografía

16.1 Resumen

La Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí es una de las plataformas carbonatadas formada durante el Cretácico en el territorio central-este de México, cubre un área de aproximadamente 48,000 km^2; se han identificado como basamento rocas plegadas y falladas del Pérmico, Triásico y Jurásico. Sobre estas rocas descansan secuencias continentales, que rellenaron fosas tectónicas que bordearon la plataforma durante el Jurásico temprano, y en el Jurásico tardío se dieron transgresiones marinas, permitiendo las condiciones ambientales y tectónicas para la deposición de secuencias sedimentarias marinas en el entorno de varias paleo-islas. En las zonas de topografía baja se formaron inicialmente conglomerados, areniscas y lutitas, posteriormente se formaron calizas, margas e intercalaciones de lutitas y ocasionalmente lentes de pedernal además de secuencias evaporíticas; en esas unidades sedimentarias se tiene variedad de organismos fósiles. Durante el Cretácico, las zonas de topografía altas fueron cubiertas de agua debido a una transgresión generalizada en la región, por lo que se formó la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí, donde predominan depósitos de calizas de aguas someras con sus diferentes facies (Formación El Abra) y bordeando la plataforma existen carbonatos de talud (Formación Tamabra), en aguas profundas hay carbonatos de facies finas (Formaciones Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura) es cuando se depositó el mayor volumen de estas secuencias sedimentarias marinas. Las unidades estratigráficas fueron deformadas por los esfuerzos comprensivos de la Orogenia Laramide, que formó el Orógeno Mexicano, por lo que las secuencias se plegaron, fallaron, fracturaron y formaron anticlinales y sinclinales con orientación preferencial NW-SE, hay fallas inversas y cabalgaduras en el sector oriental de la plataforma. Las rocas más jóvenes son cenozoicas, predominando areniscas y conglomerados, hay rocas ígneas, depositadas durante una fase de extensión cortical predominando riolitas del Oligoceno y derrames de basalto del Mioceno-Pleistoceno; rellenando las depresiones topográficas se tienen a los depósitos aluviales y coluviales del Cuaternario.

Debido a la evolución geológica que tuvo la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí, hoy se tienen importantes recursos naturales en algunos sectores de la plataforma; destacando yacimientos minerales, principalmente

sulfuros con plata, plomo y zinc de relevancia económica en la región. Por otro lado, existen acuíferos que abastecen de agua a las comunidades que se ubican sobre y en el entorno de la plataforma. Además, se han realizado estudios para la evaluación de la existencia de petróleo sin éxito geológico debido a que la plataforma está expuesta, pero hay potencial en las zonas donde las columnas estratigráficas se duplican por las cabalgaduras.

16.2 Abstract

The Actopan-Valles San Luis Potosí Platform is one of the carbonate platforms formed during the Cretaceous in central-eastern Mexico, it covering an area of approximately 48,000 km^2; folded and faulted rocks from the Permian, Triassic and Jurassic have been identified as the basement. These rocks are underlain by continental sequences that filled tectonic trenches that bordered the platform during the Early Jurassic, and in the Late Jurassic there were marine transgressions, allowing environmental and tectonic conditions for the deposition of marine sedimentary sequences in the vicinity of several paleo-islands. In the areas of low topography, conglomerates, sandstones and shales were initially formed, later limestones, marls and shales intercalations and occasionally flint lenses were formed in addition to evaporite sequences; in these sedimentary units there is a variety of fossil organisms. During the Cretaceous, the high topography areas were covered by water due to a widespread transgression in the region, which formed the Actopan-Valles San Luis Potosí Platform, where shallow water limestone deposits with their different facies predominate (El Abra Formation) and bordering the platform there are slope carbonates (Tamabra Formation), in deep waters there are fine facies carbonates (Lower Tamaulipas, La Peña, Upper Tamaulipas and Cuesta del Cura Formations) is when the largest volume of these marine sedimentary sequences was deposited. The stratigraphic units were deformed by the compressive stresses of the Laramide Orogeny, which formed the Mexican Orogen. The sequences were folded, faulted, fractured and formed anticlines and synclines with a preferential NW-SE orientation. There are reverse faults and thrusts in the eastern sector of the platform. The youngest rocks are Cenozoic, with sandstones and conglomerates predominating. There are igneous rocks deposited during a phase

of cortical extension, with Oligocene rhyolites and Miocene-Pleistocene basalt spills predominating. The topographic depressions are filled by alluvial and colluvial deposits from the Quaternary.

Due to the geological evolution of the Actopan-Valles San Luis Potosí Platform, there are now important natural resources in some sectors of the platform; mineral deposits, mainly sulfides with silver, lead and zinc, are of economic importance in the region. On the other hand, there are aquifers that supply water to the communities located on and around the platform. In addition, studies have been carried out to evaluate the existence of oil without geological success because the platform is exposed, but there is potential in the areas where the stratigraphic columns are duplicated by the thrusts.

16.3 Introducción

Las plataformas carbonatadas se forman por la acumulación de sedimentos calcáreos en un ambiente tropical o subtropical con aguas poco profundas (hasta 200 m aproximadamente); en esas condiciones se encontraba parte del centro oriente de México durante el Mesozoico, debido a una transgresión regional que cubrió antiguas islas provocando que el Mar Tethis se extendiera e invadiera las zonas continentales, permitiendo así la formación de grandes plataformas carbonatadas (Santillán *et al.*, 2024), una de ellas es la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí, la cual abarca una porción de los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Guanajuato, Querétaro e Hidalgo. Durante el Cretácico, tuvo su desarrollo como una plataforma aislada bordeada por arrecifes de rudistas y corales, rodeando una laguna, donde se depositaron grandes volúmenes de secuencias carbonatadas y evaporitas durante una fase de lenta subsidencia generalizada. Se ha identificado gran variedad de fósiles de aguas someras en condiciones ambientales tropicales con abundancia de nutrientes que favorecieron el desarrollo de fauna y flora marina durante la evolución geológica de la plataforma (Carrillo-Bravo, 1971).

El estudio geológico evolutivo de las plataformas carbonatadas permite identificar condiciones ideales para la formación o acumulación de algún recurso

natural que es de utilidad para la sociedad, y que permiten el desarrollo económico y social con el aprovechamiento de estos. La Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí ha sido objeto de estudio por diversos autores y en el siguiente trabajo se incluye información relevante de su evolución geológica, estratigrafía y la geología estructural relacionada con la formación del orógeno mexicano, que fisiográficamente forman parte de la Sierra Madre Oriental.

16.4 Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí

16.4.1 Ubicación

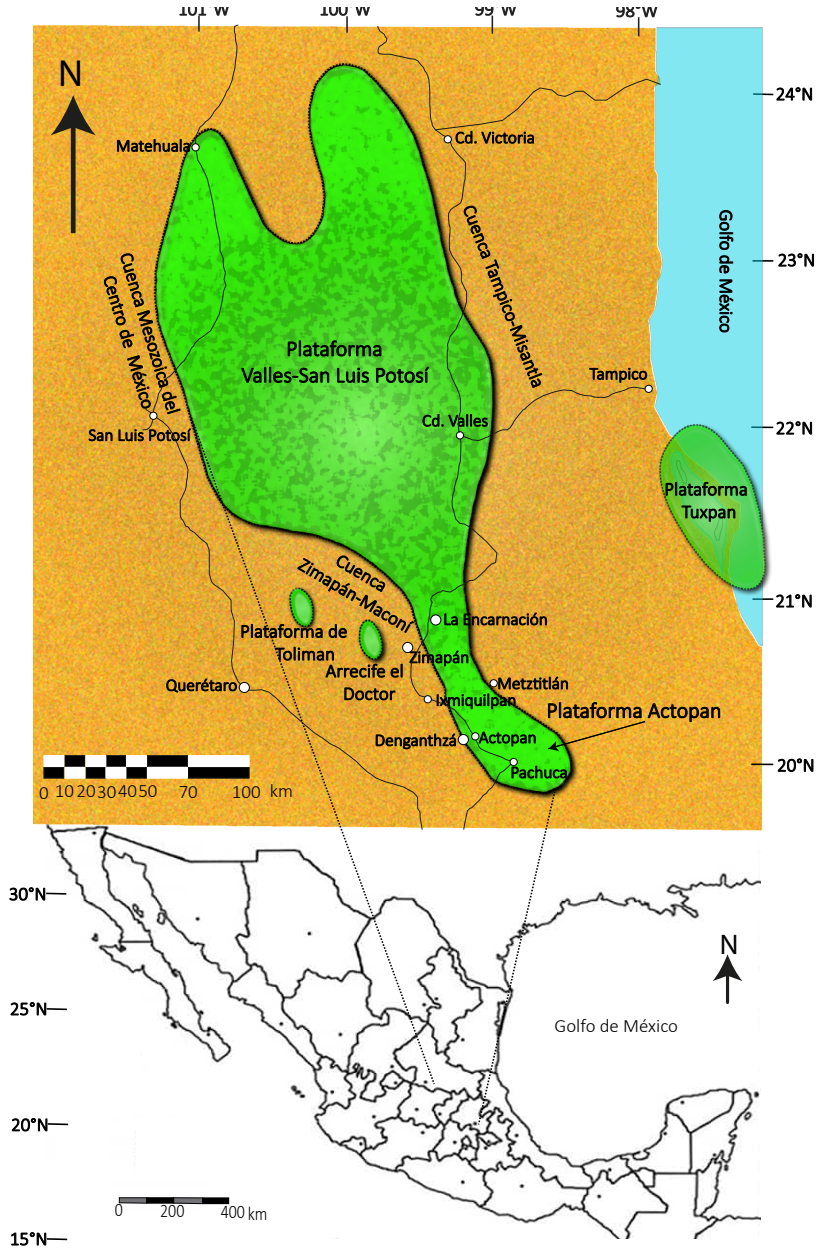


Figura 16.1. Ubicación de la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971; Tarango, 2003; Carrasco *et al.*, 2004); tomada y modificado de Servicio Geológico Mexicano (2011).

La Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí está ubicada en la porción centro-oriental del Altiplano Mexicano, abarca parte de los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Guanajuato, Querétaro e Hidalgo (Figura 16.1), con una superficie aproximada de 48,000 km^2 (Carillo-Bravo, 1971); sus afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos en el sector central de la Sierra Madre Oriental (SMOr) (Morán *et al.*, 2013); un segmento de esta es la Plataforma Actopan Hidalgo, que pertenece al sector sur-sureste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, la cual tiene un área aproximadamente de 45 km^2 (Tirado, 2019), donde las calizas están cubiertas por andesitas y piroclastos de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) (Carrillo, 1969; citado en Carrasco, 1971). Las aguas marinas que cubrían a la plataforma eran cálidas y someras, no superaba los 50 m de profundidad (Tirado, 2019). Aunque algunos autores la dividen en dos partes, en este trabajo se considera como una sola unidad con algunos contrastes, sobre todo porque el sector sur es muy estrecho y el norte muy amplio.

16.4.2 Estado del arte

La plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí ha sido objeto de estudio por la abundancia de recursos naturales qué se encuentran en la región, es precisamente Petróleos Mexicanos (PEMEX) que desde inicios de la década de los sesenta comienza a hacer exploración con interés de evaluar si la zona contiene algún tipo de hidrocarburo que pueda ser extraído y aprovechado por la sociedad. Es Carrillo-Bravo (1971) quien publica en el Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros el número “Plataforma Valles-San Luis Potosí”, el cual recaba información de los trabajos exploratorios desde 1962 hasta la fecha de su publicación, dejando un trabajo de investigación referente para el estudio de la plataforma.

Por otra parte, ha sido de interés el estudio de la Formación El Abra, ya que es la que se encuentra expuesta en casi toda la plataforma y por el gran contenido de organismos fosilíferos bien preservados. En 1930 Kellum define las facies de miliólidos y Taninul, fue hasta 1990 cuando Suter incluye dentro de la formación las facies El Abra (interior de la plataforma) y Taninul (borde de la plataforma); mientras que Carrasco (1971) realizó estudios sedimentológicos-estratigráficos de la Formación El Abra en el sector sur que describió como Plataforma de Actopan.

El Servicio Geológico Mexicano (SGM) también ha realizado estudios sobre la plataforma en la exploración de recursos minerales metálicos y no metálicos, rocas dimensionales y agregados pétreos para crear nuevos proyectos mineros y así contribuir al desarrollo de la minería.

16.4.3 Tipo de plataforma

Carrillo-Bravo (1971), la define como una plataforma carbonatada bordeada por arrecifes de rudistas, es de tipo aislada y se desarrolló durante el Barremiano-Cenomaniano; con crecimientos arrecifales que rodeaban y bordeaban una laguna donde inicialmente se formaron evaporitas y lodo terrígeno-carbonatado, después carbonatos de plataforma, alcanzando espesores de hasta 2,000 m desarrollados en una zona de lenta subsidencia que permitió se mantuvieran las aguas someras durante varios millones de años. La porción SE, fue denominada por Wilson (1975) como *"rudist buildups of Actopan Bank"*, además, menciona que gracias a que el territorio mexicano se encontraba cubierto de aguas cálidas del mar de *Tethys* durante el Cretácico, permitió la formación de grandes volúmenes de sedimentos calcáreos y con ello la formación de grandes y pequeñas plataformas carbonatadas (Tuxpan, El Doctor, Yucatán, Coahuila, etc.), y que las profundidades fluctuaban entre 30 a 50 m (citado en Tirado, 2019). Fue en el Albiano-Cenomaniano, cuando se produjo el mayor desarrollo de plataformas carbonatadas en México en ambientes tropicales-subtropicales (Schroeder y Neumann, 1986).

16.4.4 Desarrollo de la plataforma y sus cambios de facies

En la región centro-oriente de México, asociadas al origen y desarrollo del paleo-Golfo de México, se conformaron una serie de altos y bajos estructurales en diferentes áreas, con orientación general N-S. Las fosas, con topografía negativa, fueron rellenadas con sedimentos continentales (lechos rojos), ambientes de abanicos aluviales, llanuras de inundación y lacustres, que corresponden con la Formación Huizachal. Cuando las placas tectónicas de Sudamérica y Norteamérica comenzaron a separarse (al inicio del Jurásico), en la porción oriente de México

(fue el área con mayor debilidad), comenzaron a formarse aulacógenos, y en las aperturas ocasionadas por el movimiento de las placas se inició él depositó en las depresiones topográficas (grabens regionales) de una secuencia conglomerática y areno arcillosa generada en abanicos aluviales, fluviales y sistemas de flujos deltaicos. Posteriormente, ocurrió una transgresión marina y se formaron secuencias arcillosas con abundante materia orgánica de la Formación Huayacocotla, la que aflora fuera del margen sureste de la plataforma (Rocha, 2008).

A finales del Triásico tardío se desarrolló un proceso de fragmentación continental, permitiendo la formación de aulacógenos (Hernández y Hernández, 1991), ocasionando el depósito de sedimentos continentales y luego sedimentos marinos. Después, en el Jurásico temprano la sedimentación culminó, gracias a que entró en una fase de deformación por extensión, que provocó una dislocación y luego restableció la sedimentación conforme al proceso de erosión de ese momento, gracias a una transgresión marina de poniente a oriente.

El desarrollo como plataforma inició durante el Cretácico, sobre una porción de terreno continental conformado por un basamento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, expuestas en la porción norte de la región; al ocurrir una transgresión regional durante el Jurásico medio inició el depósito marino en los bajos estructurales y las zonas altas aportaron sedimentos terrígenos, que cambiaron a calcáreo-arcillosos durante el Kimmeridgiano, donde la transgresión tuvo un episodio de inundación importante (Carillo-Bravo, 1971). Como la subsidencia continúo y se elevó el nivel del mar de manera regional, los altos topográficos se cubrieron de aguas someras dando lugar al desarrollo de un conjunto de plataformas carbonatadas, una de las más grandes es de la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí, el depósito sedimentario en la plataforma inició con la precipitación de evaporitas (Goldhammer *et al.*, 1991) y posteriormente se profundizó un poco y ocurrió un cambio climático que favoreció el depósito de carbonatos de la Formación El Abra y en su periferia secuencias carbonatadas de talud de la Formación Tamabra (brechas calcáreas) y las formaciones Tamaulipas inferior y Tamaulipas superior (carbonatos de aguas profundas).

A nivel regional, en el Cretácico temprano, la cuenca del Golfo de México se mantuvo tectónicamente estable (Salvador, 1991), y fue durante esta época

cuando la afluencia de sedimentos terrígenos cesó, con ello las plataformas y rampas estables fueron los lugares perfectos para la deposición de carbonatos. En el Aptiano, como resultado del aumento del nivel del mar y por los primeros pulsos de levantamiento orográfico del Orógeno Mexicano se depositaron gruesas secuencias calcáreas de aguas someras en la plataforma y en las zonas de topografía negativa (grabens) secuencias calcáreo-arcillosas de las formaciones La Peña y Otates (Rocha, 2008). Durante el Albiano se tuvo el mayor depósito de carbonatos en las plataformas, comenzando a formarse como una plataforma aislada, rodeada por el talud y aguas profundas de la Cuenca Mesozoica del centro de México al noroccidente, Cuencas Zimapán-Maconí al suroccidente y hacia el oriente la Cuenca Tampico-Misantla (Wilson y Ward, 1993).

Las condiciones que imperaban en la plataforma durante el Albiano-Maastrichtiano, provocaron el desarrollo progresivo de arrecifes en los bordes de la plataforma, los cuales están representados por la Formación El Abra en las facies Taninul (De Cserna y Bello, 1963). Mientras tanto, en la margen occidental y oriental de la plataforma y en el límite con la Cuenca Mesozoica del centro de México, se depositó una unidad litológica de ambiente de talud con facies arrecifales mixtas, correspondientes a la Formación Tamabra (López, 2003). De manera contemporánea las cuencas adyacentes a la plataforma, las plataformas externas y de mar abierto, los depósitos fueron de calizas con fracciones arcillosas, estas secuencias corresponden con las formaciones Tamaulipas Inferior, Taraises, Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura (Rocha, 2008), los depósitos corresponden a una tectónica de margen pasivo.

La Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí tienen una variabilidad en su distribución y complejas litofacies, debido a la subsidencia a lo largo de su evolución geológica, así como la velocidad de sedimentación (no fueron uniformes ni constantes) y a su configuración.

Las condiciones ambientales marinas en las que se encontraba el territorio mexicano en el Cretácico tardío permitieron que se depositaran sedimentos en su mayoría calcáreos e intercalaciones de arcillas, con influencia de mar abierto, hasta convertirse en margas. Estas sucesiones conforman a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, las cuales cubren la porción oriental

de la plataforma y en el sector poniente se formaron las unidades Taraises y Caracol en la Cuenca Mesozoica del centro de México y, en el sector suroeste la Formación Soyatal en la Cuenca de Zimapán-Maconí. En la zona centro se depositaron carbonatos con intercalaciones de terrígenos, inclusive existieron algunos arrecifes aislados, además de depósitos mixtos en la porción del talud; estas secuencias integran a las formaciones Tamasopo y Cárdenas (Rocha, 2008).

En el Turoniano hubo una acumulación de secuencias calcáreas, primero arcillosas en un ambiente anóxico, después con aportes de piroclastos y finalmente secuencias turbidíticas. En el Paleoceno-Eoceno la zona continuó afectada por una fase compresiva relacionada con la placa Paleopacífica (Farallón) y la Placa Norteamericana, que formó el Orógeno Mexicano, lo que favoreció la acumulación de la secuencia turbidítica al oriente de las tres mega secuencias de Chicontepec, donde tenía lugar la formación de una cuenca de antepaís (retroforeland); posteriormente ocurrió el depósito de secuencias continentales postorogénicos en el poniente. La fase compresiva yuxtapone a la secuencia de la plataforma sobre las rocas del Anticlinorio Huayacocotla (Martínez y Cruz, 2019). Para el Neógeno, comenzó una fase de extensión cortical que disloca las estructuras laramídicas, y abre rutas para el emplazamiento de diversas rocas volcánicas.

16.4.5 Sedimentología

Los estudios que se han realizado en la plataforma por diversos autores han documentado la presencia de rocas precámbricas y paleozoicas metamorfoseadas expuestas en la porción norte, las cuales subyacen de manera discordante a sedimentos clásticos del Jurásico tardío en las zonas de topografía negativa que, es en este periodo cuando comienza la evolución de las cuencas de *rift* y altos topográficos que al erosionarse aportaban sedimentos terrígenos.

A partir del Triásico tardío, en los rifts comenzó el depósito de sedimentos continentales en un ambiente de abanico aluvial (secuencias de arena y arcilla depositadas en un ambiente de abanico aluvial-fluvial-flujo deltaico). Para el Cretácico, las zonas de topografía positiva fueron cubiertas por aguas en un proceso transgresivo, lo que permitió que las antiguas islas se cubrieran

de agua marina en un clima tropical, por lo que se depositaron secuencias de aguas someras (carbonatos y evaporitas). Se ha documentado que para el Albiano-Cenomaniano se depositaron los mayores volúmenes de sedimentos calcáreos, además de que se han registrado intercalaciones de sedimentos calcáreos con arcilla y arcillas con carbonato. También se tienen rocas del Cenozoico que constituyen cuerpos intrusivos, derrames volcánicos y rocas sedimentarias continentales (Rocha, 2008).

Los depósitos recientes son materiales no consolidados, generados por la erosión de rocas preexistentes, compuestos de cantos rodados, gravas, arenas, limos y arcillas, acompañados por caliche (SGM, 2011).

16.4.6 Estratigrafía general y contenido paleontológico

La columna estratigráfica se caracteriza por la presencia de secuencias areno-arcillosas, evaporíticas, calcáreas y terrígenas; además de la presencia de coladas de lava y algunos intrusivos. El contenido fósil en cada unidad litológica ha servido para proporcionar una edad relativa a la secuencia sedimentaria, ya que existen fósiles índices, que además de proporcionar la edad permiten interpretar el paleoambiente de depósito.

Como basamento se tienen esquistos micáceos con foliación bien marcada con textura bandeada, contienen lentes y vetas de cuarzo blanco, que fue denominada por Carrillo Bravo (1961) como Esquistos Granjeno en afloramientos identificados en Tamaulipas, el espesor que se reporta es superior a 30 m, la unidad litológica es cubierta discordantemente por capas rojizas de Triásico tardío-Jurásico temprano correspondientes a la Formación Huizachal (Rocha, 2008). Cubriendo a la Formación Huizachal se tiene a la Formación Huayacocotla que se depositó durante el Sinemuriano-Pliensbachiano, posteriormente durante el Calloviano-Oxfordiano continúo el depósito de la Formación Santiago que fue cubierta por la Formación Tamán que tuvo su desarrollo durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano, luego en el Kimmeridgiano-Tithoniano la Formación Pimienta cubrió a la Formación Tamán, además que se depositó la Formación La Casita en el Jurásico tardío.

Para el Cretácico, gran parte del territorio mexicano se encontraba cubierto de aguas marinas de diferente batimetría. Viniegra (1992), señala que en el Aptiano aproximadamente el 90 % del territorio estaba bajo el Mar Mexicano (citado en Tirado, 2019), permitiendo depositarse secuencias carbonatadas de diferentes facies (diferentes profundidades oceánicas), dando origen a la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí, en donde previamente existió una gran isla (alto de basa. Durante el Berriasiano-Hauteriviano (PEMEX,1982b; citado en Rocha, 2008) se depositó una unidad litológica sedimentaria constituida por conglomerado basal compuesto por fragmentos de cuarzo y rocas volcánicas, cementados por material arcillo-arenoso de color verdoso, la secuencia continúa con caliza gris, marga de color gris oscuro y arenisca calcárea que intemperizada muestran color amarillento a crema con presencia de abundante fauna como gasterópodos (*Harpagodes aff. Mexicana*s), braquiópodos (*Antiptychina mülleriedi, Terebratula sillimani* y *Lucina aff. kellumi*), cefalópodos (*Thurmaniceras novihispanicus* y *Olcostephanus filiter*) (Imlay, 1944; citado en Carrillo-Bravo, 1971); se depositó en aguas someras y con abundancia de material terrígeno (Rocha, 2008), esta secuencia es denominada como Margas Miquihuana.

Según Aguilar (1984), la Formación Guaxcamá, es la primera unidad estratigráfica marina de la plataforma tiene edad Hauteriviano-Aptiano que contiene organismos como *Orbitolina sp., Colomiella mexicana, Nannoconus steinmanni, Glomospira sp., Hyperammina sp., Orbitolina sp.,* también miliólidos recristalizados, ostrácodos, fragmentos de moluscos y de equinodermos, espículas de esponja y foraminíferos *biserales* y *planispirales* (citado en Ramos, 2018). La formación está constituida por secuencias evaporíticas, como anhidrita y en menor proporción yeso y dolomía; la roca presenta un aspecto sacaroideo, de color gris tenue a gris oscuro, ocasionalmente con bandas de material arcilloso intercalados con yeso, algunas veces caliza microcristalina y dolomía de color gris oscuro, cuando se impacta la roca presenta un olor fétido; la secuencia sedimentaria aflora en la porción central de la plataforma (Carrillo-Bravo, 1971). La unidad se formó en una laguna cerrada, localizada sobre la plataforma y separada del mar abierto, seguramente por barreras de tipo arrecifal, sugerido por la presencia de rocas arrecifales y post-arrecifales dentro de la secuencia evaporítica (Rocha, 2008); PEMEX (CRM, 1992) con el pozo Lagunillas reportó espesor mayor a los 2,000 m (citado en Morán *et al.*, 2013).

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

En el Aptiano tardío, al norte-occidente de la plataforma se depositó la Formación La Peña la que, Cuapio-Pérez (2009) describe como wackestone y mudstone de color gris, con intercalaciones de lámina de caliza arcillosa, lutita calcárea y lentes de pedernal (citado en León-Francisco, 2015); esta unidad se depositó en aguas profundas de una zona batial a epibatial. Contemporáneamente, se formó la Formación Otates en la porción sureste y margen noroeste de la plataforma en un ambiente de depósito de mares de baja energía y fauna pelágica (Castro y Martínez, 1977); a esta unidad estratigráfica, Carrillo (1961) la describe como una secuencia de caliza arcillosa, carbonosa y marga areno-carbonosa de color gris oscuro a negro depositadas en ambiente de talud (citado en Rocha, 2008).

Mientras tanto, durante el Albiano-Cenomaniano se depositó sobre la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí la Formación El Abra, y Carrillo-Bravo (1971) ha determinado que la unidad estratigráfica se divide en tres facies, las describe de la siguiente manera: 1) Facies pre-arrecifal (equivalente a la Formación Tamabra) halladas al oeste de la Faja de Oro por Heim (1940) constituida por rocas clásticas de talud arrecifal (dolomitizadas), la que cambia de facies a calizas de cuenca (Formación Cuesta del Cura y Formación Tamaulipas Superior) con calizas clásticas biocalcáreas derivadas de las zonas arrecifales, y tiene un registro fósil de *Stomiosphaera sphaerica, Pithonella ovalls, Calcisphaerula innomínata, Rotalipora sp., Globigerina sp., Dicyciina schiumbergeri;* también presenta fragmentos de rudistas y otros moluscos; 2) Facies Taninul, es la facies arrecifal conformada por calizas masivas de color crema amarillento y gris crema, constituida principalmente por un conjunto de bancos arrecifales de caprínidos y radiolítidos, separados por calcarenita, calcarenita oolitica y clásticos biogénicos, en su mayoría el cementante entre los fósiles es calcita de grano fino; los fósiles identificados son rudistas como *Toucasia Texana, Eoradiolites aff., Caprina (Sphaerucaprina) occidentalis Conr.,* también, lamelibranquios como Pectén cf., Kuiller, Pectén sp, además de gasterópodos tales como *Trochus, Cerithium, Turritelas* y el braquiópodo *Kingena cf.*; y 3) Facies El Abra, es la facies post-arrecifal, en general se ha encontrado organismos como *Nummoloculina heimi Bonet, Calcisphaerula sp., Stomiospharea sp., Globigerina aspera, Globigerina sp.* y *Rotalipora sp.* Esta facies se subdivide en cinco litofacies, las cuales consisten en: I) Unidad clástica post-arrecifal, constituida por calcirudita, calcarenita y caliza oolítica en capas gruesas con estratificación cruzada en algunos sitios,

II) Unidad de calcilutita, calcarenita y toucasia; contiene pellets, miliólidos y en ocasiones estas últimas son tan abundantes que llegan a formar calcarenitas de miliólidos, III) Unidad de dolomita y caliza parcialmente dolomitizada, representada por dolomita de grano fino a medio, ocasionalmente grueso, con algunas capas de calcilutitas y calcarenitas con miliólidos y pequeños biostromas de rudistas, IV) Unidad constituida por calcilutita, calcarenita biogénica, caliza oolítica y algunos horizontes de caliza dolomítica con abundantes miliólidos y algunos desarrollos biostromales de toucasias o de radiolítidos, monopléuridos y muy escasos corales, y V) Zona dolomítica basal, conformada de dolomita de grano fino a grueso, en capas gruesas.

La Formación El Abra está ampliamente distribuida en la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí, y dependiendo de la localidad, será el espesor de la formación, la cual va de 100 a 2,720 m, el ambiente de depósito de la unidad litológica fue de plataforma aislada, amplia y estable de aguas someras (PEMEX, 1988).

Además, desde el Aptiano y hasta el Campaniano se depositaron en el talud, brechas calcáreas, las cuales tienen pequeños lentes, nódulos y delgadas capas de pedernal; se encuentran interestratificados horizontes delgados a gruesos de grainstone y packstone, los cuales muestran una gradación normal; y finalmente se tiene un depósito que consiste en secuencias gruesas a masivas de color gris claro de floatstone (soportado por matriz) y rudstone (soportado por grano), pertenecientes a la Formación Tamabra (López, 2003). Barboza (2001) menciona que esta unidad se depositó en la zona de transición entre la plataforma y la cuenca, ubicada en el talud de la plataforma, a más de 200 m de profundidad (citado en Tirado, 2019), por lo que tiene megabrechas, brechas y microbrehas calcáreas.

Durante el Turoniano-Santoniano se depositó la Formación Tamasopo integrada por dos facies: 1) Facies arrecifal consiste en una serie de biostromas y pequeños biohermas de caprínidos (*Coralliochama*), radiolítidos, gasterópodos, corales y algas, envueltos en una matriz calcilutítica con bioclastos; y 2) Facies post-arrecifal constituida por calcarenitas y calcarenitas biógenas, con abundantes fragmentos de microfauna bentónica de los géneros *Solcuperculina, Orbitoides, Lepidorbitoides, Valvulamina,* también microfauna pelágica:

Globutruncana, Heterohelix, Calcisphaerula, Pithonella, Stomiosphaera, y macrofauna principalmente caprínidos, radiolítidos, gasterópodos, pelecípodos, corales y algas. El espesor de la formación es de 160 m y la unidad se depositó en una plataforma con aguas someras y cálidas, con alta energía y alejada de fuentes terrígenas (Carrillo-Bravo, 1971).

A continuación, se describe de manera general a la estratigrafía de las cuencas que rodean a la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí.

Al oriente, se encuentra la Cuenca Tampico-Misantla y su estratigrafía consiste en:

La Formación Huizachal compuesta de lutita calcárea de color rojo claro, con limolita, arenisca de grano fino a medio, arenisca cuarcítica y conglomerado con fragmentos sub redondeados a sub angulosos de color rojizo, verde y gris verdoso; se trata de sedimentos de tipo continental, depositados en cuencas de tipo *rift* durante el Triásico tardío (Noriano) al Jurásico temprano (Hettangiano), generadas por la apertura del proto-Golfo de México (Carrillo-Bravo, 1971). Carrillo-Bravo (1961, 1965), identificó algunas plantas como *Thaumatopteris, Todites* y *Metensides* en la parte inferior, mientras que, en la parte superior de la formación, registró *Otozamites hespera, Ptilophyllum acutifolium y Williamsonia netzahalcoyotlii* (citado en Eguiluz *et al.*, 2014).

Durante el Jurásico temprano (Sinemuriano-Pliensbachiano) se acumularon los sedimentos de la Formación Huayacocotla, en el Aulacógeno del mismo nombre, consiste de una secuencia de arenisca, lutita y limolita, con pliegues sinsedimentarios (Figura 16.2); además de capas de areniscas con estratificación cruzada y gradada, así como algunas capas de lutita calcárea con lentes de caliza arcillosa; su depósito fue marginal deltaica subacuática, con aporte de sedimentos continentales, a transicional marino de aguas variables someras-profundas (Rocha, 2008). Erben (1956), identificó especies índice: *Paltechioceras tardecrescens, P. rothpletzi* y *P. harbledownense, además de Paltechioceras sp., Plesechioceras cihuacoatle, Orthechioceras jamesdanae, Metophioceras sp. y Arnioceras ceratitoides* (citado en Arenas *et al.*, 2006).



Figura 16.2. Pliegue de la Formación Huayacocotla en el municipio de Temapá, Hidalgo.

Durante el Calloviano-Oxfordiano se depositó (en el Aulacógeno), la Formación Santiago, que se conforma de una secuencia de lutitas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas con abundantes nódulos de pedernal, con afloramientos en San Luis Potosí e Hidalgo; se han reportado amonitas de las especies *Reineckeia aff. Leiomphala, Reineckeia aff. Mixtecana* y *Discosphinctes virgulatus* (Cantú-Chapa, 1969; 1984).

Durante el Oxfordiano al Kimmeridgiano se depositó las Facies Mixta de la Formación Tamán en la margen oriental de la plataforma, correspondiente a una unidad de alta energía, la unidad litológica consiste en conglomerado basal, caliza de color pardo oscuro alternando con caliza color gris crema a gris verdoso, y espesor de 145 m de caliza de color pardo claro a oscuro y negro; el espesor total de la formación es de 229 m (Carrillo-Bravo, 1971). En esta unidad Cantú-Chapa (1969), identificó pelecípodos del género Aulacomyella y amonitas de los géneros *Ataxioceras, Rasenia, Virgatosphinctes, Taramelliceras, Idoceras, Glochiceras, Ochetoceras, Aspidoceras, Subdichotomoceras.* Después en el Kimmeridgiano-Tithoniano se depositó una secuencia de calizas con pedernal y lutitas, las cuales conforman a la Formación Pimienta; la que se depositó a profundidades neríticas, con gran aporte de material terrígeno, la que además contiene *Calpionella alpina, Calpionella elliptica* y restos de equinodermos.

Durante el Berriasiano-Aptiano se depositaron calizas wackestone y mudstone de color gris y gris oscuro, con abundante microfauna de organismos

planctónicos (*Caucasella hauterivica, Globigerinelloides ferroalensis, Calpionella alpina, Tintinopsella cadischiana, Remaniella cadischiana*), pocos belemnites y pequeños amonitas (*Spiticeras sp., Olcostephanus sp., Distoloceras sp., Psilotissotia sp., Pseudohaploceras sp., Melchiorites sp., Valdedorsella sp.* y *Crioceratites sp.*); tiene lentes y nódulos de pedernal de color gris tenue a marrón, distribuidos de forma irregular, ocasionalmente se presentan intercalaciones de lutita negra laminar; esta secuencia se denomina Formación Tamaulipas Inferior, la cual se vuelve más calcárea al occidente del territorio mexicano (Castro y Martínez, 1977). Martínez y Bello (1977) indican que se depositó en un ambiente marino somero de alta energía, sin embargo, la parte superior de la unidad se considera de plataforma interna-externa de baja energía.

Del Albiano al Cenomaniano se depositaron calizas criptocristalinas, de color gris crema y gris oscuro en capas de espesor medio a grueso, con estilolitas mal desarrolladas paralelas a los planos de estratificación y algunos nódulos irregulares de pedernal negro; hacia la parte superior cambia a una alternancia de estratos de espesor delgado y medio de margas laminadas de color gris oscuro con abundantes lentes y bandas delgadas de pedernal negro. En su cima se tienen algunas capas de bentonita de color blanco y amarillo, conformando así la Formación Tamaulipas Superior (Carrillo-Bravo, 1961); contiene foraminíferos (*Orbitolina texana, Nummoloculina sp., Dictyoconus sp., Globigerinelloides sp., Colomiella mexicana*), además de equinodermos y pelecípodo. Barboza (2004) interpretó el depósito en un ambiente nerítico profundo, con buena oxigenación y un aporte cíclico constante de sedimentos terrígenos (citado en Tirado, 2019).

Durante el Cenomaniano tardío-Turoniano se formaron calizas arcillosas, calizas de grano fino a medio de color gris, que alternan con estratos medianos de lutita laminar de color gris oscuro pertenecientes a la Formación Agua Nueva, la que contiene lentes o láminas de pedernal negro (Carrillo-Bravo, 1971); su espesor es de 280 m. El ambiente de depósito es nerítico en condiciones inestables, cerca de una fuente de material terrígeno (Rocha, 2008). Gamper (1977) reporta la presencia de los fósiles *Dicarinella sp., Rotalipora cushmani, Thalmanninella appeninica, Hevetoglobatruncana helvética, Dicarinella cancavata (Brotzen) y Globutruncana bulloides.* La Formación Agua Nueva sobreyace a la Formación El Abra y representa el inicio del ahogamiento de la plataforma (León, 2015).

Durante el Coniaciano-Santoniano se depositó la Formación San Felipe (Velasco *et al.*, 2015), son caliza y caliza arcillosa, bien estratificadas, en capas delgadas, de color gris claro, que intemperizan en amarillo ocre, alternando con capas de lutita de color gris claro, además son frecuentes los estratos de bentonita de color verde; su depositó ocurrió en un ambiente nerítico a epinerítico. Existen afloramientos sobre la margen oriental y en algunas porciones al norte de la plataforma que contienen foraminíferos planctónicos y escasos bentónicos, radiolarios, espinas de equinodermos, gasterópodos, microfauna: *Globotruncana arca (Cushman)*, *Globotruncana sp* y *Heterohelix sp* (Carrillo-Bravo,1971).

Durante el Campaniano-Maastrichtiano se depositaron en mar abierto lutitas, calizas arcillosas y margas de color gris de la Formación Méndez; se presenta en capas medianas que alternan con delgadas capas de bentonita de color blanco y capas de arenisca calcárea con los siguientes fósiles: *Globotruncana conica, Globotruncana sp., Gumbelina globosa* y *Clavulinoides trilaterata.* Se encuentra expuesta en la mayoría de los sinclinales que se encuentran en el sector centro-oriente de la plataforma con espesores de hasta 1,000 m (Carrillo-Bravo, 1971).

Al noroccidente se ubica la Cuenca Mesozoica del Centro de México y su estratigrafía consiste en:

Durante el Triásico tardío se depositó en un ambiente de abanico submarino la Formación La Ballena, es una secuencia areno-arcillosa afectada por metamorfismo regional de facies de esquisto verde; las areniscas se componen de cuarzo de origen metamórfico y feldespato. Silva-Romo (1993) reportó amonoideos y pelecípodos del Triásico tardío. Discordantemente, sobre la Formación La Ballena se encuentra la Formación Nazas, constituida de secuencias de lavas interestratificadas con tobas, lutitas, limolitas, areniscas y conglomerado, que se depositaron en un ambiente continental en la parte marginal de un arco volcánico, donde existían pequeños cuerpos de agua (Arellano-Gil, 1988).

Cubriendo en discordancia angular a la Formación Nazas se tiene a la Formación Zuloaga del Oxfordiano-Kimmeridgiano temprano, la que se depositó en un ambiente de aguas someras. Consiste en areniscas calcáreas intercaladas con calizas recristalizadas con algunos nódulos y lentes de pedernal, además de

calizas mudstone, caliza arcillosa y caliza wackestone (Arellano-Gil, 1988). Después, sobre la Formación Zuloaga, durante el Kimmeridgiano tardío-Tithoniano tardío en aguas someras a profundas, se depositó la Formación La Caja, que se compone de calizas limolíticas, estratos de pedernal, limolita calcárea, limolita calcárea con pedernal, caliza arcillosa fosfatada, pedernal calcáreo fosfatado, caliza gris rojiza y limolita con concreciones fosilíferas; contiene pelecípodos, espinas de equinodermos, ammonoideos del género *Aspidoceras* y *Durangites* (Imlay, 1938, citado en Silva-Romo, 1993).

La Formación Taraises se depositó durante el Berriasiano-Huaterviano temprano en un ambiente nerítico a infranerítico, la cual consiste en caliza arcillosa, mudstone de color gris con intercalaciones de lutita calcárea y limolita con abundantes amonoideos; *mudstone* y *wackestone* de color gris oscuro, la secuencia fue depositada en mar abierto identificando fauna como amonoideos (géneros *Olcostephanus, Acriceras*) y ejemplares como *Berriasella sp.,* y *Inoceramus sp.* (Arellano-Gil, 1988).

La Formación Cuesta del Cura se depositó en aguas profundas durante el Albiano-Cenomaniano, consiste en capas delgadas de caliza ondulosa y compactas de color gris oscuro a negro; incluye lutita gris y numerosos lentes de pedernal, algunas capas de caliza son finamente laminadas con bandas grises y negras intercaladas con espesores de hasta 160 m (Imlay, 1936; Arellano, 1988), en la formación se han identificado microfauna como *Colomiella recta, Favusella washitensis, Hedbergella sp.,* y *Ticinella sp.* (citado en Silva-Romo, 1993). Sobre la Formación Cuesta del Cura descansa la Formación Indidura, depositada en un ambiente marino de aguas profundas durante el Cenomaniano tardío-Turoniano temprano; en la base tiene calizas arcillosas, *wackestone*s y lutitas calcáreas de color gris crema y en la parte superior son calizas *wackestone*, lutitas calcáreas y lutitas de color gris, con algunos nódulos de pedernal negro; tiene fósiles como *Hedbergella sp.,* y *Rotalipora sp.* (citado en Arellano, 1988).

La Formación Caracol es un conjunto de abanicos submarinos formsdod durante el Turoniano tardío-Campaniano. Consiste en la base de caliza *wackestone* de color gris oscuro y continúa con la alternancia rítmica de areniscas y lutitas de color gris verdoso con tonos ocre y rojizos por intemperismo. La formación sobreyace en forma concordante y transicional a la Formación Indidura (Arellano-Gil, 1988).

Durante el Campaniano-Maastrichtiano se formó la Formación Cárdenas en un ambiente marino de aguas poco profundas y de alta energía. Carrillo-Bravo (1971), reporta ejemplares de organismos como *Sulcoperculina sp., Pseudorbitoides sp., Lepidorbitoides israelskyi, Alveolina sp., Siderolites sp., Pyrgo sp., Robulus sp., Dentalina sp.,* además de *Globotruncana sp., Annomalina sp.,* y la divide en cuatro miembros: I) Lutitas de color gris a gris verdoso, que alternan con arenisca calcárea y calcarenita de color gris y crema amarillento, con frecuencia se observan delgadas capas de bentonita blanca; II) Lutitas calcáreas de color gris verdoso, alternan con estratos de arenisca calcárea de color pardo y gris; III) Areniscas calcáreas de color gris verdoso y pardo amarillento, de grano fino a medio, que alternan con estratos de lutita calcárea; IV) Lutitas arenosas y limolitas de color pardo rojizo que alternan con estratos medianos de areniscas de color gris, que intemperizan a pardo rojizo, sin fauna, llamada Miembro Tabaco. Se pueden apreciar afloramientos sobre la parte central de la plataforma, con espesores variados dependiendo de la localidad, van de 50 hasta 1,050 m.

Al suroccidente de la plataforma está la Cuenca Zimapán-Maconí y su estratigrafía consiste en:

La Formación Las Trancas de edad Kimmeridgiano-Tithoniano tardío; fue descrita por Segerstrom (1961), como lutita y limolita calcárea, ligeramente filitizada, de color gris oscuro, con intercalaciones de caliza arcillosa parcialmente piritizada, con capas delgadas de grauvaca y pedernal; presenta un conglomerado gris oscuro, de pocos metros de espesor, que contienen una capa de coquina en la parte basal; los espesores son variados de 100 a 1,000 m; la unidad corresponde a una facie de cuenca (aulacógeno).

Durante el Barremiano tardío-Aptiano se depositó una secuencia de areniscas, limolitas y calizas *wackestone* y packstone de foraminíferos bentónicos en facies terrígenas fluviales y marinas deltaicas intercaladas con calizas de plataforma interna conformando a la Formación Santuario, su localidad tipo se encuentra al noreste de Ixmiquilpan, Hidalgo (Abascal y Murillo, 2013; citado en León, 2015).

En el Turoniano-Santoniano se foramaron calizas arcillosas, en estratos delgados alternando con espesores gruesos de lutita, limolita y areniscas de color gris que intemperizan a colores amarillentos; en la porción basal es común observar

nódulos y lentes de pedernal de color gris oscuro a negro, perteneciente a la Formación Soyatal (Rocha, 2008), la cual cuenta con un espesor de hasta 1,000 m. El depósito ocurrió a lo largo de una zona de talud y cuenca (López, 2003) y Villanueva *et al.* (2014) indican la presencia de fósiles como Inoceramus labiatus y microfauna de los géneros *Globotrucana sp., Stomiosphera sp.* y *Heterohelix sp.*

La Formación Mezcala, consiste en capas interestratificadas de arenisca, limolita y lutita calcárea con escasos lentes de caliza clástica; hay depósitos al norte de Ixmiquilpan, Hidalgo, de edad Coniaciano temprano-Campaniano con contenido fósil como amonoideos (*Barroisiceras cf. haberfellneri, Peroniceras sp.*), pelecípodos del género *Didymotis* y microfauna con las especies *Martinottiella, Guembelina, Lamarckina* (Fries, 1960). Se depositó en un mar epipelágico en condiciones relativamente profundas de baja energía (Zamudio, 2005).

Durante el Cenozoico, las depresiones topográficas formadas sobre la plataforma fueron rellenadas por depósitos continentales. Durante el Paleógeno temprano en la porción sur, hubo un aporte de clastos, dando origen a la Formación El Morro, que consiste en conglomerado de caliza, además de materiales de origen a depósitos fluviales, aluviales y algunos derrames de lava máfica; la secuencia culmina en el Eoceno. Sobre esta secuencia está la formación de las Espinas de edad Eoceno tardío, conformada de tobas y lavas andesíticas (Segerstrom, 1961; Carrasco-Velázquez, 2009; citado en Hernández, 2014).

En el Oligoceno hubo actividad ígnea al sur occidental de la plataforma con depósitos de rocas volcánicas de composición riolítica, riodacita y andesita, en la porción central pórfidos riolíticos y derrames de basalto del Mioceno, en el centro occidental derrames basálticos del Pleistoceno (Rocha, 2008).

En el sector sur-oriente, sobre la plataforma, se formó la Formación Tarango, de edad Plioceno tardío-Pleistoceno temprano; Cervantes y Armienta (2004) describen la unidad litológica, constituida por ocho miembros: I) Areniscas y conglomerados pobremente cementados, II) Areniscas pobremente cementada y arcilla intercaladas, III) Capas de arcilla que en su conjunto alcanzan un espesor de 10 a 50 metros, IV) Capas de basalto intercaladas con unidades detríticas, V) Lentes de conglomerado poco compactados, VI) Lentes aislados de caliza, VII) Lentes delgados de ceniza volcánica y toba, y VIII) Nódulos de caliche o

capas delgadas de material heterogéneo. Su ambiente de depósito es lacustre altamente oxidante con escaso flujo, cuyos depósitos aluviales, coluviales, escombros y abanicos son de material desintegrado de las rocas preexistentes rellenaron las depresiones topográficas.

En la figura 16.3 se muestra la columna estratigráfica general idealizada de la porción norte de la plataforma y de las cuencas sedimentarias adyacentes (Cuenca Mesozoica del Centro de México y Cuenca Tampico-Misantla) antes, durante y posterior de la evolución geológica como plataforma carbonatada aislada.

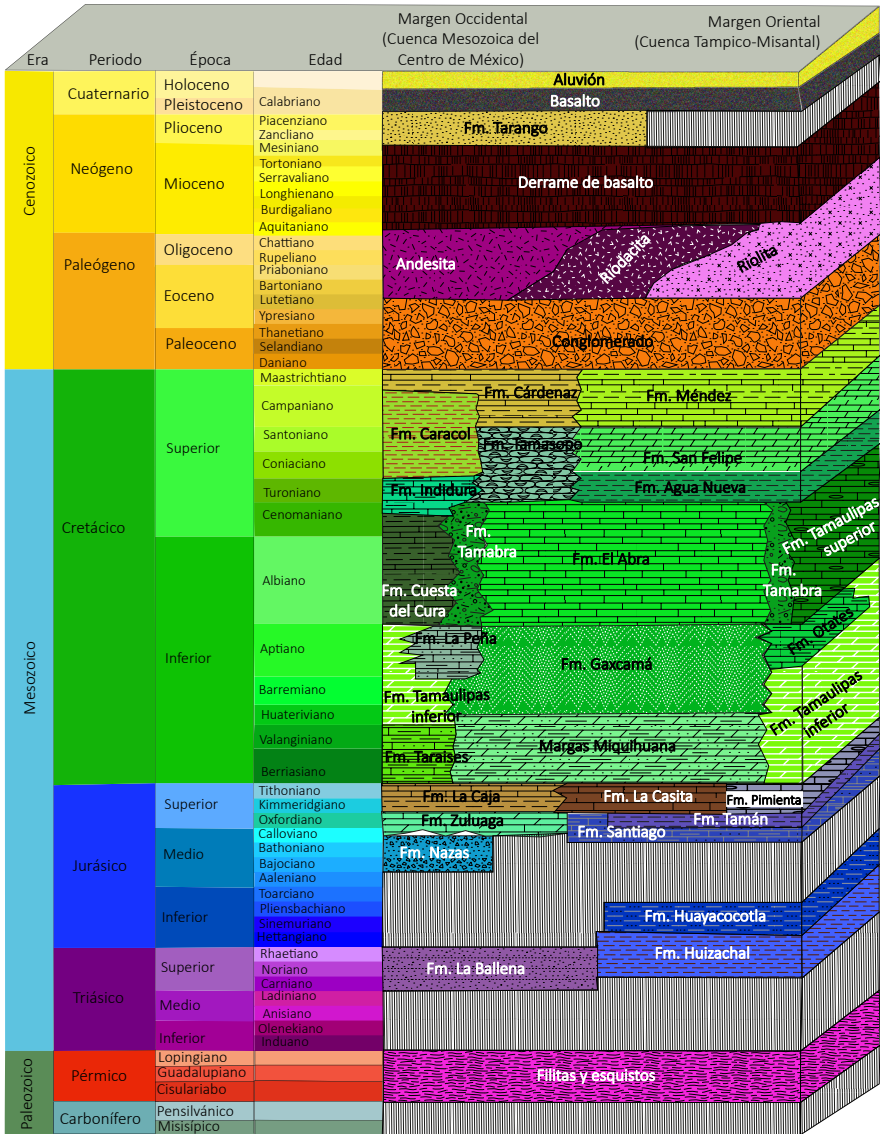


Figura 16.3. Columna estratigráfica de la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí y su entorno (cuencas sedimentarias adyacentes). Obtenida y modificada de Rocha (2008); León (2015).

16.4.7 Geología estructural

Sobre la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí se encuentran anticlinales y sinclinales alargados, frecuentemente recumbentes y buzantes; las formaciones involucradas son del Cretácico, aunque las rocas que bordean a la plataforma (contemporáneas y más antiguas), también están plegadas con otros estilos estructurales (Martínez y Cruz, 2019). Carrillo-Bravo (1971), describió los pliegues mayores (Guadalcázar, Nahola, Miquihuana, Gómez Farías, Guaxcamá y Valle de Guadalupe); además de dos fallas principales: Falla Xilitla-San Antonio que se localiza en la margen suroriental de la plataforma, con una longitud de 20 km, orientada 10° a 20° NW-SE; y el conjunto de fallas del frente oriental de la Sierra de El Abra, la cual es un sistema de fallas normales, con desplazamiento vertical de más de 50 m, y están orientadas 10° NW-SE y otras N-S.

En la porción sureste de la plataforma, las secuencias marinas cretácicas también se encuentran plegadas intensamente, cuyos ejes de los anticlinales y sinclinales asimétricos tienen orientaciones generales N-S y NW-SE. Se tienen también cabalgaduras con orientación NW-SE (Tirado, 2019).

16.4.8 Evolución geológica

El primer evento geológico relacionado con la evolución de la plataforma es la ruptura de Pangea durante Triásico tardío-Jurásico temprano, con la apertura del Atlántico y del paleo-Golfo de México, ocasionando que las placas se fraccionaran en varios bloques regionaloes. El basamento cristalino de la plataforma consiste en rocas del Precámbrico, Paleozoico y Triásico, las cuales fueron sometidas a varios eventos de deformación. La evolución geológica está estrechamente relacionada con el origen del paleo-Golfo de México y la separación de las placas tectónicas donde se generó piso oceánico que constituye el basamento ígneo de la parte centro-oriente de México, mientras que al noreste y este, se formaron altos y bajos estructurales, en los bajos se formaron cuencas sedimentarias de tipo *rift* continental durante el Triásico-Jurásico medio. Los altos formaron islas durante el Jurásico tardío y en en el Cretácico se cubrieron de aguas someras que formaron plataformas carbonatadas aisladas (Actopan Hidalgo-Valles San Luis, Doctor, etc.).

Posteriormente, la plataforma se vio afectada por diversos eventos de deformación en el Cretácico tardío-Paleógeno temprano, por los esfuerzos compresivos generados por la Orogenia Laramide, formando parte del Orógeno Mexicano. Esto ocasionó gran cantidad de pliegues anticlinales estrechos, alargados y apretados, algunos simétricos y otros asimétricos, recostados en general hacia el noreste, que involucran varios niveles de despegue y dieron origen a cabalgaduras, cuyo límite está definido por el frente oriental de la Sierra Madre Oriental (citado en Rocha, 2008). Posteriormente ocurrieron esfuerzos que causaron extensión, así como el emplazamiento de algunos cuerpos ígneos durante el Eoceno, dando paso a una fase distintiva post-orogénica en el Eoceno-Oligoceno, generando depresiones las cuales recibieron sedimentos clásticos; finalmente tenemos una fase distensiva del Plioceno-Pleistoceno en la que se formaron bloques tectónicos por fallamiento normal (Campos *et al.*, 2000) y ocurrió vulcanismo.

16.4.9 Modelo de la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí

La plataforma tiene variaciones en la distribución y aportación de sedimento, ya que regionalmente está bordeada por taludes y cuencas, las que tuvieron diferentes cambios y eventos geológicos que influyeron en su desarrollo y en sus facies. Los diferentes eventos de transgresión marina, que ocurrieron en el Jurásico tardío, comenzaron a cubrir las porciones bajas del terreno, permitiendo la acumulación de sedimentos marinos en cuencas que rodeaban a las islas, las que posteriormente al cubrirse de aguas someras formaron a las plataformas. Sin embargo, la subsidencia no fue constante y ni uniforme en toda el área, por lo que se depositaron secuencias sedimentarias marinas con diferentes espesores sobre el elemento paleogeográfico (paleo-isla). Durante el Aptiano-Cenomaniano ocurrió un evento de transgresión marina generalizado, cubriendo gran parte del territorio mexicano con aguas cálidas, permitiendo que las islas se convirtieran en plataformas carbonatadas aisladas y en las áreas circundantes se formaron grandes acumulaciones de carbonatos de talud y cuenca.

La Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí se desarrolló como una plataforma carbonatada aislada bordeada por organismos formadores de arrecifes (principalmente rudistas). Las plataformas contemporáneas próximas, son la plataforma Tuxpan, El Doctor, Tamaulipas y Tolimán, las cuales constituyeron plataformas aisladas de menor tamaño.

En la figura 16.4 se muestra la distribución de las cuencas que rodean a la plataforma y la ubicación de las plataformas aledañas, permitiendo apreciar que en la porción oriental de la plataforma esta influenciada por la Cuenca Tampico-Misantla, y se encuentra la plataforma de Tuxpan la cual tiene facies similares a las de la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí. En la porción noroccidental interactúa con la Cuenca Mesozoica del Centro de México y al suroccidente con la Cuenca de Zimapán-Maconí; esta última es la que separan a las plataformas Tolimán y El Doctor, permitiendo el desarrollo de gruesos espesores de rocas carbonatadas en un proceso de subsidencia lenta pero continua.

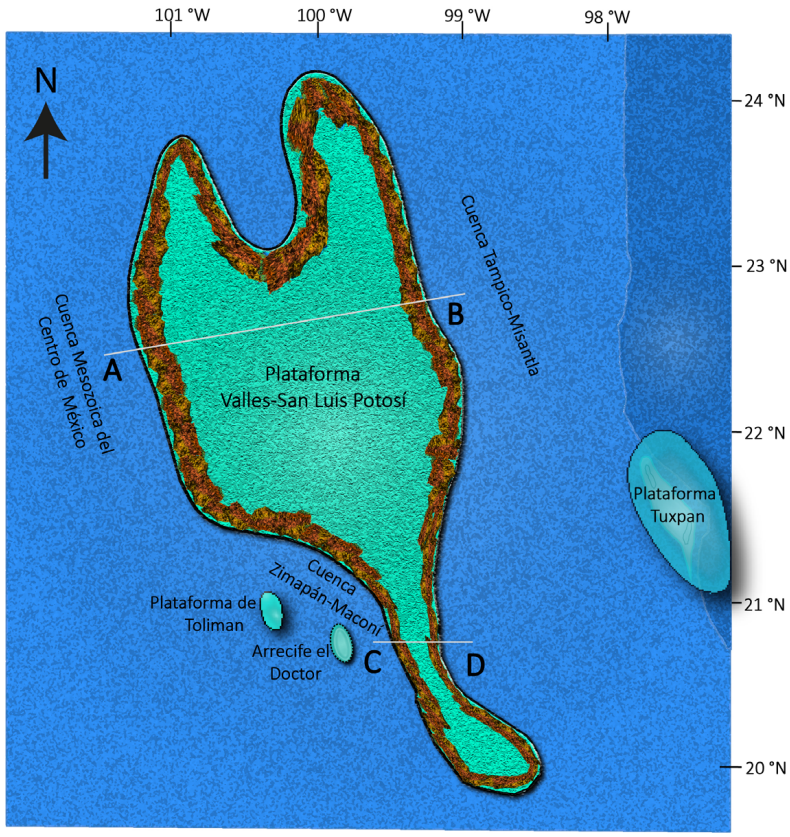


Figura 16.4. Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí durante el Albiano-Cenomaniano y ubicación de las secciones esquemáticas de la plataforma. Modificada de Carrillo-Bravo (1971).

En la figura 16.5a se muestra un bloque diagramático de la parte norte de la plataforma y la figura 16.5b es un bloque de la porción sur de la misma, en donde se puede apreciar las diferentes secuencias sedimentarias formadas hasta el Cenomaniano. Existen diferencias significativas principalmente en la porción occidental de la plataforma, en donde se ve que en la facies de cuenca existen cambios importantes, esto se debe por la aportación de sedimentos calcáreos por parte de las zonas arrecifales y con ello forman carbonatos de aguas profundas con diferentes texturas.

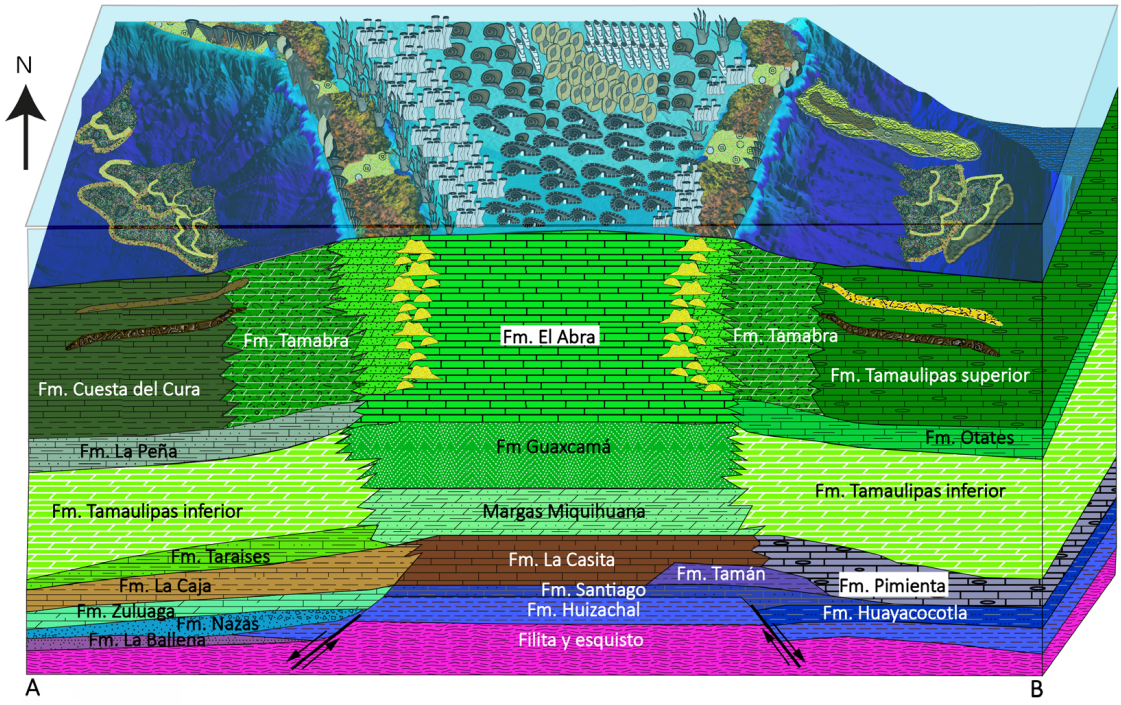


Figura 16.5a. Bloque esquemático de la porción norte de la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí.

Durante la evolución geológica de la plataforma, el depósito sedimentario fue variado debido a que la subsistencia en el área no fue constante ni uniforme, permitiendo el desarrollo de diferentes facies carbonatadas, teniendo mayores espesores de las secuencias sedimentarias marinas en la porción norte de la plataforma, en donde la Formación Guaxcamá supera los 2,000 m y la Formación El Abra tiene espesores mayores a 2,500 m.

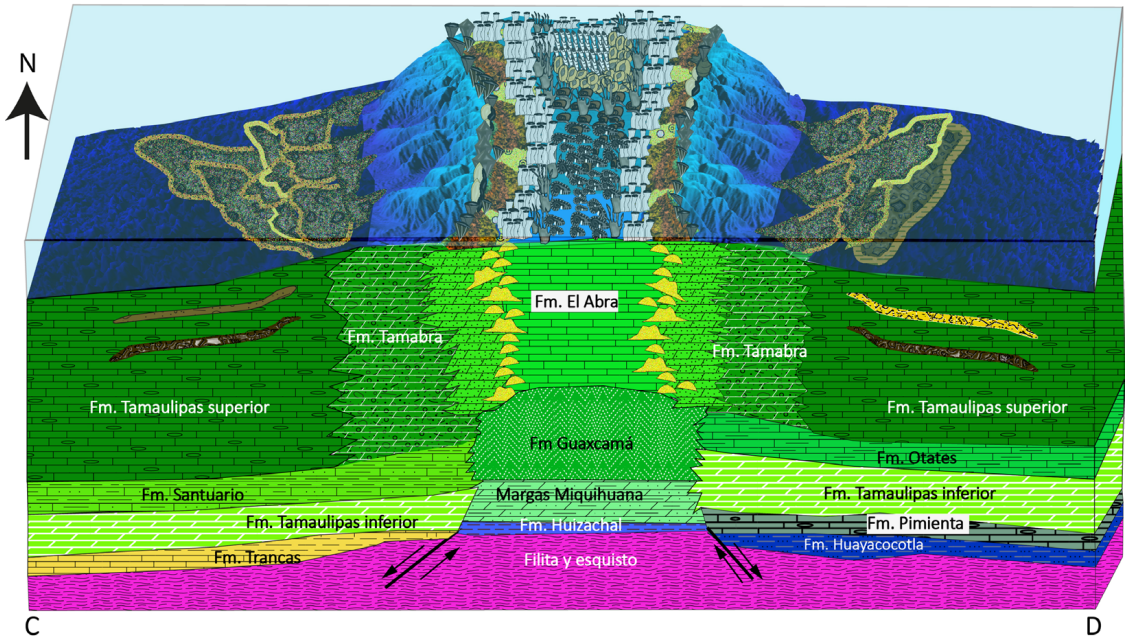


Figura 16.5b. Bloquer esquemático de la porción sur de la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí.

Después del Cenomaniano tardío, en el sector norte comenzó una etapa de ahogamiento de la plataforma que fue migrando al sur, propiciando un hundimiento generalizado que dio fin a las secuencias carbonatadas de plataforma, cambiando a secuencias calcáreo-arcillosas de las formaciones Agua Nueva y San Felipe, mientras que en el sur y occidente se acumularon las secuencias clásticas y calcáreo-arcillosas de las formaciones Soyatal y Mezcala, que representan la retrogradación de las aguas hacia el Golfo de México.

16.5 Consideraciones económicas

La Plataforma Actopan Higalgo-Valles San Luis Potosí, cuenta con recursos naturales que han sido aprovechados en beneficio de la sociedad, con ello permite un desarrollo económico y social. El área cuenta con recursos minerales, hidrológicos y tiene un bajo potencial petrolero.

Se han identificado algunas unidades litológicas afectadas por fallas y fracturas las cuales albergan mineralizaciones con importancia económica. Se han identificado importantes volúmenes de barita en la Formación Huizachal lo cual representa una fuente importante de materia prima en los lodos de perforación de pozos petroleros, pues aproximadamente el 40 % de estos lo constituye la barita; además por sus propiedades de baja absorción de aceite es utilizado en la industria como relleno, como adhesivo en diversos artículos deportivos; la barita también absorbe radiación gamma y puede reemplazar la carga en escudos nucleares. (Coordinación General de Minería, 2013), mientras que la Formación Tamaulipas Inferior cuenta con minerales como cerusita, smithsonita, limonita, hematita, además de valores importantes de plomo, zinc y plata.

El depósito más grande del mundo de fluorita se encuentra en el límite centro poniente de la plataforma, permitiendo colocar a México como un país con la mayor producción a nivel mundial, ya que de 2012 a 2023 se colocó en segundo lugar. La compañía minera Las Cuevas tiene siete cuerpos mineralizados (el cuerpo más grande conocido, con dimensiones aproximadas de 250*720*150 m) de fluorita masiva con monominerálicos alojados en los carbonatos, se localizan en la Sierra de Álvarez, a unos 40 km al este de la ciudad de San Luis Potosí (Levresse et. al., 2003); INEGI reportó para octubre del 2024 un volumen de producción de 96,395 toneladas de fluorita.

Los agregados pétreos son de gran importancia para la construcción, y en el área es una de las principales actividades mineras, se extrae principalmente para usarse en carreteras, recubrimiento de caminos, en la industria del cemento y cal, y en menor medida para las viviendas; además en la zona las formaciones Tamasopo y El Abra son abastecedoras de rocas dimensionables (SGM, 2009). Otro mineral importante es la celestita presente en algunas facies de la Formación El Abra, principalmente en el norte y noroeste de la plataforma, sin embargo, actualmente no se explota, pero se considera una zona con potencial, por lo que es recomendable realizar estudios específicos.

En el aspecto de recursos hídricos, gracias a sus facies arrecifales y a que algunas unidades se encuentran muy fracturadas y falladas, permite que el agua circule por los espacios porosos, formando importantes acuíferos en el

sector oriental de la plataforma, donde ocurre gran precipitación pluvial; de tal manera, que hay desarrollo kárstico y ríos subterráneos; como ocurre en la región de Taninul. Uno de los principales acuíferos es el Río Verde, localizado en la porción centro-occidental de la plataforma, en la zona centro-sur del estado de San Luis Potosí cubriendo una superficie de 2,756 km^2 y según el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA) de la Subdirección General de Administración del Agua reportó una extracción de aguas subterráneas de 147,272,948 m^3 anuales en diciembre de 2022 (CONAGUA, 2024). Otro acuífero muy importante es el denominado Huasteca Potosina, el cual abarca una porción del sureste del estado de San Luis Potosí, el norte del estado de Querétaro y el sur de Tamaulipas, tiene una superficie aproximada de 1,226.529 km^2 del que se extrajo un volumen anual de agua subterránea de 50,082,751 m^3 reportado en diciembre de 2022, de acuerdo con el REPDA (CONAGUA, 2024).

Desde el punto de vista petrolero, se puede identificar rocas potencialmente generadoras de hidrocarburos en las secuencias arcillosas y calcáreo-arcillosas que bordean la plataforma, como las formaciones Huayacocotla, Pimienta, La Caja y Agua Nueva. Mientras que las formaciones El Abra y Tamabra son rocas con potencial almacenador. Las rocas sello son principalmente la anhidrita de la Formación Guaxcamá, así como las secuencias arcillosas, margas y calcáreo-arcillosas de Cretácico tardío, principalmente las formaciones San Felipe y Méndez.

16.6 Conclusiones

La Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí es una plataforma carbonatada aislada depositada en un ambiente marino de aguas someras, en donde el tirante de agua no superaba los 50 m y con un clima tropical a subtropical durante el Aptiano-Cenomaniano.

La evolución como plataforma comienza en Cretácico inferior, permitiendo la deposición de rocas de tipo lagunar (Formación Guaxcamá), post-arrecifal (facies El Abra), arrecifal (facies Taninul), pre-arrecifal (Formación Tamabra), incluyendo litofacies de baja energía en la laguna interna y de alta energía en la zona arrecifal y su entorno, teniendo depósitos que superan los 1,000 m de

espesor. Presenta un abundante contenido paleontológico, principalmente foraminíferos bentónicos, moluscos, predominando los rudistas, gasterópodos, y escasos radiolarios y ostrácodos.

Actualmente se está extrayendo recursos naturales en algunos sectores de la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí para el aprovechamiento de las comunidades y el desarrollo del país. En la minería se destaca la producción de fluorita, además de las canteras de productos pétreos para la producción de cemento, mortero y cal. Los acuíferos son muy importantes, ya que abastecen de agua a las comunidades que se ubican sobre la plataforma y en su entorno.

16.7 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraya la respuesta correcta.

1. ¿Qué tipo de plataforma es la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí?

   a) Plataforma carbonatada epeirítica, desarrollada en el interior cratónico
   b) Plataforma carbonatada shelve
   c) Plataforma carbonatada aislada, bordeada por arrecifes de rudistas
   d) Plataforma clástica epicontinental, generado por una cuenca de retroarco

2. ¿En qué piso de la tabla geológica del tiempo se produjo el mayor desarrollo de plataformas carbonatadas en un ambiente tropical-subtropical en el territorio mexicano?

   a) Oxfordiano-Kimmeridgiano
   b) Maastrichtiano
   c) Albiano-Cenomaniano
   d) Calloviano

3. ¿Cuál es la secuencia sedimentaria más antigua que funge como basamento de la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí?

   a) Esquistos Granjeno
   b) Formación Huizachal
   c) Formación La Ballena
   d) Formación Huayacocotla

4. ¿Qué unidad estratigráfica de la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí se compone de una secuencia de evaporitas (anhidrita, yeso, dolomía)?

   a) Margas Miquihuana
   b) Formación Guaxcamá
   c) Formación Pimienta
   d) Formación Taraises

5. ¿En qué edad del tiempo geológico se depositó la Formación El Abra?

   a) Berriasiano-Huaterviano
   b) Hauteriviano-Aptiano
   c) Albiano-Cenomaniano
   d) Turoniano-Campaniano

6. ¿Cuál es la secuencia sedimentaria que se depositó en el Albiano-Cenomaniano en el talud de la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí?

a) Formación Pimienta
b) Formación Tamabra
c) Formación Cuesta del Cura
d) Formación Tamaulipas inferior

7. ¿A qué evento geológico se le atribuye la deformación de las secuencias sedimentarias Cretácicas de la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí, provocando la formación de un segmento de la Sierra Madre Oriental?

a) Orogenia Larámide
b) Orogenia Nevadiana
c) Orogenia Grenville
d) Orogenia Sonoma

8. ¿Qué cuencas sedimentarias bordean en el occidente a la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí?

a) Cuenca Mesozoica del Centro de México y Cuenca Tampico-Misantla
b) Cuenca Tampico-Misantla y Cuenca de Veracruz
c) Cuenca Mesozoica del Centro de México y Cuenca de Zimapán-Maconi
d) Cuenca Mesozoica del Centro de México y Cuenca Tampico-Misantla

9. ¿Qué cuenca sedimentaria bordea en el oriente a la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí?

a) Cuenca Tampico-Misantla
b) Cuenca Zimapán
c) Cuenca Mesozoica del Centro de México
d) Cuenca de Veracruz

10. ¿Cuál es la secuencia sedimentaria que marca el ahogamiento de la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí?

a) La Formación Otates
b) La Formación Cuesta del Cura
c) La Formación Tamaulipas Superior
d) La Formación Agua Nueva

11. ¿Cuáles son las facies de la Formación El Abra?

a) Facies arrecifal, facies de talud y facies de cuenca
b) Facies pre-arrecifal (Fm. Guaxcamá), facies arrecifal (facies El Abra)
c) Facies pre-arrecifal (facies El Abra) y facies arrecifal (Fm. Tamabra)
d) Facies arrecifal (facies Taninul) y Facies post-arrecifal (facies El Abra)

12. ¿Qué evento geológico influyó en la evolución tectónica regional que causó el depósito de las secuencias sedimentarias marinas jurásicas?

a) Formación de la Sierra Madre Oriental
b) Formación de la Sierra Madre Occidental
c) Apertura del Golfo de México
d) Apertura del Golfo de California

13. ¿Qué Mineral que se extrae en el límite centro-poniente de la plataforma, el cual se considera como uno de los yacimientos más grandes del mundo?

a) Oro
b) Fluorita
c) Barita
d) Plata

14. ¿Es uno de los acuíferos más grandes e importantes en el área de la plataforma, que abastece de agua a gran población de la zona para su desarrollo?

a) Acuífero Río Verde
b) Acuífero Valle de Actopan
c) Acuífero Ixcaquixtla
d) Acuífero Bajo Río Bravo

15. ¿Qué tipo de hidrocarburo se está extrayendo en la plataforma?

a) Gas y petróleo convencionales
b) Petróleo no convencional
c) No se extrae ningún tipo de hidrocarburo
d) Gas y petróleo convencional y no convencional

16. ¿Durante qué época comenzó el emplazamiento de rocas ígneas sobre la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí?

a) Eoceno tardío-Pleistoceno
b) Cretácico temprano-Cretácico tardío
c) Jurásico tardío-Cretácico tardío
d) Triásico tardío-Jurásico Temprano

17. ¿Cuáles son los estados del territorio mexicano que abarca la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí?

a) Tamaulipas, San Luis Potosí, Guanajuato, Querétaro e Hidalgo
b) Tamaulipas, San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro
c) Tamaulipas, San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro y Michoacán
d) Tamaulipas, San Luis Potosí. Veracruz, Querétaro e Hidalgo

18. ¿Cuál es la principal actividad minera para usarse en carreteras, recubrimiento de caminos, y en la industria del cemento y cal?

a) Rocas dimensionables
b) Plata
c) Agregados pétreos
d) Celestita

19. ¿Es la secuencia sedimentaria depositada durante el Albiano-Cenomaniano en un ambiente de plataforma carbonatada amplia y estable de aguas someras?

a) Formación Cuesta del Cura
b) Formación El Abra
c) Formación Guaxcamá
d) Formación Tamaulipas Superior

20. ¿Cuál es la secuencia sedimentaria que representa un evento de regresión marina hacia el Golfo de México en el Cretácico tardío?

a) Formación Agua Nueva
b) Formación San Felipe
c) Formación Soyatal
d) Formación El Abra

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	b)	11.	d)	16.	a)
2.	c)	7.	a)	12.	c)	17.	a)
3.	b)	8.	c)	13.	b)	18.	c)
4.	b)	9.	a)	14.	a)	19.	b)
5.	c)	10.	d)	15.	c)	20.	c)

16.8 Bibliografía

Arenas-Islas, D., Esquivel-Macías, C. y Flores–Castro, K. (2006). Amonoideos y bivalvos del Sinemuriano Superior en un nuevo afloramiento de la Formación Huayacocotla, Hidalgo, México, algunas consideraciones paleoambientales, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61(2), 185-197.

Arellano-Gil, J. (1988). Geología de la porción septentrional de la sierra de Peñón Blanco, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas. [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. https://repositorio.unam.mx/contenidos/3531486

Bernabé-Martínez, M. G. (1991). Estudio paleoambiental y de microfacies de la Formación Las Trancas, en el Anticlinal de Bonanza, Estado de Hidalgo. [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy* (4th ed.). Pearson Prentice Hall.

Cantú-Chapa, A. (1969). Estratigrafía del Jurásico medio-superior del subsuelo de Poza Rica, Ver. (área de Soledad-Miquetla). *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 1*(1), 3–9.

Cantú-Chapa, A. (1984). El Jurásico Superior de Tamán, San Luís Potosí, Este de México, en: Perrilliat, M.C. (ed.), Memoria Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología: México, D. F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 207-215.

Campos-Enríquez, J. O., Rodríguez, M., y Delgado-R., O. (2000). Contribution to the tectonics of the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Special Paper, 334,* 223–235.

Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13*(1–2), 1–113.

Carrillo-Bravo, J. (1971). La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23*(1–6), 1–??

Castro, M. J. T., & Martínez, R. E. (1977). Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazones, in Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor., Informe inédito.

Cervantes-Medel, A. & Armienta, M. A. (2004). Influence of faulting on groundwater quality in Hernández Valle del Mezquital, Mexico: Geofísica Internacional, 43(3), 477-493.

Comisión Nacional del Agua. (2024). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Río Verde (2415), estado de San Luis Potosí.* https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/sanluispotosi/DR_2415.pdf

Comisión Nacional del Agua. (2024). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Huasteca Potosina (2418),* estado de San Luis Potosí. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/sanluispotosi/DR_2418.pdf

Coordinación General de Minería (2013). Perfil de mercado de la barita. Secretaría de Economía, México.

De Cserna-Gombos, E., & Bello-Barradas, A. (1963). Geología de La Sierra de Álvarez, Municipio de Zaragoza, Estado de San Luis Potosí. *Boletín del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, 71*(2), 23–63.

Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., & Buitrón-Sánchez, B. E. (2014). Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: Evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66*(3), 507–539.

Einsele, G. (1992). Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Springer-Verlag.

Fries, C. Jr. (1960). *Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región centro meridional de México* (Boletín del Instituto de Geología, No. 60). Universidad Nacional Autónoma de México.

Gamper, M. A. (1977). Estratigrafía y microfacies cretácicas del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Sierra Madre Oriental). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 38*(2), 1–17.

Goldhammer, R. K., Lehmann, P. J., & Dunn, P. A. (1991). *Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: A field guidebook.* Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.

González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). *Ingeniería geológica*. Prentice Hall.

Hernández-Treviño, J. T. y Hernández-Bernal, S. M., (1991). Evolución geológica de la región de Metztitlán / Zacualtipán, estado de Hidalgo y Veracruz. [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Hernández-Olivares, R. (2014). *Estratigrafía y evolución paleoambeintal del Valle de Ixmiquilpan-Actopan, Hidalgo.* [Tesis de Maestría, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo].

Imlay, R. W. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV: Geology of the western part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bulletin, 47*(4), 1091–1152. https://doi.org/10.1130/GSAB-47-1091

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2024). *Economía y sectores productivos: Minería.* INEGI. https://www.inegi.org.mx/temas/mineria/

Iturralde-Vinent, M. A. (2009). *Geología de Cuba para todos.* Editorial Científico-Técnica.

León-Francisco, J. M. (2015). *Análisis estratigráfico y sedimentológico de dos eventos de profundización en la plataforma carbonatada de Actopan durante el Aptiano-Cenomaniano, Edo. de Hidalgo* [Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

Levresse, G., Tritlla, J., & Tornos, F. (2003). Fluid characteristics of the world-class, carbonate-hosted Las Cuevas fluorite deposit (San Luis Potosí, Mexico). *Ore Geology Reviews, 22*(1-2), 113–126. https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00118-9

López-Doncel, R. (2003). La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 20*(1), 1-19.

Lugo-Hubp, J. (2017). Morfoestructuras del fondo oceánico mexicano. *Investigaciones Geográficas. (15),* 25-40.

Martínez-García, D. y Cruz-Ocampo, J. C. (2019). *Estudio geológico en el área de Metztitlán Edo. de Hidalgo, zona sur de la Plataforma Valles-San Luis Potosí: complemento y aportación del material al "Proyecto Colección Baldomero".* [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Martínez, R. E., & Bello, M. R. (1977). Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al Norte Poniente de la Faja de Oro, entre el Río Cazones y el Estero La Laja, in Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor., Informe inédito.

Morán-Ramírez, J., *et al.* (2013). Comportamiento hidro geoquímico de flujos subterráneos en acuíferos cársticos fracturados, aplicando modelación inversa: Caso Huasteca Potosina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 65*(1), 71-82.

Reineck, H. E., & Singh, I. B. (1980). *Depositional sedimentary environments: With reference to terrigenous clastics* (2nd ed.). Springer-Verlag.

Santillán-Piña, N., Arellano-Gil, J., & Gómez-Espinosa, C. (2024). Carbonate Sequences from the Valles-San Luis and Tuxpan Platforms (El Abra Formation; Cretaceous) and Their Paleoenvironmental Significance in a Sector of the Sierra Madre Oriental in the Subsoil of the Coastal Plain of the Gulf of México. En Guerrero-Arenas, R., & Jiménez-Hidalgo, E. (Eds.), Past Environments of Mexico, Unveiling the Past Environments of a Megadiverse Country Through its Fossil Recor. Springer.

Selley, R. C. (2000). *Applied sedimentology* (2nd ed.). Academic Press.

Silva-Romo, G. (1993). *Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la sierra de Salinas, Edos. de S.L.P. y Zac.* [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]

Petróleos Mexicanos, Exploración y Producción (1988). Estratigrafía de la República Mexicana; Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración.

Ramos-Hernández, J. (2018). *Análisis micro facial, paleontológico y geoquímico en carbonatos de la Formación El Abra, Cerritos, San Luis Potosí, México.* [Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León].

Read, J. E. (1982). Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. Tectonophysics.

Reading, H. G. (1996). Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. (3rd ed.). Blackwell Publishing.

Rocha-Rocha, M. (2008). *Yacimientos de Celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí.* [Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de San Luis Potosí].

Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 71*(4), 419-451.

Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico basin, The Gulf of Mexico Basin: The Geology of North America.

Salvador-Santamaría, S.J. (2020). *Geología estructural y mineralización epitermal de la región de Actopan y Santa Rosa, Sierra de Pachuca, Estado de Hidalgo.* [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Schroeder, R. y Neumann, M. (1986). Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la Région Méditerranéenne. *Geobios.*

Scott, R.W. (1990). Models and Stratigraphy of mid-Cretaceous reef communities, Gulf of Mexico, in Lidz, B.H. (ed.), SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 2, 1-99.

Segerstrom, K. (1961), Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 16* (3 y 4), 147-168.

Servicio Geológico Mexicano (2009). Inventario físico de los recursos minerales del municipio Santa Catarina, S.L.P.

Servicio Geológico Mexicano. (2011). Inventario físico de los recursos minerales de la Carta Actopan F14-D71 Municipios de Actopan, Atotonilco El Grande, Mineral del Chico, Metztitlán y Santiago de Anaya, Estado de Hidalgo.

Tirado-Sánchez, K. A. (2019). *Reconstrucción paleo ambiental del registro fósil del Albiano-Cenomaniano de la Plataforma de Actopan, Hidalgo, México.* [Tesis de Licenciatura, Instituto Politécnico Nacional]

Tomás-Jover, R., Esteban-Torralba, S., y Martínez-Landa, L. (2009). Subsidencia del terreno. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 17*(3), 295–302.

Velasco-Tapia, F., Gómez-Arias, D., López-Martínez, M., y Alaniz-Álvarez, S. A. (2015). Formación San Felipe: La huella de vulcanismo Cretácico en la Sierra Madre Oriental. *XXC Congreso Nacional de Geoquímica,* 86-92.

Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., y López-Doncel, R.A. (2009). Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Superior de las áreas de Catorce y Alamitos en el estado de San Luis Potosí. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26* (2), 466-481.

Villanueva-Amadoz, U., Calvillo-Canadell, L. y Cevallos-Ferriz, S. R. S. (2014). Síntesis de los trabajos paleobotánicos del Cretácico en México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66(1)*,97-121

Wilson, J. L., & Ward, W. C. (1993). Early Cretaceous carbonate platforms of northeast and east central Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Memoir,* 561, 35-49.

Zamudio-Ángeles, D.J. (2005), *Análisis litoestratigráfico y biogeocronológico del Cretácico en el área Mayanalán-Tulimán, Guerrero Nororiental: Instituto de Geología* [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

17 Cuenca Tampico-Misantla

Álvaro Jordán Palomares Romo, Javier Arellano Gil, Joel Rosales Rodríguez y Leticia Sánchez Guillén.

Sumario

17.1. Resumen
17.2. Abstract
17.3. Introducción
17.4. Generalidades
17.4.1. Ubicación
17.4.2. Estado del arte
17.5. Cuenca Tampico-Misantla
17.5.1. Estratigrafía, ambiente de depósito y modelo de la cuenca
17.5.1.1. Basamento
17.5.1.2. Triásico
17.5.1.3. Jurásico
17.5.1.4. Cretácico
17.5.1.5. Cenozoico
17.5.2. Evolución tectónica y estructural
17.5.2.1. Etapa extensional
17.5.2.2. Etapa final del Rift
17.5.2.3. Etapa de Margen Pasivo
17.5.2.4. Etapa de Cuenca Retroforeland
17.5.2.5. Etapa de Nuevo Margen Pasivo
17.6. Consideraciones económicas
17.6.1. Hidrocarburos
17.6.2. Recursos hídricos
17.6.3. Recursos mineros
17.7. Conclusiones
17.8. Autoevaluación
17.9. Bibliografía

17.1 Resumen

La Cuenca Tampico-Misantla se ubica en el centro-oriente de México, abarca aproximadamente 25,000 km² en parte de los estados de Tamaulipas, Veracruz, San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla. Es una cuenca sedimentaria que se originó como una cuenca de margen de *Rift* en el Triásico-Jurásico medio, posteriormente evolucionó a cuenca de margen pasivo durante el Jurásico superior-Cretácico superior y finalmente como cuenca de retroforeland (antepaís) durante el Paleoceno-Eoceno debido al desarrollo del Orógeno Mexicano. Su columna estratigráfica descansa sobre un basamento Paleozoico y está constituida por 9 formaciones del Jurásico y 8 formaciones del Cretácico; además, de 2 del Paleógeno correspondientes a una cuenca sobrepuesta (Subcuenca de Chicontepec). La evolución tectónica y estructural se divide en cuatro etapas: etapa extensional tipo *rift* continental (Triásico-Jurásico medio), etapa de margen pasivo (Jurásico superior-Cretácico superior), etapa de retroforeland influenciada por la Orogenia Larámide (Cretácico superior-Paleógeno) y etapa de nuevo margen pasivo (Eoceno-Reciente). Económicamente, es una provincia petrolera con producción histórica (desde 1904) con yacimientos convencionales en formaciones como San Andrés, Tamaulipas, Tamabra, El Abra y Agua Nueva, asociados a trampas estructurales y estratigráficas; además tiene yacimientos principalmente en la Megasecuencia media de Chicontepec y potenciales yacimientos no convencionales, principalmente en las formaciones Pimienta y Agua Nueva.

17.2 Abstract

The Tampico-Misantla Basin is located in east-central Mexico, covering approximately 25,000 km² across parts of the states of Tamaulipas, Veracruz, San Luis Potosí, Hidalgo, and Puebla. It is a sedimentary basin that originated as a rift-margin basin during the Middle Triassic-Jurassic, later evolving into a passive-margin basin during the Upper Jurassic-Upper Cretaceous, and finally into a retro-foreland basin during the Paleocene-Eocene due to the development of the Mexican Orogen. Its stratigraphic column rests on Paleozoic basement and consists of 9 Jurassic formations and 8 Cretaceous formations, along with 2 Paleogene formations from an overlying basin. The tectonic and

structural evolution is divided into four stages: (1) extensional aborted-rift stage (Triassic-Middle Jurassic), (2) passive-margin stage (Upper Jurassic-Upper Cretaceous), (3) retro-foreland stage influenced by the Laramide Orogeny (Upper Cretaceous-Paleogene), and (4) renewed passive-margin stage (Eocene-Recent). Economically, it is a hydrocarbon-producing province with historical production (since 1904) of conventional reservoirs in formations such as San Andrés, Tamaulipas, Tamabra, El Abra, and Agua Nueva, associated with structural and stratigraphic traps. Additionally, it contains significant reservoirs in the Chicontepec Mid-Megasequence and potential unconventional plays, primarily in the Pimienta and Agua Nueva formations.

17.3 Introducción

La Cuenca Tampico-Misantla, ubicada en el centro-este de México, al oriente de la Sierra Madre Oriental; forma parte de una de las provincias geológicas y petroleras más relevantes del país. Con una extensión aproximada de 25,000 km^2, abarca parte de los territorios de los estados de Tamaulipas, Veracruz, San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla, limitando al este con el Golfo de México. Su origen se remonta al Triásico-Jurásico como una cuenca de *rift* continental sin desarrollo posterior de corteza oceánica.

Geológicamente, la cuenca alberga una columna estratigráfica que abarca desde el Paleozoico hasta el Cenozoico, con unidades que reflejan ambientes de depósito diversos, desde sistemas fluviales y evaporíticos, hasta plataformas carbonatadas y facies de cuenca profunda; sin embargo, en este capítulo, sólo se tratará de manera más amplia lo referente al Jurásico y Cretácico.

Económicamente, la cuenca es históricamente significativa desde el descubrimiento del campo Ébano-Pánuco en 1904, por lo que ha sido un pilar en la producción de hidrocarburos en México. Actualmente, cuenta con reservas estimadas en 6,778.82 millones de barriles de petróleo crudo equivalente y 13,390.99 miles de millones de pies cúbicos de gas (Comisión Nacional de Hidrocarburos [CNH], 2025). Sus yacimientos convencionales, en las formaciones San Andrés, Tamabra, El Abra y Tamaulipas, están vinculados a trampas estructurales,

estratigráficas y mixtas; mientras que sus recursos no convencionales, particularmente en lutitas calcáreas y calizas arcillosas de las formaciones Agua Nueva y Pimienta, representan un potencial significativo, con estimaciones de 30.7 mil millones de barriles de aceite y 20.7 billones de pies cúbicos de gas (CNH, 2025). La evolución tectónica de la cuenca se divide en cuatro etapas: 1) extensional (Triásico-Jurásico medio), con *rift* continental y depósitos synrift, sin desarrollo de corteza oceánica, por lo que corresponde a un *rift* abortado (Aulacógeno); 2) margen pasivo (Jurásico superior-Cretácico superior), dominada por sedimentación marina calcáreo-arcillosa y calcárea; 3) influencia de la Orogenia Laramide (Cretácico superior-Paleoceno-Eoceno), que generó la deformación con el desarrollo del Orógeno Mexicano (plegamiento y fallamiento inverso) y al oriente, la subcuenca de antepaís (retroforeland) de Chicontepec; y 4) nuevo margen pasivo (Eoceno-Reciente), con basculamiento hacia el Golfo de México. Estos eventos condicionaron la distribución de las secuencias sedimentarias, destacando la interacción entre subsidencia, aporte sedimentario y deformación. Por su historia geológica, cuenta con recursos petroleros, mineros y agua subterránea.

17.4 Generalidades

17.4.1 Ubicación

La Cuenca Tampico-Misantla, se localiza en la parte centro-oriental de la República Mexicana (Figura 17.1), abarca un área de aproximadamente 25,000 km^2 desde la parte sur del Estado de Tamaulipas hasta la parte central del Estado de Veracruz, así como las porciones orientales de los estados de San Luis Potosí, Hidalgo, el norte de Puebla y el occidente del Golfo de México. Está limitada al norte con la porción sur de la Cuenca de Burgos y el Alto de Tamaulipas, hacía el sur con la Cuenca de Veracruz y la Faja Volcánica Transmexicana, al oeste con la Plataforma Actopan Hidalgo-Valles San Luis Potosí y el frente del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental (SMO) y, al este con las aguas territoriales en la Provincia de Cordilleras Mexicana, con la Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro) y el Cinturón Extensional Quetzalcóatl (CNH, s.f.a; Guzmán *et al.*, 1999).

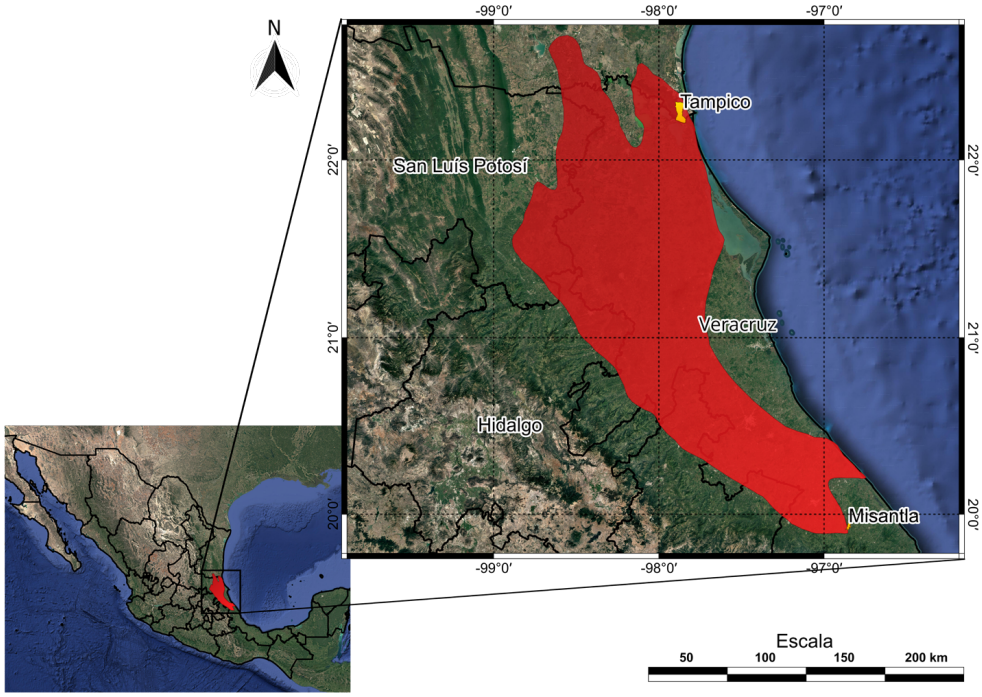


Figura 17.1. Mapa de ubicación de la Cuenca Tampico-Misantla. (Modificado de CNH, s.f.a).

17.4.2 Estado del arte

La cuenca Tampico-Misantla ha recibido nombres como *Cenobahía de Tampico (Tampico Embayment) o Cuenca Tampico-Tuxpan* (Muir, 1936; Rodríguez, 1953).

Muir (1936) fue el primero en recopilar información geológica de la zona, basándose en trabajos previos y excursiones de campo. Posteriormente, Rodríguez (1953) elaboró un bosquejo sobre las condiciones de acumulación de hidrocarburos y el posible origen de las fracturas de las rocas almacenadoras del Campo Ébano-Pánuco, ubicado al occidente de Tampico, Tamaulipas. Quezadas (1961) estudió las rocas del basamento, asignándolas al Permo-Triásico.

Gamper (1977) estableció la subdivisión bioestratigráfica del Paleoceno-Eoceno mediante una asociación de foraminíferos. Investigaciones como las de Salvador (1987), Rueda-Gaxiola (2003) y Padilla y Sánchez (2007) han contribuido a una

mejor comprensión de los eventos geológicos regionales que han moldeado el Golfo de México y, con ello, la formación de cuencas sedimentarias relacionadas con la evolución del paleo-Golfo de México, incluida la Cuenca Tampico-Misantla.

Romero (1988) realizó un estudio en la porción sur de la cuenca con el objetivo de conocer el potencial oleogenerador de las rocas del Jurásico superior, así como la relación entre la naturaleza de los hidrocarburos almacenados en los diversos yacimientos y diferentes parámetros geoquímicos. Guzmán *et al.* (1999) describieron las características generales del petróleo en cada una de las provincias petroleras dentro de la Cuenca del Golfo de México, incluyendo la Cuenca Tampico-Misantla.

Recientemente, la CNH (s.f.a) elaboró un atlas geológico de la región, en el que se describen su geología, evolución tectónica y sistema petrolero. Orozco (2021) desarrolló un modelo geológico que analiza la historia tectónica y sedimentaria del área, permitiendo determinar la importancia de estos procesos en la generación de recursos energéticos. Por su parte, Rosales *et al.* (2024) delimitaron las litofacies de la Formación San Andrés a partir de atributos sísmicos de isofrecuencia, frecuencia instantánea, GLCM, envelope, local flatness y descomposición espectral. Así mismo, en la región se han realizado más de 50 tesis de licenciatura y posgrado, lo que refleja el continuo interés académico, científico y económico en el estudio de esta cuenca.

17.5 Cuenca Tampico-Misantla

Es una cuenca de *rift* continental cuya geometría del basamento está relacionada con la apertura del paleo Golfo de México, por lo que tiene numerosas fallas normales que la cortan en dirección general NW-SE. En el Cretácico evolucionó a una cuenca de margen pasivo, a la que se le sobrepuso una cuenca retroforeland (antepaís) en el Paleógeno (Canales, 2018) durante el desarrollo del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental (PEMEX Exploración y Producción [PEP], 2013; CNH, s.f.a) que formó el Orógeno Mexicano.

17.5.1 Estratigrafía, ambiente de depósito y modelo de la cuenca

La columna estratigráfica (Figura 17.2) está sobrepuesta de manera discordante a un basamento constituido por rocas ígneas y metamórficas con edades que van desde el Pérmico hasta el Jurásico medio; está conformada por 9 formaciones del Jurásico y 8 formaciones del Cretácico; además, 2 del Paleógeno (CNH, s.f.a; PEP, 2013; Canales, 2018).

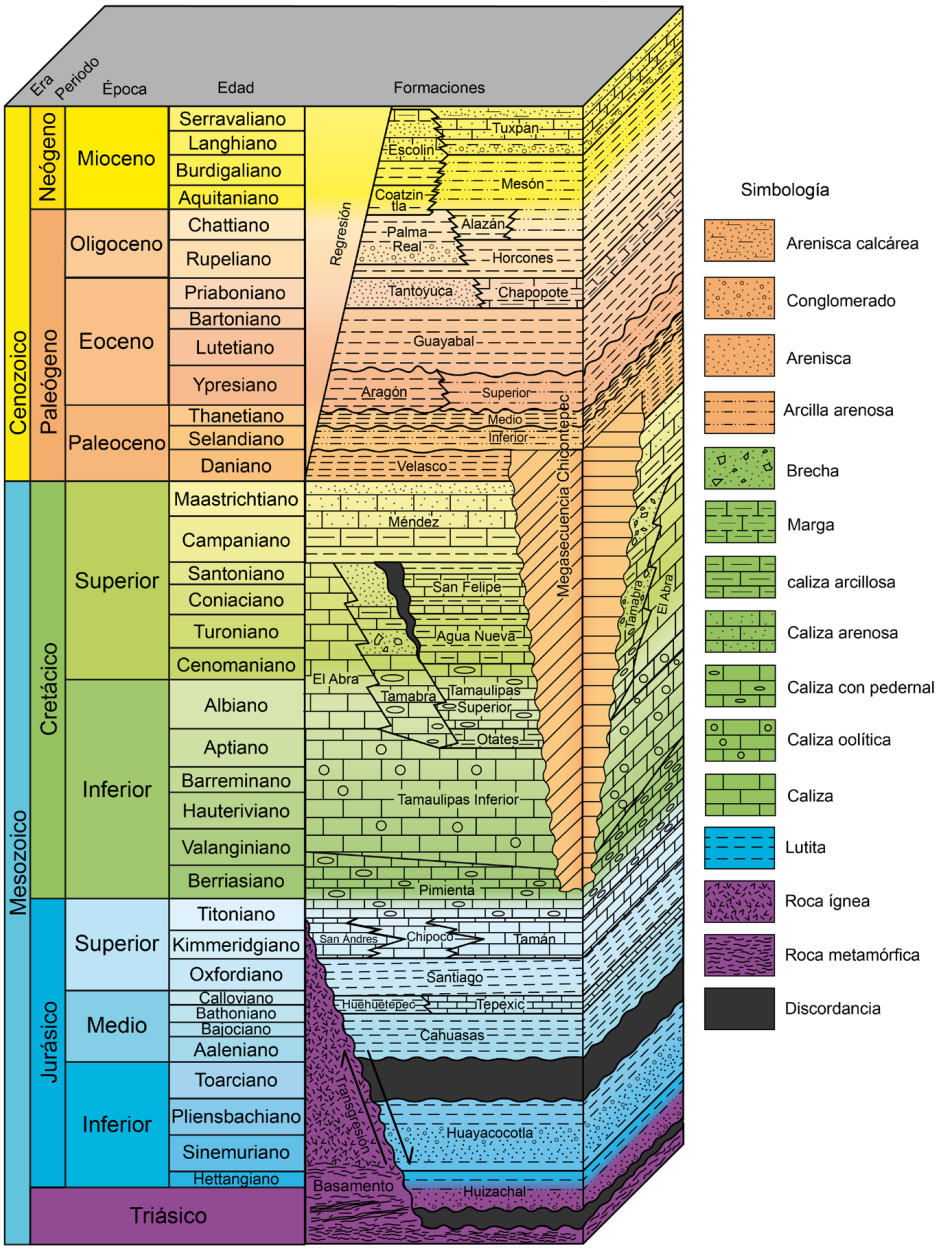


Figura 17.2. Columna estratigráfica de la cuenca Tampico-Misantla.

El basamento subyace discordantemente a la Formación Huayacocotla del Jurásico inferior en la zona occidental y central, a la Formación Cahuasas en el sector oriental y sur, y a la Formación Huizachal del Triásico en zonas adyacentes al Cinturón Plegado en la Sierra Madre Oriental (PEP, 2013).

En el Jurásico medio-superior, los bloques del basamento se hundieron por el desarrollo de fallas normales de dirección NW-SE, propiciando altos y bajos estructurales. Las zonas con bajos topográficos fueron inundados progresivamente mediante una transgresión generalizada, por lo que, al tener una incipiente cuenca de relieves contrastes, ocurrieron importantes cambios de facies, con lo cual hubo depósitos de sedimentos de ambientes marinos profundos, talud y de plataforma somera; estas condiciones originaron las secuencias sedimentarias de las Formaciones Huehuetepec, Santiago, San Andrés, Chipoco, Tamán y Pimienta, las cuales presentan grandes contrastes litológicos que indican cambios batimétricos y aporte de sedimentos de diferentes fuentes que explican los cambios de facies (Canales, 2018).

El Cretácico está conformado por las Formaciones Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez (PEMEX, 1999, como se citó en Canales, 2018), que se formaron en una cuenca de margen pasivo, entre los paleoelementos de las Plataformas carbonatadas Actopan-Valles San Luis, Tuxpan y Tamaulipas. Donde la unidad inferior es de carbonatos, posteriormente se tiene una secuencia calcáreo-arcillosa, después nuevamente carbonatos, secuencias calcáreo-arcillosas y finalmente margas.

Para el Paleoceno-Eoceno, la sedimentación cambió drásticamente a sedimentos calcáreo-arcillosos, terrígenos de plataforma, talud y cuenca. Debido al desarrollo del Orógeno Mexicano que conforma fisiográficamente la Sierra Madre Oriental; esto resultó en la formación de una depresión topográfica al oriente del orógeno y el depósito de las tres megasecuencias sedimentarias terrígenas en la cuenca retroforeland de Chicontepec, donde destacan secuencias tectonoestratigráficas típicas de talud y antefosa, donde se acumularon intercalaciones de capas de areniscas y lutitas turbidíticas de la Formación Velasco y tres megasecuencias separadas por discordancias de Chicontepec (PEP, 2013; Aguayo-Camargo *et al.*, 2018).

17.5.1.1 Basamento

El basamento de la cuenca está formado por rocas metamórficas e ígneas plutónicas (granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas y gabros), y rocas de tipo granítico metamorfizados con edades de recalentamiento que van desde el Pérmico temprano hasta el Triásico temprano. Está compuesto principalmente por esquistos y gneises grises oscuros. Para los esquistos, se propone un protolito de rocas sedimentarias clásticas, mientras que para los gneises se sugiere un origen a partir de rocas plutónicas (Guzmán-Arellano, 2012).

17.5.1.2 Triásico

Formación Huizachal. El depósito de secuencias sedimentarias inicia en el Triásico superior (Rhaetiano), con el depósito de terrígenos continentales. Es una secuencia sedimentaria de lechos rojos, constituida por conglomerados, areniscas, lutitas y limolitas, de color rojo, verdes y negras (Imlay, 1948, como se citó en Canales, 2018). Los espesores reportados para la formación oscilan entre 850 m y 1,850 m esto como el resultado de la subsidencia continua por el desarrollo de horst y grabens asociados al desarrollo inicial de la cuenca como *rift* continental. Tanto su base como su cima presentan relaciones discordantes con el basamento y con rocas de la Formación Huayacocotla, respectivamente.

De acuerdo con Michalzick (1987, citado en Canales, 2018), los depósitos de la Formación Huizachal corresponden a una etapa de *rifting* continental que inició en el Triásico tardío relacionado con una cuenca de trasarco con una tasa alta de sedimentación y de subsidencia. Los sedimentos muestran una tendencia cíclica grano decreciente que puede estar completa o interrumpida, indicando un comportamiento de cauces fluviales de baja sinuosidad, además de abanicos aluviales y depósitos lacustres. Con la nivelación del paleorelieve aumentó la sinuosidad de los cauces fluviales en la parte central de los valles originando facies más finas en la parte superior de la formación. El clima durante la sedimentación fue dominantemente semiárido, lo cual está documentado con los nódulos de caliche presentes en los depósitos de llanuras fluviales (Michalzick, 1986, 1987, 1988, 1991, citados en Canales, 2018).

17.5.1.3 Jurásico

Formación Huayacocotla. Es una unidad del Sinemuriano-Pliensbachiano constituida por lutitas oscuras con intercalaciones de arenisca, conglomerado y escasos lentes de pedernal. Tiene espesores variables entre 500 y 1,000 m, con un adelgazamiento progresivo de sur a noreste. De acuerdo con Badillo-Cadena y López-Palomino (2012), su contenido paleontológico está caracterizado por amonites de los géneros *vermiceras, arnioceras, coroniceras, oxynoticeras, echioceras* y *microderoceras;* además de plantas como cicadofitas, coníferas y helechos, así como isocrinidos bentónicos *(isocrinidae)* y pseudoplanctónicos *(Pentacrinitidae).*

Salvador (1991, como se citó en Badillo-Cadena y López-Palomino, 2012) con base en la litología y contenido fósil, sugiere que el ambiente de depósito corresponde a un ambiente marino somero con influencia terrígena, el cual cambia hacia el noreste a un ambiente deltaico-fluvial.

Formación Cahuasas. Secuencia continental del Aaleniano-Bathoniano compuesta principalmente de limolita, lutita de tonos rojos, y arenisca y conglomerado que presentan estratificación cruzada (Carrillo-Bravo, 1965; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1999; Salvador, 1991, como se citó en López-Palomino y Piña-Arce, 2007d), tiene espesores variables que van desde 20 hasta 1,200 m. Se formó durante un periodo de retiro del mar (regresión) debido a un pulso tectónico asociado a la evolución del paleo Golfo de México. De acuerdo con Flores (1974, citado en López-Palomino y Piña-Arce, 2007d) tiene un contenido paleontológico de *Equisetites sp., Ptilophyllum sp., Pterophyllum sp.,* y *Yuccites sp.*

Salvador (1991, como se citó en López-Palomino y Piña-Arce, 2007d) sugiere con base en la litología, los cambios de espesores abruptos y el bajo contenido paleontológico, que fue depositada en un ambiente de abanicos aluviales, depósitos fluviales y lacustres.

Formación Huehuetepec. Es una unidad del Bathoniano-Calloviano González-García (1970, citado en Canales, 2018), que se divide en dos miembros. El inferior (facies marina), está compuesta por estratos de micrita, limolitas calcáreas, calizas fosilíferas y calcarenitas; la superior (facies evaporítica) está

conformada por anhidritas, capas de sal y lutitas rojas. Por otro lado, PEMEX (1988, como se citó en López-Palomino, 2011), reporta que se compone de areniscas, grainstones, *wackestone*s, *mudstone*s de pellets, oolitas, bioclastos y algas; son de color pardo claro a gris verdoso, que alternan con lutitas y limolitas rojas, culminando en cuerpos de sal y anhidrita. Su espesor máximo es de 273 m (PEMEX, 1988, citado en López-Palomino, 2011). La unidad inferior contiene foraminíferos, gasterópodos, ostrácodos, pellets de crustáceos y algas. González-García (1970, citado en Canales, 2018), propone que se formó en un ambiente de aguas someras, por otro lado, debido a la presencia de anhidrita y sal, la parte superior de la unidad se depositó en un ambiente evaporítico con aguas poco agitadas. Por otro lado, PEMEX (1988, como se citó en López-Palomino, 2011), interpreta que esta unidad es de facies sabkha en uno de los canales ancestrales de la invasión marina procedente del Pacífico, durante otro pulso de hundimiento regional que ocasionó otra transgresión.

Formación Tepexic. Con base en Erben (1956a, citado en Canales, 2018), es una secuencia del Bathoniano-Calloviano compuesta por calizas arenosas de grano grueso y grainstone de oolitas, de color gris a gris oscuro, con abundantes granos de cuarzo, por lo que también se ha descrito como calcarenita de color gris oscuro a negro; su estratificación es poco marcada en los grainstone de oolitas, donde los estratos tienen espesores de 30 cm a 1.20 m y estratificación cruzada. En algunas localidades se tiene la presencia de calizas conglomeráticas en la base de la unidad, las que tienen un espesor que varía entre 15 y 25 m. De acuerdo con López-Palomino y Piña-Arce (2007a), el contenido fósil es de pelecípodos de los géneros ostrea, liogryohaea, gryphaea y amonites de los géneros *Neuqueniceras* y *Reinekeia.*

Se depositó durante la continuación de la transgresión marina, evolucionando de ambientes litorales de plataforma a cuenca. La presencia de horizontes oncolíticos, estratificación ondulada y fósiles *(ostreídos, trigónidos)* sugieren para estas facies, una plataforma somera cercana a la costa, con bancos oolíticos y lagunas costeras. En Molango, Hidalgo, un cambio químico en los sedimentos marca el inicio de esta transgresión, vinculada al desarrollo del paleo Golfo de México (López-Palomino y Piña-Arce, 2007a; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998).

Formación Santiago. Unidad del Calloviano-Oxfordiano que se compone de lutitas calcáreas de tonalidad gris oscuro, con intercalaciones de caliza arcillosa en capas de hasta 40 cm de espesor. Presentan un clivaje diagonal respecto a los planos de estratificación, así como nódulos calcáreos intercalados (Reyes, 1964, citado en Cantú-Chapa, 1969), y un espesor que varía entre 105 y 306 m.

Su contenido fósil está representado por amonites (*Reineckeia aff. leiomphala* y *Reineckeia aff. Mixtecana*, *Discosphinctes virgulatus, Gregoryceras, Vinalesphinctes),* pelecípodos *(Lucina aff. potosina)* y braquiópodos (López-Palomino, I., y Juárez-Arriaga, 2008). Su depósito ocurrió en un ambiente marino reductor de facies de cuenca (López-Palomino y Juárez-Arriaga, 2008).

Formación San Andrés. En el Kimmeridgiano se depositaron cuerpos de grainstone oolíticos, bioclastos con fragmentos de algas y corales, de ambiente litoral a plataforma somera, de aguas cálidas y alta energía (PEP, 2013). Los bancos oolíticos se formaron en islas barrera en altos del basamento que separaban lagunas costeras, que cambian a facies de plataforma somera donde predominan carbonatos *mudstone* y *wackestone* de estratos gruesos.

Formación Chipoco. Unidad del Kimmeridgiano-Tithoniano, descrita por Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez (1972, citado en Ochoa-Carrillo *et al.*, 1998) como una alternancia de grainstones y *mudstone*s color gris oscuro, intercalados con lutitas calcáreas, con sedimentación gradada y estratificación lenticular en algunas capas clásticas. A partir de núcleos obtenidos por la perforación de pozos petroleros, se pudo identificar que tiene 4 miembros. El miembro 1 (base), está conformado por caliza manganesífera con intercalaciones de lutita calcárea; el miembro 2 se caracteriza por arenisca calcárea con intercalaciones de lutita calcárea arenosa; el miembro 3 se compone de limolita y lutita calcárea con capas intercaladas de caliza arcillosa; el miembro 4 consiste en una secuencia de caliza interestratificada rítmicamente con lutita negra (Ochoa-Carrillo *et al.*, 1998); sus espesores varían entre 63 y 480 m (López-Palomino y Piña-Arce, 2007b). Por ejemplo, en Chipoco, Amixco y Calnalli, los espesores reportados son de 273, 63 y 207 metros, respectivamente; mientras que, en San Antonio se han documentado hasta 480 metros.

El contenido fósil es de amonites (*Haploceras* y *Dichotomosphinctes*), radiolarios, espículas de esponja, pelecípodos, cefalópodos y equinoides (López-Palomino y Piña-Arce, 2007b), por su parte, Ochoa-Carrillo *et al.* (1998), mencionan la presencia de concreciones con amonites *(Idoceras* y *Glochiceras*).

Aguilera (1972, como se citó en López-Palomino y Piña-Arce, 2007b) sostiene que la presencia de radiolarios en los *mudstone*s, junto con la macrofauna y estructuras sedimentarias primarias, corresponde con depósitos de mar abierto, desde el borde de cuenca o talud externo, con aguas turbias, mal oxigenadas y de baja energía, ocasionalmente perturbadas por flujos intermitentes de calcarenita y lodo. Ochoa-Camarillo *et al.* (1998) indican que esta unidad se depositó en un ambiente de cuenca, basado en la presencia de manganeso, lo que indicaría un cambio abrupto en las condiciones fisicoquímicas del agua, vinculado a la posible conexión por medio de canales entre la cuenca de Huayacocotla, la Cuenca Tampico-Misantla y el paleo Golfo de México. Es una unidad importante por su contenido mineral sinsedimentario de manganeso, de gran utilidad en la industria del acero.

Formación Tamán. Unidad del Kimmeridgiano-Tithoniano definida originalmente por Heim (1926), como una secuencia de caliza negra microcristalina de grano fino y estratificación definida intercalada con lutitas negras. Posteriormente, Pessagno *et al.* (1987, citado en López Palomino y Ramírez-Garza, 2008) la subdividen en dos miembros con características distintivas: el miembro inferior está compuesto por caliza micrítica de color gris oscuro a negro, con estratificación de mediana a gruesa y delgadas intercalaciones de lutita negra; el miembro superior está constituido por caliza micrítica negra de estratificación delgada, que alterna con lutitas negras y limolitas, en este segmento, destaca la presencia de nódulos calcáreos; estas variaciones se han registrado en áreas como el Anticlinorio de Huayacocotla, el Valle de Tancuilín, el Valle del Río Amajac y el Valle del Río Claro. En Tamán, San Luis Potosí, presenta espesores entre 150 y 1000 m.

Destaca por su abundante contenido paleontológico, constituído principalmente por pelecípodos *(Aulacomyella)*, braquiópodos *(Rhynchonella)*, amonites (*Ataxioceras, Rasenia, Virgatosphinctes, Taramelliceras, Idoceras, Glochiceras,*

Ochetoceras, entre otros) y radiolarios de la familia *Pantanelliidae* (López Palomino y Ramírez-Garza, 2008).

El ambiente de depósito va desde cuenca con corrientes de turbidez hasta plataforma abierta; los fósiles sugieren profundidades de depósito abisales a batiales (López Palomino y Ramírez-Garza, 2008).

Formación Pimienta. Unidad del Tithoniano-Berriasiano-Valanginiano, descrita originalmente por Heim (1926) como una secuencia de caliza densa, negra y/o blanca de estratificación delgada rica en capas de pedernal negro. Se compone de dos miembros, el inferior es calcáreo-arcilloso con pedernal, constituido por caliza arcillosa gris oscuro, ligeramente piritizado, con intercalaciones delgadas de lutita negra laminar, bentonita y lentes de pedernal negro; el superior es calcáreo-arcilloso, caracterizado por *mudstone* con bajo contenido de arcilla y lentes de pedernal, así como por *mudstone* recristalizado de color oscuro y caliza arcillosa (López-Palomino y Piña-Arce, 2007c). Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez (1972, citado en López-Palomino y Piña-Arce, 2007c) mencionan que en la parte inferior predominan calizas negras arcillosas, mientras que en la parte superior se compone de calizas pardas oscuras con lutitas y pedernal. En general, la unidad consiste en *mudstone* y *wackestone,* con algunos estratos de calizas arcillosas, lutitas laminares y nódulos de pedernal; los espesores varían de 60 a 500 m, debido a la paleotopografía y las condiciones tectónicas (López-Palomino y Piña-Arce, 2007c).

De acuerdo con Cantú-Chapa (1971, citado en López-Palomino y Piña-Arce, 2007c), contiene amonites (*Mazapilites, Haploceras, Suarites, Parodontoceras, Proniceras*); Además de microfósiles como *Calpionella sp., Globochaete alpina, Fibrosphaera sp., Calpionella alpina, Tintinnopsella carpathica, Crassicolaria sp., Calpionella eliptica, Calpionellites darderi, Tintinnopsella oblonga* y *T. longa* (López-Palomino y Piña-Arce, 2007c).

Se depositó en una plataforma externa inestable, caracterizada por aguas tranquilas, claras y con salinidad normal, que varía a un ambiente de cuenca, en condiciones de baja energía. La presencia de bentonita y pedernal negro (en forma de lentes y nódulos) sugiere que hubo actividad volcánica contemporánea en el oeste de México (López-Palomino y Piña-Arce, 2007c).

17.5.1.4 Cretácico

Formación Tamaulipas Inferior. Unidad del Berriasiano-Valanginiano, caracterizada por calizas *mudstone* y *wackestone* color gris y gris oscuro con niveles con estratificación lenticular, así como con lentes y bandas de pedernal y algunas intercalaciones de lutitas laminares negras (Muir, 1936). PEP (2013) la divide en 2 miembros: el inferior es calcarenítico que cambia a packstone-grainstone oolíticos, bioclastos e intraclastos y calizas pelágicas; el miembro superior es de calizas arcillosas con un cambio gradual a calizas pelágicas menos arcillosas. Su espesor varía entre 288 y 700 m (Remigio-Morales, 2013a).

Contiene abundantes microfósiles (*Caucasella hauterivica, Globigerinelloides ferroalensis, Calpionella alpina, C. elíptica, Tintinopsella cadischiana, Calpionellites daday, Remaniella cadischiana, Hedbergella delrioensis, H. planispira, H. semielongata* y *Leopoldina sp.*, entre otros), amonites (*Heteroceras americanus, Australiceras jacki, Acanthodiscus octagunus, Subthurmania mazatepensis, Spiticeras, Berriasella,* entre otros), así como belemnites (Remigio-Morales, 2013a).

Su depósito es marino de aguas someras, cálidas y de libre circulación en un clima templado y con litorales retirados que limitaban el aporte de sedimentos terrígenos, que cambia a un ambiente pelágico de cuenca de moderada profundidad, aguas tranquilas, bien oxigenadas, con subsidencia lenta y continua (Remigio-Morales, 2013a).

Formación Otates. Unidad del Aptiano, definida originalmente por Muir (1936), se compone de caliza arcillosa y carbonosa de color gris claro, con intercalaciones de lutitas laminares de color café grisáceo, con espesores que varían entre 3 y 20 metros (Guzmán-Arellano, 2012).

Presenta alto contenido paleontológico que incluye a los macrofósiles *Puzosia sp., Parahoplites aff. Milletianus, Dufrenoya sp., Inoceramus sp., Oxytropidoceras acutocarinatum* y *Uhligella sp*. Además de microfósiles como *Globigerina sp., Colomiella recta, Globigerinelloides algerianus, Globigerinelloides barri, Globigerinelloides blowi, Globigerinelloides ferreolensis, Hedbergella infracretaceae, Hedbergella delrioensis, Hedbergella trocoidea, Nannoconus truitti, Nannoconus wassalli y*

Nannoconus minutus. También se reportan radiolarios calcificados, foraminíferos planctónicos, fragmentos de moluscos y ostrácodos. Es de ambiente marino de baja energía depositada en una depresión intraplatafórmica (Basáñez, 2004).

Formación Tamaulipas Superior. Secuencia del Albiano-Cenomaniano que se compone de calizas *mudstone* y *wackestone* con variaciones de color entre gris, blanco y crema; contiene lentes y nódulos de pedernal de tonos negro a blanco. La base es de caliza blanca compacta con pedernal claro, mientras que las capas superiores incluyen calizas grises oscuro con pedernal negro o café, seguidas por caliza blanca cremosa. Presentan intercalaciones aisladas de margas, lutitas calcáreas y bentonita (Muir, 1936; Remigio-Morales, 2013b). Por otra parte, Carrillo-Bravo (1961, citado en Remigio-Morales, 2013b) reporta que se compone de 2 miembros; el inferior consiste en calizas criptocristalinas crema y gris oscuro con nódulos de pedernal con estilolitas, mientras que, la unidad superior consiste en una intercalación de calizas gris a negro con margas laminadas y pedernal negro; su espesor varía entre 60 y 400 m.

Es rica en microfósiles, destacando foraminíferos bentónicos y planctónicos (*Oligostegina sp., Orbitolina texana, Nummoloculina sp., Dictyoconus sp., Globigerinelloides sp., Hedbergella sp.,* entre otros), calcisferúlidos, tintínidos, nanocónidos y radiolarios (espumeláridos y naseláridos). También se ha reportado macrofauna, principalmente equinodermos y pelecípodos (Remigio-Morales, 2013b).

Se formó en un ambiente marino de cuenca, con circulación libre de aguas abiertas con escaso aporte de terrígenos y material volcánico retrabajado, que cambia a un ambiente de plataforma externa de baja energía (Remigio-Morales, 2013b).

Formación Tamabra. Secuencia del Albiano-Campaniano, compuesta principalmente por brechas calcáreas y de manera subordinada por grainstone y packstone con fragmentos bioclásticos, *wackestone* con rudistas y microfósiles pelágicos, y dolomías. Se compone de 2 miembros; el inferior es de *mudstone* y *wackestone* laminados con pedernal, junto con *grainstone* y *packstone* gradados, además de *floatstone* y *rudstone*; el superior lo integra una secuencia calcáreo-arcillosa con brechas de intraclastos en matriz arcillosa, calizas laminadas intercaladas con lutitas, microbrechas con fauna arrecifal y capas de calizas

arcillosas, margas y lutitas laminadas (López-Palomino, 2013). El espesor en el subsuelo en Poza Rica va de 150-200 m, aunque en otras localidades los espesores van de 300 a 1,500 m (Guzmán-Arellano, 2012).

Contiene rudistas retrabajados de la Formación El Abra, además de planctónicos, pequeños bioclastos y calciesferas dentro de una matriz micrítica; además de escasos amonites (*Worthoceras sp., Turrilites sp., Scaphites sp.*), rudistas y briozoarios (López-Palomino, 2013).

Se depositó en un ambiente de talud, entre la plataforma y cuenca, en las tres plataformas circundantes, con profundidades de 200 m en el borde de la plataforma, y más de 800 m en el pie del talud (López-Palomino, 2013).

Formación El Abra. Se compone de carbonatos del Albiano-Santoniano, se formó en las paleoplataformas carbonatadas que bordeaban a la Cuenca Tampico-Misantla. Carrillo-Bravo (1971) divide la formación en dos facies principales: Taninul y El Abra.

Facies Taninul: Representa una facies arrecifal compuesta por caliza masiva de color crema amarillento y gris crema, formada en bancos arrecifales de caprínidos y radiolítidos, separados por calcarenita, calcarenita oolítica y clásticos biogénicos, con cementación de calcita de grano fino. También incluye biohermas tabulares de rudistas y capas lenticulares de caliza bioclástica de textura *rudstone-grainstone*; se formó en el borde de las plataformas carbonatadas, entre las lagunas internas y los taludes (López Palomino y Piña-Arce, 2009).

Facies El Abra: Se subdivide en cinco litofacies. 1) Unidad clástica post-arrecifal: compuesta por calcirudita, calcarenita y caliza oolítica de colores crema amarillento y gris crema, en capas gruesas con estratificación cruzada; 2) Unidad de calcilutita y calcarenita: carbonatos de color gris a gris crema, con miliólidos, toucasias, además de pellets de color gris a gris crema, y biostromas de toucasias; 3) Unidad de dolomita y caliza parcialmente dolomitizada: dolomita de cristales finos a grandes, de color pardo grisáceo y gris acero, con intercalaciones de calcilutita y calcarenita con miliólidos y pequeños biostromas de rudistas; 4) Unidad de calcilutita y calcarenita con miliólidos y toucasias: calizas

oolíticas y horizontes de calizas dolomíticas, con abundantes miliólidos y biostromas de toucasias, radiolítidos y corales escasos; 5) Zona dolomítica basal: Dolomita de grano fino a grueso, de color café grisáceo y gris acero, en capas gruesas (López Palomino y Piña-Arce, 2009).

Los espesores de las facies El Abra y Taninul varían significativamente según la localidad. La facies Taninul puede superar los 2,000 m, mientras que la facies El Abra presentan espesores entre 90 y 2,000 m (López Palomino y Piña-Arce, 2009).

La unidad presenta alto contenido fósil, predominando rudistas de los géneros *Toucasia, Eoradiolites, Caprina* y especies como *Coalcomana ramosa* y *Mexicaprina quadrata.* También contiene lamelibranquios (*Pecten, Chondronta*), gasterópodos (*Tronchus, Cerithium, Turritela, Actaeonella, Nerinea*), braquiópodos del género *Kingenia* y foraminíferos como *Merlingina cretacea* y *Dicyclina schlumbergeri* (López Palomino y Piña-Arce, 2009).

El ambiente de depósito corresponde a plataformas aisladas amplias y estables de aguas someras lagunares, con facies arrecifales y post-arrecifales o lagunares que bordeaban a la Cuenca Tampico-Misantla (López Palomino y Piña-Arce, 2009).

Formación Agua Nueva. Unidad del Cenomaniano-Turoniano, conformada por calizas con delgados horizontes de pedernal, calizas arcillosas, lutitas carbonosas y delgados horizontes de bentonita (Muir, 1936). Carrillo-Bravo (1971) la describe como calizas arcillosas de color gris a negro finamente bandeada que alternan con lutitas laminares de color gris a negro con lentes o láminas de pedernal. Tiene dos facies, una compuesta de *wackestone* y otra de *packstone* laminado, ambas con interestratificaciones de lutitas, nódulos de pedernal y ocasionales capas de dolomía (Piña-Arce y López-Palomino, 2007a); su espesor promedio es de 240 metros.

Presenta un abundante contenido paleontológico, que incluye tanto macrofauna (*Inoceramus, Phylloceras* y *Mantelliceras*) como microfauna (*Rotalipora, Hedbergella, Pithonella, Calciesphaerula, Stomiosphaera, Marginotruncana, Whiteinella, Globotruncana y Dicarinella*). En la base, se encuentran escamas y dientes de peces, junto con microfauna de foraminíferos (*Heterohelix* y *Pithonella*). También se

han identificado radiolarios, calciesférulas, fragmentos de moluscos, ostrácodos y cefalópodos. Además de cefalópodos (*Mammites*), moluscos (*Inoceramus*) y restos de tiburón lamniforme (*Chondrychthyes; Elasmobranchii*) (Piña-Arce y López-Palomino, 2007a).

Se depósito en condiciones tectónicas inestables en un ambiente nerítico, cercano a una fuente de material terrígeno, transgrediendo los sedimentos de la Formación El Abra (Carrillo-Bravo, 1971), que indican el inicio de la formación del Orógeno Mexicano, el cual es la fuente de terrígenos procedentes del occidente. PEMEX (1988, citado en Piña-Arce y López-Palomino, 2007a) sugiere que, por sus características litológicas y faunísticas, su depósito ocurrió en un ambiente de plataforma externa que varía a cuenca, y que la presencia de material bentónico refleja vulcanismo contemporáneo del arco magmático en el lado Pacífico, relacionado con la subducción de la Placa de Farallón debajo la Placa de Norteamérica, causante del levantamiento que formó el Orógeno Mexicano.

Formación San Felipe. Secuencia del Cenomaniano-Campaniano, compuesta por una alternancia de calizas, lutitas grises, calizas arcillosas, margas grises y verdes, así como lutitas bentoníticas, nódulos de pedernal y de pirita, además de materiales tobáceos (Contreras-Cruz, 2015). Muir (1936) divide la unidad en 2 miembros, el inferior compuesto en la base por caliza arcillosa gris oscuro, calizas de gris verdoso y en la cima por capas tobáceas, mientras que el miembro superior consiste en una alternancia de calizas y lutitas de colores blanco a gris, con facies calcáreas y arcillosas. Su espesor varía de 50 hasta 330 metros.

Contiene abundantes foraminíferos planctónicos y una menor presencia de foraminíferos bentónicos, junto con radiolarios, espinas de equinodermos, moldes de gasterópodos e icnofósiles de los icnogéneros Zoophycus y Cruciana. En cuanto a la macrofauna, se compone de *Balanocrinus mexicanus, Ostrea plumosa, Durania manuelensis, Sauvagesia delgolyeri, Inoceramus sp.* Los foraminíferos son *Marginotruncana sigali, M. renzi, M. indica, Globotruncana fornicata, G. concavata,* entre otros y radiolarios Rotalipora cushmani (Contreras-Cruz, 2015).

Se depositó en un ambiente de mar abierto (cuenca epicontinental), caracterizado por una baja energía y la influencia de material terrígeno y bentonítico, el

cual proviene del arco magmático del occidente y del incipiente Orógeno Mexicano (Contreras-Cruz, 2015), producto de la interacción de la paleo placa Farallón con la Placa Norteamericana.

Formación Méndez. Unidad del Campaniano-Maastrichtiano, conformada por una variada litología, donde predominan lutitas con intercalaciones de marga, caliza arcillosa, arenisca y bentonita. Los espesores de las capas varían desde delgados hasta gruesos (Piña-Arce y López-Palomino, 2007b). Su espesor varía de 100 a 1,000 m.

Contiene abundantes y variados fósiles, destacando foraminíferos de los géneros *Bolivina, Bulimina, Cibicides, Clavulina, Gaudryina, Gümbelina, Lagena, Planoglobulina, Pseudotextularia,* así como foraminíferos planctónicos. Además, se han identificado cefalópodos de los géneros *Naefia, Hypophylloceras, Phyllopachyceras, Tetragonites, Saghalinites, Pseudophyllites, Gaudryceras,* así como fragmentos de mosasáuridos (Piña-Arce y López-Palomino, 2007b).

Carrillo-Bravo (1971), indica que la unidad fue depositada en mar abierto (cuenca somera regresiva) con profundidades considerables; también tiene facies turbidíticas, típica de zonas de antefosa en mar abierto, asociadas al Orógeno Mexicano que estaba en pleno desarrollo con flujos de terrígenos finos provenientes de la plataforma (Piña-Arce y López-Palomino, 2007b).

17.5.1.5 Cenozoico

Formación Velasco. Secuencia del Paleoceno (Daniano), compuesta principalmente por lutitas, con colores que varían entre gris verdoso, gris azulado, pardo y rojizo, intercaladas con capas delgadas de bentonita verdosa y láminas ocasionales de yeso. En algunas áreas, alternan con areniscas de cuarzo de grano medio a fino, bien cementadas, con un espesor promedio de 140 metros (Piña-Arce y López-Palomino, 2007c). Se divide en dos biozonas principales que se diferencian por su contenido paleontológico: Velasco Inferior, dominada por las familias Globorotaliidae y Globigerinidae, que representan el 60 % del conjunto faunístico; destaca Globorotalia membranácea. Velasco Superior, caracterizada

por el predominio de la familia Globigerinidae, con una alta abundancia de Globigerina cretácea (Piña-Arce y López-Palomino, 2007c).

López-Ramos (1956, 1979, citado en Piña-Arce y López-Palomino, 2007c) interpreta que la biozona Velasco Inferior se depositó en un ambiente que varía de nerítico externo a batial, mientras que la biozona Velasco Superior es de ambiente batial a abisal.

Megasecuencias Inferior, Media y Superior de Chicontepec: La unidad corresponde al Paleoceno-Eoceno (Ypresiano) descrita como una alternancia rítmica de areniscas y lutitas, con escasos horizontes de conglomerados, limolitas y margas arenosas (Nava y Alegría, 2001); en general son texturalmente inmaduras, con una alta proporción de fragmentos calcáreos fuertemente cementados que provienen de la erosión de calizas tipo *packstone* y *wackestone* que contienen miliólidos, globigerínidos, algas rojas, fragmentos de conchas de moluscos y, en menor proporción, ooides y partículas de dolomita, además de otros fragmentos de roca y granos de cuarzo que se originaron por la erosión de rocas ígneas (volcánicas), metamórficas, sedimentarias y plutónicas de la Sierra Madre Oriental (Aguayo-Camargo *et al.*, 2018). Las características generales de las tres megasecuencias son: a) Megasecuencia Inferior (Paleoceno Inferior, 65.5-60.4 Ma): Con un espesor que varía 474 a 1,814 m compuesto por facies de areniscas de grano fino y lutitas de ambiente marino profundo que cubren a la Formación Velazco Basal, además de abanicos submarinos externos con progradación pasiva que nivelaron el piso de la cuenca, por lo que se compone de facies arenoso-arcillosas y depósitos frontales de abanicos distales de tipo arcilloso (Chicontepec Inferior), formados en condiciones de alta inestabilidad tectónica, por lo que sus límites inferior y superior son discordantes; b) Megasecuencia Media (Paleoceno medio-superior, 60.4-54 Ma): Con un espesor de 219 a 500 m formado por sistemas de lóbulos de abanicos submarinos externos con progradación y facies arenosas, limosas y arcillosas; los estratos de arenisca llegan a tener espesores superiores a un metro, lo que indica que el depósito ocurrió en condiciones de mayor estabilidad tectónica (Chicontepec Medio); c) Megasecuencia Superior (Eoceno Inferior, 54-46 Ma). Con un espesor de 550 a 55 metros, se conforma secuencias conglomeráticas formadas en taludes inestables (slumps) y canales de alimentación, con transporte masivo de sedimentos

que formaron abanicos submarinos de aguas profundas donde predomina una intercalación rítmica de areniscas y lutitas (Chicontepec Superior; Aguayo-Camargo *et al.*, 2018); sus límites inferior y superior son discordantes y se asocian con pulsos acelerados del levantamiento de la corteza que formó al Orógeno Mexicano, que se caracteriza en este sector, por deformación de piel delgada.

Aunque las siguientes formaciones no pertenecen propiamente al relleno sedimentario autóctono de la Cuenca Tampico-Misantla, se depositaron suprayacentes a esta como parte de sistemas terrígenos derivados de las áreas circundantes durante el Eoceno-Mioceno. La Formación Aragón (Eoceno inferior) está compuesta por lutitas con bandas de bentonita en la base y bandas de arenisca con nódulos calcáreos en la cima (Piña-Arce y López-Palomino, 2007d). Le sobreyace la Formación Guayabal (Eoceno medio–inferior), una secuencia de lutitas con delgadas intercalaciones de arenisca de grano fino, arcillosa y calcárea, además de lechos de bentonita (PEMEX, 1988, citado en Basáñez, 2006a). Hacia el Eoceno superior, se depositó la Formación Chapopote, que consiste en margas con intercalaciones de bentonita, presentando un cambio de facies con la Formación Tantoyuca en la parte central de la cuenca, donde se observan intercalaciones de arenisca de cuarzo y calcárea (PEMEX, 1988, citado en Basáñez, 2006b); esta última formación se caracteriza por areniscas de grano medio y, en su parte superior, por conglomerados con cantos bien redondeados de diversos tamaños (López-Palomino y Saenz-Pita, 2010).

En el Oligoceno inferior, la Formación Horcones está constituida por lutitas y lutitas calcáreas intercaladas con areniscas de cuarzo de grano fino a grueso (PEMEX, 1988, citado en Basáñez, 2006c). La Formación Palma Real (Oligoceno) se divide en dos unidades: la Palma Real Inferior, caracterizada por areniscas, conglomerados y margas arenosas, y la Palma Real Superior, compuesta por lutitas con escasas intercalaciones de arenisca de grano fino (González-Islas, 2022). Por su parte, la Formación Alazán del Chattiano, está integrada por margas y lutitas con intercalaciones delgadas de areniscas (Basáñez, 2006d; Guzmán-Arellano, 2012), así mismo, la Formación Mesón (Oligoceno medio-Mioceno inferior) consiste en lutitas arenosas con contenido carbonatado y areniscas (Basáñez, 2006e).

Hacia el límite Oligoceno-Mioceno, la Formación Coatzintla presenta una secuencia de lutitas y margas intercaladas con margas arenosas, conglomerados y calizas (Pérez-Martínez y López-Palomino, 2011). La Formación Escolín (Oligoceno superior-Mioceno medio) se distingue por margas que hacia la cima se intercalan con areniscas gruesas, calcáreas y calizas arenosas, además de lutitas plásticas con intercalaciones de areniscas de grano fino y conglomeráticas (Guzmán-Arellano, 2012; Palma-Ramírez, 2014). Finalmente, la Formación Tuxpan (Mioceno inferior-medio) está compuesta por areniscas calcáreas, calizas arenosas y lutitas bentoníticas, con intercalaciones de areniscas de cuarzo y conglomerados en su base (Juárez-Arriaga, 2010; Guzmán-Arellano, 2012).

17.5.2 Evolución tectónica y estructural

La cuenca Tampico-Misantla inició su desarrollo en el Triásico y Jurásico inferior a lo largo del margen sureste de la Placa de Norteamérica. Durante el Jurásico medio, estaba delimitada al este por una zona de deformación mediante una falla transformante derecha, durante la apertura del Golfo de México; al sur, por una falla transformante izquierda; al oeste, por un arco de subducción-volcánico; y al norte, por la propia placa de Norteamérica (Pindell y Kennan, 2009).

La región estaba compuesta por un terreno metamórfico intrusionado principalmente por granitos de finales del Paleozoico y principios del Mesozoico (Permotriásicos). Durante el Triásico tardío y el Jurásico temprano, la zona experimentó deformación transcurrente y extensional (transtensión) asociada con la apertura del Golfo de México, la que evolucionó a *rifting continental,* que formó horst y grabens regionales donde se favoreció inicialmente, que en las depresiones se depositaran secuencias continentales (lechos rojos) y posteriormente, una secuencia sedimentaria marina *Synrift,* donde se acumularon inicialmente evaporitas con terrígenos, posteriormente carbonatos arcillosos y carbonatos limpios.

La evolución de la cuenca se desarrolló a lo largo de 4 etapas principales: 1) etapa extensional, 2) etapa de margen pasivo, 3) etapa influenciada por la Orogenia Larámide y 4) etapa de un nuevo margen pasivo (CNH, s.f.a)

17.5.2.1 Etapa extensional

Está vinculada con la primera fase de apertura del paleo Golfo de México, desarrollándose del Triásico superior al Jurásico medio. Durante esta fase (Figura 17.3), se desarrollaron una serie de fosas (grabens) en la cuales se acumularon grandes espesores de sedimentos continentales, compuestos por areniscas, limolitas y conglomerados constituidos de fragmentos de rocas producto de la erosión del basamento cristalino pertenecientes a las Formaciones Huizachal; posteriormente ocurrió la primera transgresión marina que favoreció el depósito de la secuencia arcillosa de la Formación Huayacocotla. Todo el conjunto sedimentario previo fue levantado debido a actividad tectónica asociada a la apertura del Golfo de México, por lo que nuevamente se formaron secuencias continentales fluviales y lacustres de la Formación Cahuasas. Posteriormente continúo el desarrollo del *rift* con grandes depresiones topográficas debido a un sistema de fallas normales de orientación NW-SE, lo que favoreció la subsidencia continua con la consecuente transgresión generalizada, formándose las secuencias de transición mar-continente y plataforma somera, por lo que se depositó en condiciones de alta energía la Formación Tepexic (Veiga *et al.,* 2022, p. 190).

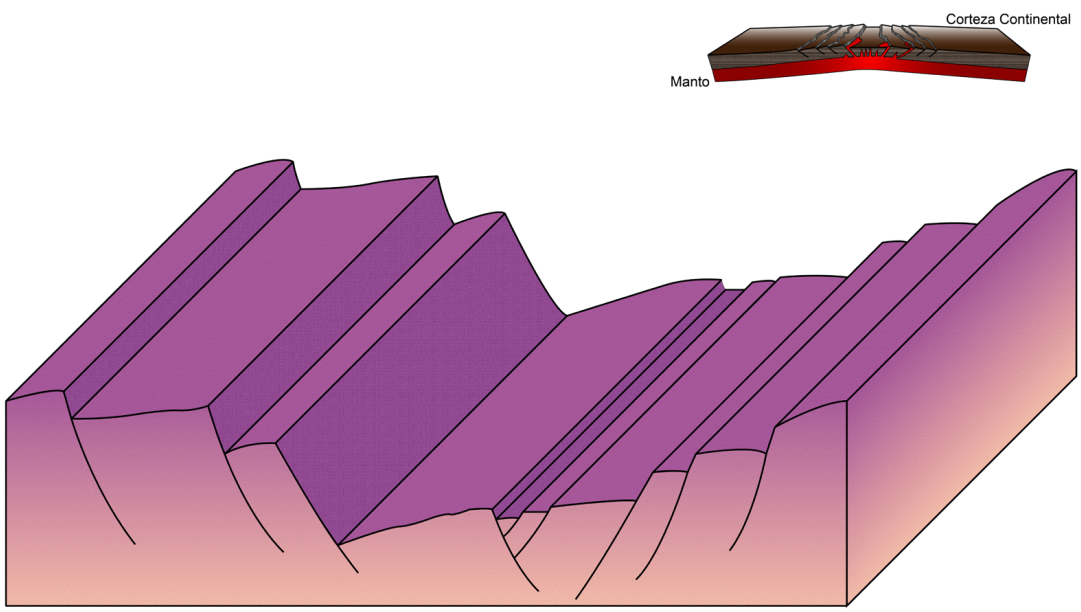


Figura 17.3. Modelo de la etapa extensional. Modificado de CNH (s.f.a) y Schlumberger (2010).

17.5.2.2 Etapa final del Rift

Durante el Oxfordiano, se establecieron condiciones marinas favorables para el depósito de lutitas ricas en materia orgánicas y calizas de la Formación Santiago (Veiga *et al.*, 2022, p. 190), la cuenca continuaba su subsidencia y permitió la continuación de la transgresión marina hasta el Kimmeridgiano (Figura 17.4), depositándose simultáneamente lutitas ricas en materia orgánica de la Formación Tamán en las depresiones (grabens) y carbonatos oolíticos de la Formación San Andrés en zonas altas del basamento (horst). Este proceso se extendió hasta el Titoniano, cubriendo toda la cuenca con el depósito de terrígenos finos (lutitas con materia orgánica y carbonatos) de la Formación Pimienta (Guzmán, 2022, citado en Veiga *et al.*, 2022).

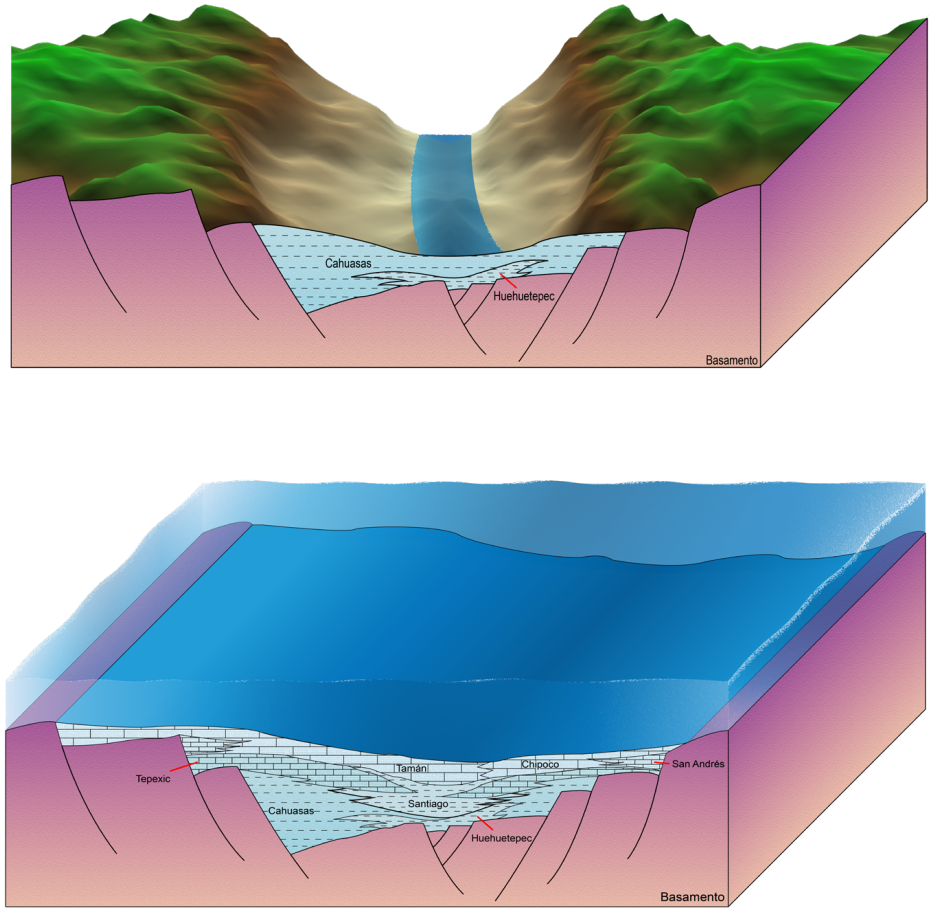


Figura 17.4. Modelos de la etapa final del rift. Elaborado a partir de datos de CNH (s.f.a), GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, 2024) y Schlumberger (2010).

17.5.2.3 Etapa de Margen Pasivo

A finales de Jurásico y durante el Cretácico inferior, se formó un sistema de rampas carbonatadas donde se acumularon calizas *mudstone* y *wackestone* con pedernal y algunos horizontes de limolitas de la Formación Tamaulipas Inferior (Figura 17.5). Durante el Albiano-Cenomaniano, la región quedó configurada por un sistema de plataformas-talud-cuenca debido al desarrollo de fallas normales regionales que tuvieron su máximo desarrollo en la etapa final del rift. En la zona de aguas profundas (Cuenca Tampico-Misantla) se depositaron calizas *mudstone* y *wackestone* en estratos delgados mientras que en zonas altas del basamento se depositaron carbonatos de alta energía y calizas de plataforma y arrecifales de la formación El Abra, las que cambian a facies en el talud, formando las brechas calcáreas de la Formación Tamabra, compuesta de fragmentos de calizas arrecifales y de plataforma de la Formación El Abra (Guzmán, 2022, citado en Veiga *et al.*, 2022). Durante el Turoniano, se restablecieron condiciones anóxicas en las zonas de aguas profundas o en las depresiones de la cuenca, permitiendo la depositación de calizas y lutitas con alto contenido orgánico de la Formación Agua Nueva. Finalmente, en el Campaniano-Maastrichtiano, se depositaron primero las calizas *mudstone* con intercalaciones de bentonita de la Formación San Felipe y finalmente las secuencias calcáreo-arcillosas (margas) de la Formación Méndez (Veiga *et al.*, 2022, p. 191).

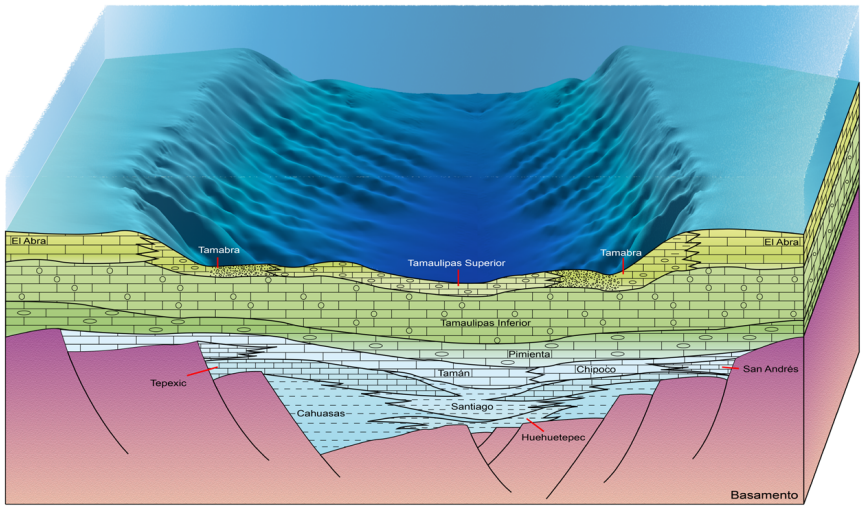


Figura 17.5. Modelo de la etapa de margen pasivo. Elaborado a partir de datos de CNH (s.f.a), GEBCO (2024) y Schlumberger (2010).

17.5.2.4 Etapa de Cuenca Retroforeland

A finales del Cretácico superior, la sedimentación del margen pasivo terminó debido a los efectos de la Orogenia Larámide, debido a la interacción de las placas Farallón y Norteamericana que, debido al bajo ángulo de subducción de la primera, formó el cinturón de pliegues y cabalgaduras del Orógeno Mexicano, que fisiográficamente corresponde con la Sierra Madre Oriental. Las rocas mesozoicas en la región occidental se plegaron y fallaron debido a un gran desplazamiento con deformación de piel delgada, creando un gran relieve topográfico, por lo que, debido a la carga tectónica, provocó la subsidencia al oriente por flexión de la corteza continental, originando la cuenca de antepaís de Chicontepec (subcuenca) durante el Paleoceno-Eoceno (Figura 17.6). En este periodo se acumularon grandes volúmenes de sedimentos arcillo-arenosos en un sistema de corrientes turbidíticas, slumps y flujos de fondo, originando los sedimentos terrígenos de las Formaciones Velasco, Aragón y la Megasecuencias Inferior, Media y Superior de Chicontepec (Veiga *et al.,* 2022, p. 192).

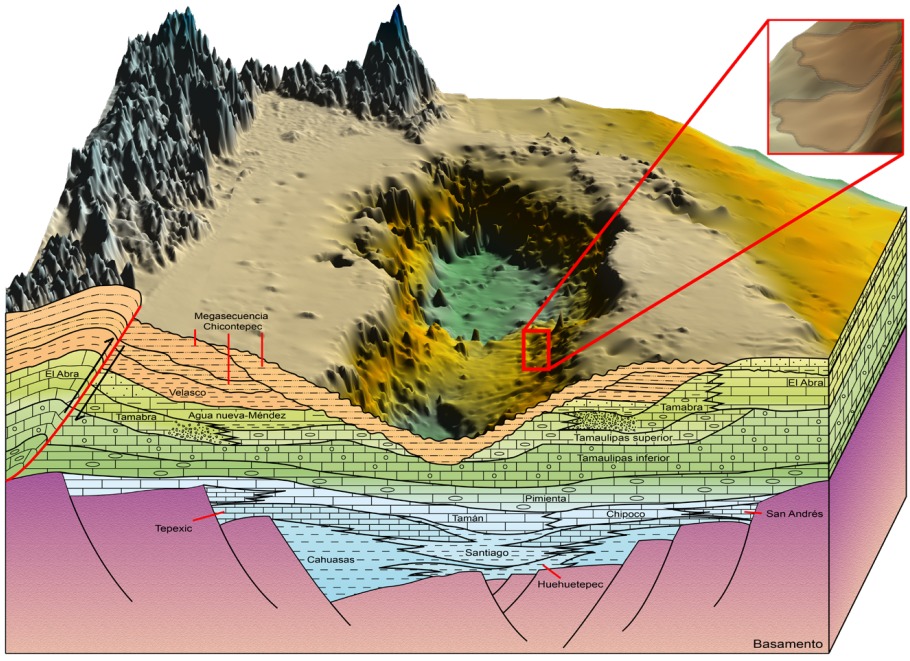


Figura 17.6. Modelo de la etapa donde se formó la Cuenca Retroforeland de Chicontepec, sobrepuesta a la Cuenca Tampico-Misantla. Elaborado a partir de datos de CNH (s.f.a), GEBCO (2024) y Schlumberger (2010).

17.5.2.5 Etapa de Nuevo Margen Pasivo

Para el Eoceno superior, la deformación causada por la Orogenia Laramide había concluido, y la antefosa (Subcuenca de Chicontepec) vinculada con el levantamiento de la Sierra Madre Oriental se había rellenado y, al no continuar el desarrollo del Orógeno Mexicano debido a que la Placa de Farallón se consumió completamente debajo de la Placa de Norteamérica, se dio por fenómenos gravitatorios y por el desarrollo de fallas laterales transpresivas la exhumación de una parte de la Cuenca Tampico-Misantla y de la Cuenca de Chicontepec. Este fenómeno provocó un basculamiento de la cuenca hacia el Este y al no haber interacción de placas tectónicas, se propició el desarrollo un nuevo margen pasivo perteneciente al sector occidental del actual Golfo de México (Veiga *et al.,* 2022, p. 192).

17.6 Consideraciones económicas

17.6.1 Hidrocarburos

La exploración con intereses económicos en la cuenca Tampico-Misantla comenzó en 1860, sin embargo, fue hasta 1904 que inició la producción de petróleo pesado principalmente, cuando el geólogo mexicano Ezequiel Ordóñez descubre la primera provincia petrolera productora de aceite en México (Guzmán *et al.,* 1999; Rodríguez Vivanco, 1953).

Es una cuenca rica en recursos naturales del subsuelo, destacándose principalmente los hidrocarburos, agua y manganeso. De acuerdo con datos de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH), en el año 2024 tuvo una producción de 44 Mbd (miles de barriles diarios) de petróleo, 65 MMpcd (millones de pies cúbicos diarios) de gas natural y 0.6 MMpcd de nitrógeno. Se estimó que en la zona hay un total de reservas de 6,778.82 MMbpce (Millones de barriles de petróleo crudo equivalente), de los cuales 698.60 corresponden a reservas tipo 1P, 2,287.70 al tipo 2P y 3,792.52 para el tipo 3P. Por otro lado, existe un total de 13,390.99 MMMpc (Miles de millones de pies cúbicos) de reservas de gas, de los cuales 1,022.27 son reservas 1P, 4,498.75 son 2P y 7,869.97 son del tipo 3P. En la

figura 17.7 están representados los porcentajes de las reservas de petróleo y de gas que hay en la zona (CNH, 2025).

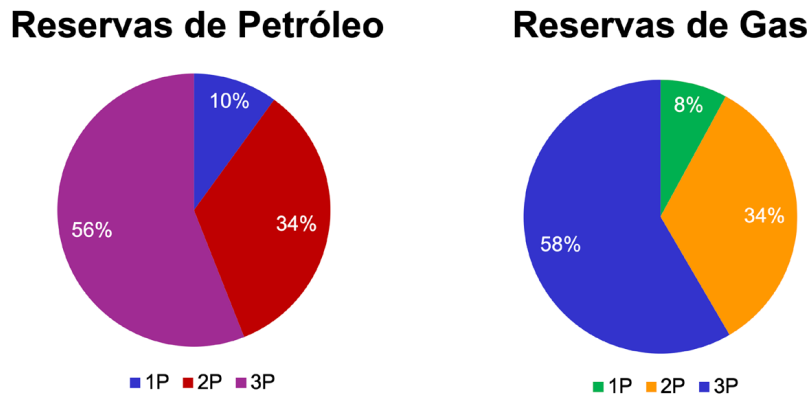


Figura 17.7. Porcentajes de reservas de petróleo y gas en la cuenca.

Los principales sistemas petroleros de la cuenca tienen rocas generadoras del Jurásico inferior y superior, la roca almacén y sello son del Jurásico medio-superior y del Cretácico, finalmente, las trampas estructurales se formaron en el evento compresivo relacionado con la orogenia laramídica en el Paleoceno-Eoceno (CNH, s.f.a), además de trampas estratigráficas y mixtas. A continuación, se describen los plays convencionales presentes en la cuenca:

1. San Andrés.
    - Roca Almacén: Grainstones oolíticos dolomíticos, porosidad primaria y secundaria (Formación San Andrés, Kimmeridgiano).
    - Sello: Calizas arcillosas (Formación Pimienta).
    - Trampa: Estratigráficas (acuñamientos contra altos de basamento, cambio de facies).
    - Tipo de hidrocarburo: Aceite ligero (Titoniano-Oxfordiano- Kimmeridgiano).
    - Campos: Arenque, San Andrés.

2. Tamaulipas inferior.
    - Roca Almacén: Calizas pelágicas fracturadas (Formación Tamaulipas Inferior, Berriasiano-Aptiano).
    - Sello: Calizas arcillosas (Formación Tamaulipas Inferior, Otates).

- Trampa: Estructurales, mixtas (anticlinales, bajo discordancia).
- Tipo de hidrocarburo: Aceite pesado a ligero.
- Campos: Tamaulipas-Constituciones.

3. San Felipe-Agua Nueva.
   - Roca Almacén: Calizas fracturadas de cuenca (Formaciones San Felipe-Agua Nueva, Turoniano-Campaniano).
   - Sello: Margas (Formación Méndez).
   - Trampa: Estructurales (pliegues y zonas de fractura asociadas a fallas).
   - Tipo de hidrocarburo: Aceite pesado a ligero (Tithoniano).
   - Campos: Ébano, Pánuco.

4. Tamabra.
   - Roca Almacén: Brechas y turbiditas de talud carbonatado, porosidad primaria y secundaria (Formación Tamabra, Albiano-Cenomaniano).
   - Sello: Calizas arcillosas compactas (Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva).
   - Trampa: Mixtas (por cambio lateral de facies y basculamiento).
   - Tipo de hidrocarburo: Aceite ligero (Tithoniano).
   - Campos: Poza Rica, Tres Hermanos.

5. El Abra.
   - Roca Almacén: Grainstone de oolitas karstificadas de margen de plataforma y desarrollos arrecifales. En general son con porosidad primaria y secundaria (Formación El Abra, Albiano-Cenomaniano).
   - Sello: Calizas arcillosas y lutitas (Agua Nueva, San Felipe y Méndez, Paleógeno inferior).
   - Trampa: Estratigráficas (paleorelieve de depósito).
   - Tipo de hidrocarburo: Aceite pesado a ligero, condensado (Tithoniano).
   - Campos: Cerro Azul, Santa Águeda, Atún, Bagre.

Por otra parte, la cuenca Tampico-Misantla como provincia petrolera, es la más importante en cuanto al potencial de recursos asociados a yacimientos no convencionales de lutitas orgánicas de México, los recursos estimados en esta región están en el orden de 30.7 MMMb de aceite y 20.7 MMMMpc de gas

húmedo (CNH, s.f.b). A continuación, se hace la descripción de los plays no convencionales en dentro de la cuenca:

a) Agua Nueva.
- Edad: Cretácico superior.
- Tipo de hidrocarburo: Ventana de gas y aceite.
- Tipo de kerógeno: II.
- % COT: 0.5 - 8.0.

b) Pimienta.
- Edad: Jurásico superior.
- Tipo de hidrocarburo: Ventana de gas y aceite.
- Tipo de kerógeno: II-III.
- % COT: 1.0 - 8.0.

De acuerdo con García (2018) en 2018, en los campos petroleros de las cuencas se producía 76,000 barriles de petróleo al día y se proyectaba en el plan quinquenal que la producción aumentaría a más de 900,000 barriles de petróleo diarios para 2032, lo cual es contrastante con la información de producción más reciente que, reporta una producción diaria de 44,000 barriles de petróleo en el 2024, lo que indica que no ha habido el aumento en la producción esperado, sino que la producción ha disminuido en más del 50 %.

17.6.2 Recursos hídricos

En cuenca Tampico-Misantla se cuenta con una de las áreas hídricas más relevantes de México, caracterizada por una compleja red de ríos, humedales y acuíferos que conforman un sistema dinámico y diversificado. Dentro de esta importante red hidrográfica destacan los ríos Pánuco, Tecolutla, Cazones, Nautla, Misantla y Tuxpan (Landeros-Sánchez *et al.*, 2011).

Además de estos ríos, la región cuenta con importantes acuíferos como Poza Rica, Tecolutla, Álamo-Tuxpan y Tampico-Misantla. Estos acuíferos presentan

variaciones en su recarga media anual y disponibilidad de agua subterránea, aspectos detallados en la Tabla 17.1.

Tabla 17.1. Características de los principales acuíferos de la cuenca Tampico-Misantla. R= Recarga media anual, DNC= Descarga Natural Comprometida, VEAS= Volumen de Extracción de aguas subterráneas, DMA= Disponibilidad Media Anual de agua subterránea (cifras en hectómetros cúbicos anuales [hm^3 anuales]). Valores obtenidos de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2024a, 2024b, 2024c, 2024d).

Acuífero	Clave	R	DNC	VEAS	DMA
Poza Rica	3001	362.8	344.7	16.646295	1.453705
Tecolutla	3002	2,204.3	2158.0	33.016502	13.283498
Álamo-Tuxpan	3014	697.9	640.8	44.259281	12.840719
Tampico-Misantla	3017	268.0	138.2	35.845513	93.954487

La interacción entre estos cuerpos de agua superficiales y subterráneos es clave para el balance hídrico de la región, garantizando el suministro para diversas actividades económicas y ecosistemas locales, lo que a su vez subraya la necesidad tan importante de implementar estrategias de manejo integral y sostenible para preservar este valioso recurso.

17.6.3 Recursos mineros

Dentro de la región se encuentra el Distrito Manganesífero de Molango en un miembro de la Formación Chipoco (figura 17.8), el cual es uno de los yacimientos más ricos de manganeso cuya explotación comenzó en la década de 1960, abarca los municipios de Xochicoatlán, Molango, Lolotla, Tlanchinol y Tepehuacán de Guerrero, ubicados al noreste del estado de Hidalgo. Tiene una extensión aproximada de 1,250 km^2, catalogado como el depósito más importante a escala industrial de México, así como de Centro y Norteamérica y uno de los 10 yacimientos más grandes del mundo de este mineral (Comunidades Autlán, s.f.; Santander, 2016), el uso principal del manganeso es como materia prima en la fabricación de acero.



Figura 17.8. Afloramiento de lutitas de la Formación Chipoco, dentro del Distrito Manganesífero de Molango.

17.7 Conclusiones

La Cuenca Tampico-Misantla representa un sistema geológico y petrolero de gran relevancia en México, tanto por su compleja evolución tectónica como por su potencial económico. A lo largo de su historia, que abarca desde el Triásico al Cenozoico, la cuenca ha experimentado transformaciones significativas, desde su origen como *rift* continental hasta su consolidación como cuenca de margen pasivo y, posteriormente, como cuenca de antepaís influenciada por la Orogenia Laramide.

El basamento metamórfico-ígneo (Pérmico-Triásico) subyace discordantemente a las formaciones Huizachal (Triásico superior; conglomerados y areniscas rojas de *rift* continental), Huayacocotla (Jurásico inferior; lutitas marinas someras) y Cahuasas (Jurásico medio; limolitas y areniscas fluviales). Durante el Jurásico medio-superior, el hundimiento de bloques propició subsidencia y una transgresión regional que generó secuencias sedimentarias con facies contrastantes: desde plataformas carbonatadas de la Formación Tepexic (calizas

oolíticas) y facies evaporíticas de la Formación Huehuetepec (anhidritas). Hasta facies de cuenca profunda de las formaciones Santiago (lutitas calcáreas) y Chipoco (*mudstone*s con radiolarios). El Cretácico inicia con carbonatos pelágicos (Formación Tamaulipas Inferior) y margas (Formación Otates), seguidos por secuencias calcáreo-arcillosas (Formación Tamaulipas Superior) y brechas de talud (Formación Tamabra), culminando con lutitas turbidíticas (Formación Méndez) asociadas al desarrollo del Orógeno Mexicano. El Cenozoico registra un cambio en la sedimentación, generando las formaciones terrígenas de la Formación Velasco (lutitas batiales) y las tres Megasecuencias discordantes (Inferior, Media, Superior) de Chicontepec, depositadas en slumps, canales y abanicos submarinos durante el levantamiento de la Sierra Madre Oriental en la cuenca retroforeland de Chicontepec.

Desde el punto de vista económico, la cuenca ha sido un pilar en la producción de hidrocarburos en México desde principios del siglo XX, con yacimientos convencionales asociados a trampas estructurales, estratigráficas y mixtas en las formaciones San Andrés, Tamaulipas, Tamabra, El Abra y Agua Nueva. Sin embargo, el declive en la producción actual (44,000 barriles diarios en 2024) contrasta con las proyecciones optimistas de años anteriores, lo que subraya la necesidad de implementar tecnologías avanzadas y enfoques innovadores para maximizar la recuperación de aceite y gas. Además, la cuenca alberga un potencial significativo en yacimientos no convencionales, particularmente en las lutitas aceitíferas y gasíferas de las formaciones Agua Nueva y Pimienta, que podrían representar una fuente importante de hidrocarburos en el futuro.

17.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuál es la extensión aproximada de la cuenca Tampico-Misantla?

a) 20,000 km^2
b) 22,000 km^2
c) 25,000 km^2
d) 26,000 km^2

2. ¿En qué año se realizó la primera recopilación de información geológica de la región con fines de exploración petrolera?

a) 1936
b) 1953
c) 1961
d) 1904

3. ¿Qué tipo de rocas constituyen el basamento de la secuencia sedimentaria?

a) Rocas ígneas y sedimentarias
b) Rocas metamórficas y sedimentarias
c) Rocas ígneas y metamórficas
d) Rocas metamórficas

4. ¿Qué formación sobreyace discordantemente al basamento en la zona occidental y central de la cuenca?

a) Formación Cahuasas
b) Formación Huayacocotla
c) Formación Velasco
d) Formación Tamán

5. ¿Con cuál formación inició el depósito de las secuencias sedimentarias?

a) Formación Huizachal
b) Formación Huayacocotla
c) Formación Otates
d) Formación Cahuasas

6. ¿Qué formación se divide en dos facies (facies marina y facies evaporítica) desarrolladas durante el Jurásico superior?

a) Formación Santiago
b) Formación Pimienta
c) Formación Huehuetepec
d) Formación Tamabra

7. ¿En qué periodo geológico cambió drásticamente la sedimentación a sedimentos terrígenos de plataforma, talud y cuenca debido a la formación del Orógeno Mexicano?

a) Paleógeno inferior
b) Cretácico superior
c) Jurásico superior
d) Cretácico inferior

8. ¿Desde el punto de vista tectónico, cómo fue el origen de la cuenca?

a) Como cuenca de Rift continental
b) Como cuenca de antepaís (retroforeland)
c) Como cuenca de margen pasivo
d) Como cuenca pull-apart

9. ¿Cuántas etapas de evolución tectónica-estructural tuvo la cuenca desde el Triásico al Eoceno?

a) 2
b) 3
c) 4
d) 5

10. ¿En qué año comenzó la exploración con intereses económicos petroleros en la cuenca?

a) 1860
b) 1904
c) 1986
d) 1938

11. ¿En qué año inició la explotación comercial de hidrocarburos en la cuenca?

a) 1896
b) 1904
c) 1905
d) 1938

12. ¿Cuáles es el principal recurso natural del subsuelo que se explota en la cuenca?

a) Minerales metálicos
b) Hidrológicos
c) Hidrocarburos convencionales
d) Hidrocarburos no convencionales

13. ¿Cuántos barriles de petróleo se producirán diariamente en 2024?

a) 44 Mbd
b) 65 Mbd
c) 77 Mbd
d) 250 Mbd

14. ¿De cuánto fue la producción diaria de gas en 2024?

a) 44 MMpcd
b) 65 MMpcd
c) 77 MMpcd
d) 250 MMpcd

15. ¿En qué pisos (edad) se depositaron las rocas generadoras del Jurásico tardío de la cuenca?

a) Calloviano-Oxfordiano
b) Tithoniano-Kimmeridgiano
c) Bajociano-Batoniano
d) Batoniano-Calloviano

16. ¿Qué tipo de hidrocarburo se extrae en mayor volumen del plays Tamabra?

a) Aceite ligero
b) Aceite pesado
c) Aceite ligero a pesado
d) Condensado

17. ¿Qué tipo de kerógeno predomina en el plays Agua Nueva?

a) Tipo I
b) Tipo II
c) Tipo III
d) Tipo IV

18. ¿Cuál es el total estimado de reservas en la Cuenca Tampico-Misantla?

a) 5,500.30 MMbpce
b) 6,778.82 MMbpce
c) 7,920.15 MMbpce
d) 6,200.45 MMbpce

19. ¿Cuál es el acuífero con mayor tasa de recarga de la zona?

a) Poza Rica
b) Tecolutla
c) Álamo-Tuxpan
d) Tampico-Misantla

20. ¿Cuál es el acuífero con menor tasa de recarga de la zona?

a) Poza Rica
b) Tecolutla
c) Álamo-Tuxpan
d) Tampico-Misantla

21. ¿Qué tipo de sedimentos predominaron durante la etapa extensional en el inicio del desarrollo de la cuenca Tampico-Misantla?

a) Calizas arrecifales y lutitas anóxicas.
b) Areniscas, limolitas y conglomerados continentales.
c) Turbiditas y brechas calcáreas de talud.
d) Margas y bentonitas.

22. ¿Qué orientación predominante tuvieron las fallas durante la etapa de *rift* continental?

a) NE-SW
b) NW-SE.
c) E-W.
d) N-S

23. Durante la Etapa Final del Rift, ¿qué formación se depositó en condiciones marinas con lutitas ricas en materia orgánica?

a) Formación Tepexic.
b) Formación Tamabra.
c) Formación Santiago.
d) Formación San Felipe.

24. En la Etapa de Margen Pasivo, ¿qué formaciones están asociadas a depósitos de plataforma carbonatada y talud, respectivamente?

a) Formación El Abra y Formación Tamabra.
b) Formación Huayacocotla y Formación Cahuasas.
c) Formación Pimienta y Formación Velasco.
d) Formación Méndez y Formación Agua Nueva.

25. ¿Qué evento tectónico marcó el inicio de la Etapa de Cuenca Retroforeland sobrepuesta a la Cuenca Tampico-Misantla?

a) La apertura del Golfo de México.
b) La transgresión marina del Jurásico superior.
c) El desarrollo de fallas normales NW-SE.
d) La Orogenia Laramide por subducción de la placa Farallón.

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	c)	11.	b)	16.	a)	21.	b)
2.	a)	7.	a)	12.	c)	17.	b)	22.	b)
3.	c)	8.	a)	13.	a)	18.	b)	23.	c)
4.	b)	9.	c)	14.	b)	19.	b)	24.	a)
5.	a)	10.	a)	15.	b)	20.	d)	25.	d)

17.9 Bibliografía

Aguayo-Camargo, J.E., Santillán-Piña, N., & Arellano-Gil, J. (2018). Prograding low-density turbidite systems and oil traps at the Lower Paleogene Chicontepec Foreland Basin, East-Central Mexico. *Ingeniería Investigación y Tecnología, 19*(04), 1-12. https://doi.org/10.22201/fi.25940732e.2018.19n4.035

Arche, A. (2010). *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria.* Consejo superior de investigaciones científicas. Madrid.

Arzaluz Muciño, J. F. (2024). *La Sonda de Campeche, una zona petrolera de las Cuencas del Sureste y sus recursos naturales como parte del libro digital: Las cuencas sedimentarias de México y sus recursos naturales del subsuelo* [Material didáctico]. Universidad Nacional Autónoma de México.

Badillo-Cadena, L.A., y López-Palomino, I. (2012). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Huayacocotla).* En Léxico estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Huayacocotla.pdf

Basáñez Loyola, M.A. (2004). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Otates).* En Léxico

estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Otates.pdf

Basáñez L., M.A. (2006a). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Guayabal).* En Léxico estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Guayabal.pdf

Basáñez L., M.A. (2006b). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Chapopote).* En Léxico estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Chapapote.pdf

Basáñez L., M.A. (2006c). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Horcones).* En Léxico estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Horcones.pdf

Basáñez L., M.A. (2006d). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Alazán).* En Léxico estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Alazan.pdf

Basáñez L., M.A. (2006e). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Alazán).* En Léxico estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Meson.pdf

Canales García, I. (2018). *Evolución Jurásica de las secuencias marinas del sector norte del paleocanal de Chicontepec, Cuenca Tampico-Misantla* [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México].

Cantú-Chapa, A. (1969). Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Veracruz (área de Soledad-Miquetla). *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 1,* 3-9.

Carrillo-Bravo, J. (1971). La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23*(1-6), 102.

Comisión Nacional del Agua. (2024a). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Poza Rica (3001), estado de Veracruz. Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/veracruz/DR_3001.pdf

Comisión Nacional del Agua. (2024b). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Tecolutla (3002), estado de Veracruz. Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/veracruz/DR_3002.pdf

Comisión Nacional del Agua. (2024c). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Álamo-Tuxpan (3014), estado de Veracruz. Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/veracruz/DR_3014.pdf

Comisión Nacional del Agua. (2024d). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Tampico-Misantla (3017), estado de Veracruz. Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/veracruz/DR_3017.pdf

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2025). Sistema de información de hidrocarburos. Gobierno de México. https://sih.hidrocarburos.gob.mx/

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (s.f.a). Atlas Geológico Cuenca Tampico-Misantla. Centro Nacional de Información de Hidrocarburos. https://hidrocarburos.gob.mx/media/3091/atlas_geologico_cuenca_tampico-misantla_v3.pdf

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (s.f.b). Atlas Geológico Recursos no convencionales (Lutita gas/aceite). Centro Nacional de Información de Hidrocarburos. https://hidrocarburos.gob.mx/media/3095/atlas_geologico_no_convencionales_v3.pdf

Comunidades Autlán. (s.f.). *El Distrito Manganesífero de Molango, la joya de Autlán.* https://comunidadesautlan.com/el-distrito-manganesifero-de-molango-la-joya-de-autlan/

Contreras-Cruz, D. (2015). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación San Felipe).* Léxico estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/SanFelipe.pdf

Gamper, M. A. (1977). Bioestratigrafía del Paleoceno y Eoceno de la Cuenca Tampico-Misantla basada en los foraminíferos planctónicos. *Revista del Instituto de Geología, 1*(2), 117–128.

García, K. (19 de octubre de 2018). Tampico-Misantla podría aumentar 4.8 veces su producción. *El Economista.* https://www.eleconomista.com.mx/empresas/Tampico-Misantla-podria-aumentar-4.8-veces-su-produccion-20181019-0013.html#:~:text=En%20el%202032%2C%20su%20potencial,%C3%A1rea%2C%20y%20utilizando%20an%C3%A1logos%20internacionales.

General Bathymetric Chart of the Oceans. (2024). *GEBCO_2024 Grid* [Data set]. https://www.gebco.net/

González-Islas, S.M. (2022). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Palma Real).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/PalmaReal.pdf

Guzmán, A. E., Limón González, M., & Márquez Domínguez, B. (1999). The Gulf of México Basin south of the border, the petroleum province of the 21st century. *AAPG Bulletin, 83*(12). https://doi.org/10.1306/E4FD46E3-1732-11D7-8645000102C1865D

Guzmán-Arellano, I. (2012). *Evaluación petrolera y método de explotación de la Región Tampico-Misantla* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Heim, A. (1926). Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México). *Eclogae Geologica Helvetiae, 20*(1), 84-87. https://doi.org/10.5169/seals-158600

Ingersoll, R. V. (2012). Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. En C. Busby, & A. Azor (Eds.), *Tectonics of sedimentary basins* (pp. 1-43). https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch1

Juárez-Arriaga, E. (2010). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Tuxpan).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Tuxpan.pdf

Landeros-Sánchez, C., Moreno-Seceña, J. C., Martínez-Dávila, J. P., y Palacios-Vélez, Ó. L. (2011). Ecohidrología. En A. Cruz-Angón (Ed.), *La biodiversidad en Veracruz: Estudio de estado* (pp. 505–516). Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, Gobierno del Estado de Veracruz, Universidad Veracruzana, Instituto de Ecología.

López-Palomino, I. (2011). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Huehuetepec).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Huehuetepec.pdf

López-Palomino, I., y Juárez-Arriaga, E. (2008). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Santiago).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Santiago.pdf

López-Palomino, I., y Piña-Arce, M. (2007a). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Tepexic).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Tepexic.pdf

López-Palomino, I., y Piña-Arce, M. (2007b). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Chipoco).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Chipoco.pdf

López-Palomino, I., y Piña-Arce, M. (2007c). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Pimienta).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Pimienta.pdf

López-Palomino, I. y Piña-Arce, M. (2007d). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Cahuasas).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Cahuasas.pdf

López Palomino, I., y Piña-Arce, M. (2009). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación El Abra).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/ElAbra.pdf

López Palomino, I., y Ramírez-Garza, B.M. (2008). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Tamán).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Taman.pdf

López-Palomino, I., y Saenz-Pita, M.R. (2010). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Tantoyuca).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Tantoyuca.pdf

López-Palomino, I. (2013). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Tamabra).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Tamabra.pdf

Lorenzo, E., y Morato, A. (2018). *Geología del Petróleo.* UPSE. Universidad Estatal Península de Santa Elena. Facultad de Ciencias de la Ingeniería.

Loza Espejel, R. (2014). *Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias Foreland, con ejemplos representativos* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Maldonado Lee, J. M. (2009). *Inventario físico de los recursos minerales del municipio Tamuín, S.L.P.* Gobierno del Estado de San Luis Potosí, Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/InventariosMinerosWeb/T2409MALM0004_01.PDF

Muir, J. (1936). *Geology of the Tampico region, Mexico.* AAPG Special Publication. https://doi.org/10.1306/SV8338

Nava Pérez, L., y Alegría Luna, M. A. (2001). *Los sistemas petroleros de la región de Tampico-Misantla* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Ochoa-Carrillo, H., Buitrón Sánchez, B., y Silva-Pineda, A. (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. Revista Mexicana de *Ciencias Geológicas, 15*(1), 57-63.

Orozco Almazán, L. F. (2021). *Alcances estructurales de la apertura del rift en la distribución de yacimientos no convencionales, en una porción de la Cuenca Tampico Misantla* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Ortiz Lozano, M. I. (2024). *La Plataforma de Yucatán y sus recursos naturales del subsuelo como parte del libro digital: Las cuencas sedimentarias de México y sus recursos naturales del subsuelo* [Material didáctico]. Universidad Nacional Autónoma de México.

Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59*(1), 19–42.

Palmar-Ramírez, A. (2014). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Escolín).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Escolin.pdf

PEMEX, Exploración y Producción. (2013). *Provincia petrolera Tampico-Misantla.*

Pérez-Martínez, M.B., y López-Palomino, I. (2011). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Coatzintla).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Coatzintla.pdf

Piña-Arce, M., y López-Palomino, I. (2007a). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Agua Nueva).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/AguaNueva.pdf

Piña-Arce, M., y López-Palomino, I. (2007b). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Méndez).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Mendez.pdf

Piña-Arce, M., y López-Palomino, I. (2007c). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Velasco).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Velasco.pdf

Piña-Arce, M., y López-Palomino, I. (2007d). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Aragón).* En *Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Aragon.pdf

Pindell, J., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. En K. James, M. A. Lorente, & J. Pindell (Eds.), *The geology and evolution of the region between North and South America* (pp. 1–55). Geological Society of London. https://doi.org/10.1144/sp328.1

Quezadas Flores, A. G. (1961). *Las rocas del basamento de la Cuenca Tampico-Misantla* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Remigio-Morales, K. (2013a). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Tamaulipas Inferior). Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/TamaulipasInferior.pdf

Remigio-Morales, K. (2013b). *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Tamaulipas Superior). Léxico estratigráfico de México.* Servicio Geológico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/TamaulipasSuperior.pdf

Rodríguez Vivanco, L. (1953). Hidrocarburos en los campos del distrito Ébano-Pánuco. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 16*(2), 1–15.

Romero Peñaloza, R. (1988). *Evaluación geológica-geoquímica en la porción sur de la Cuenca Tampico-Misantla* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Rosales Rodríguez, J., Valdés Suárez, D., y Grajales Nishimura, J. M. (2024). Análisis de atributos sísmicos para delimitar las facies oolíticas de la Formación San Andrés del Jurásico Superior (Kimmeridgiano), en el sur de la cuenca Tampico-Misantla, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 41*(2), 145–162. https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2024.2.1781

Rueda-Gaxiola, J. (2003). The origin of the Gulf of Mexico Basin and its petroleum subbasins in Mexico, based on red bed and salt palynostratigraphy. En C. Bartolini, R. Buffler, & J. Blickwede (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (pp. 246–282). American Association of Petroleum Geologists.

Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin. AAPG *Bulletin, 71*(4), 419–451. https://doi.org/10.1306/94886EC5-1704-11D7-8645000102C1865D

Santander de la Rosa, J. Y. (2016). Caracterización mineralógica y geoquímica del yacimiento manganesífero del Tajo Noapa, Distrito Minero Molango, Hidalgo, México [Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo].

Schlumberger. (2010). Provincias petroleras de México. *Well Evaluation Conference: WEC, México,* Capítulo 2.

Solís Correa, N. (2023). *Caracterización petrográfica y petrofísica de areniscas bituminosas de la Formación Mesón, Cuenca Tampico-Misantla* [Tesis de maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León].

Torres de la Cruz, F. J. (2019). *Análisis de la progradación de la plataforma cupido en el noreste de México durante el cretácico inferior* [Tesis de doctorado, Universidad Autónoma de Nuevo León].

Veiga, R., Aniasi, M. E., Gutiérrez, R., Cote Melo, A. (2022). Reservorios No Convencionales en Latinoamérica: El Jurásico Superior (Formaciones Pimienta y Tamán) de la Cuenca de Tampico Misantla-México. 11° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, p. 189-212. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

18 La cuenca jurásica de Tlaxiaco: un laboratorio natural para estudiar el rift de Pangea en el territorio mexicano

Mildred Zepeda Martínez, Rosalía Guerrero Arenas
y Lourdes Alejandra Franco Bautista

Sumario

18.1. Resumen
18.2. Abstract
18.3. Introducción
18.4. Antecedentes, ubicación y extensión
18.5. La cuenca jurásica de Tlaxiaco
18.5.1. Registro estratigráfico
18.5.2. Contenido paleontológico
18.5.3. Modelo de evolución tectono-sedimentaria
18.5.4. Implicaciones de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de Tlaxiaco
18.5.4.1. Implicaciones tectónicas
18.5.4.2. Implicaciones climáticas
18.5.4.3. Implicaciones biológicas
18.6. Consideraciones económicas
18.7. Conclusiones
18.8. Autoevaluación
18.9. Bibliografía

18.1 Resumen

Debido a que el territorio mexicano se encontraba en el margen oeste-ecuatorial de Pangea al inicio del Mesozoico, en el naciente margen divergente entre Norteamérica y Sudamérica, su evolución está vinculada con la atenuación cortical que acompañó la ruptura de este supercontinente. Durante este proceso tectónico, se formaron diversas cuencas extensionales en el territorio mexicano. Una de estas cuencas es la cuenca de Tlaxiaco, la cual preserva un registro geológico y paleontológico que constituye un laboratorio natural ideal para estudiar diversos procesos vinculados a la disgregación de Pangea durante el Mesozoico.

La evolución de la cuenca de Tlaxiaco consta de tres etapas caracterizadas por: 1) depósitos volcánicos y volcaniclásticos asociados a las primeras etapas del *rift* de Pangea; 2) el establecimiento de dos sistemas de drenaje, uno conformado por un sistema de abanicos aluviales, cuya sedimentación fue controlada por la actividad de la falla Río Salado-Axutla y un drenaje axial, representado por el río Tlaxiaco; y 3) una transgresión marina que dio lugar a depósitos carbonatados en ambientes marinos someros y profundos.

Este capítulo presenta la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de Tlaxiaco y su contribución al entendimiento de la evolución tectónica del sur de México durante la fragmentación de Pangea. Muestra cómo el estudio de esta cuenca ha captado el interés científico, convirtiéndola en un laboratorio natural para estudiar el impacto de la extensión cortical jurásica en la diversificación climática y biológica. Finalmente, ofrece perspectivas sobre el potencial económico y destaca la relevancia del geopatrimonio de esta región.

18.2 Abstract

Due to the Mexican territory was located on the west-equatorial margin of Pangea at the beginning of the Mesozoic, along the incipient divergent boundary between North and South America, its evolution is linked to the crustal thinning that accompanied the breakup of this supercontinent. During this tectonic process, several extensional basins formed in Mexican territory. One of these

basins is the Tlaxiaco basin, which preserves a geological and paleontological record that constitutes a natural laboratory to study the diverse processes related to the Pangea breakup during the Mesozoic time.

The evolution of the Tlaxiaco basin consists of three stages characterized by 1) volcanic and volcanoclastic deposits associated with the early stages of the Pangea rift; 2) the establishment of two drainage systems, one conformed by an alluvial fan system, whose sedimentation was controlled by the activity of the Río Salado-Axutla fault, and axial drainage represented by the Tlaxiaco River; and 3) a marine transgression that led to carbonate deposits in shallow and deep marine environments.

This chapter presents the tectono-sedimentary evolution of the Tlaxiaco Basin and its contribution to understanding the tectonic evolution of southern Mexico during the Pangea breakup. It highlights how the study of this basin has captured scientific interest, establishing it as a natural laboratory for researching the impact of Jurassic crustal extension on climatic and biological diversification. Finally, this chapter shows insights into the region's economic potential and points out its geoheritage significance.

18.3 Introducción

Durante el inicio del Mesozoico, el margen occidental de Pangea comenzó a fragmentarse, generando la progresiva divergencia entre Norteamérica y Sudamérica. Para ese momento, las rocas más antiguas de México se encontraban en el naciente *rift* entre estos continentes, la península de Yucatán se ubicaba junto a la costa sur de Texas y el sur de México se encontraba más hacia el noroeste de su localización actual (e.g., Pindell *et al.*, 2021a). Estas ubicaciones son esenciales para resolver el problema de traslape cortical entre Norteamérica y Sudamérica (Boschman *et al.*, 2014; Figura 18.1A).

Debido a esta ubicación, la evolución tectónica jurásica de México estuvo vinculada al proceso de atenuación cortical de Pangea. La divergencia entre Norteamérica y Sudamérica activó la falla Transformante del Oriente de México,

generando un sistema de fallas normales dextrales con orientación ~N-S, y una falla transformante que originó un sistema de fallas con orientación ~NO-SE y cinemática lateral izquierda en el sur de México (e.g., Goldhammer, 1999; Pindell *et al.*, 2021; Figura 18.1B). La actividad de estas fallas generó el desplazamiento de la península de Yucatán y del sur de México hasta sus ubicaciones actuales (e.g., Pindell *et al.*, 2021; Figura 18.1B), creando una topografía caracterizada por altos de basamento y cuencas sedimentarias. Estas cuencas acumularon sucesiones clásticas en ambientes continentales que, con la continua extensión tectónica y adelgazamiento cortical fueron invadidos por el mar, transformándose en ambientes marinos (e.g., Morán-Zenteno *et al.*, 1993).

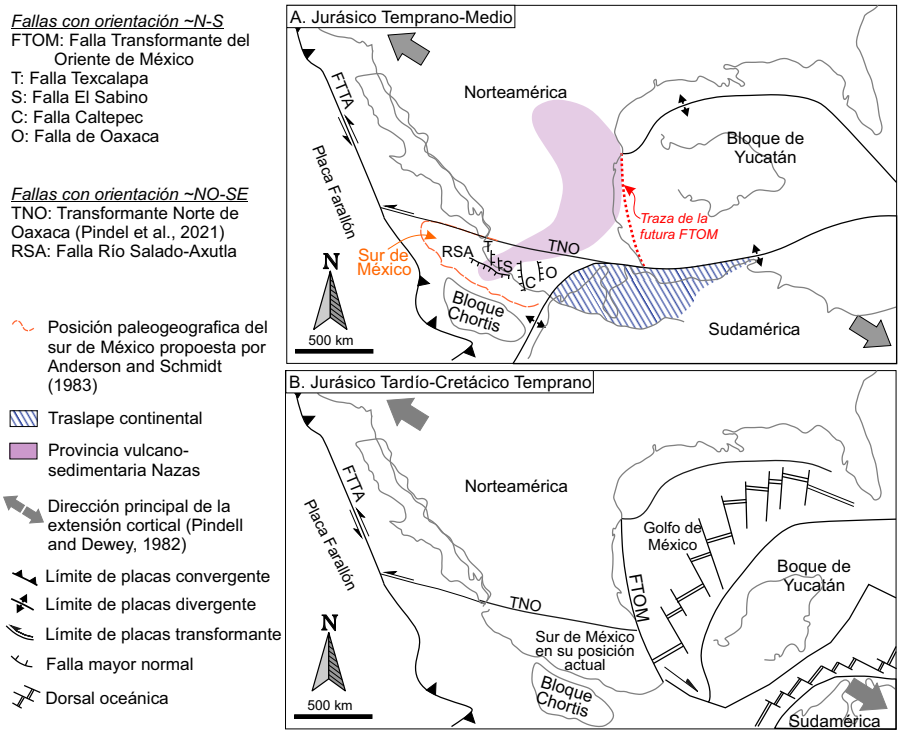


Figura 18.1. Reconstrucción paleogeográfica del margen ecuatorial occidental de Pangea durante A) el Jurásico Temprano-Medio, mostrando la posición paleogeográfica del bloque de Yucatán junto a la actual costa de Florida, el sur de México en una posición más noroccidental (Pindell, 1985; Anderson y Schmidt, 1983) y la localización de las principales fallas con orientación ~N-S y ~NO-SE documentadas en el sur de México, así como la extensión de la Provincia vulcano-sedimentaria Nazas. B) Durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior mostrando la rotación en sentido horario del bloque de Yucatán a lo largo de la Falla Transformante del Oriente de México y la apertura del Golfo de México, así como el desplazamiento del sur de México a lo largo de la Falla Transformante Norte de Oaxaca. FTTA: Falla Transformante Trans-americana. (Adaptado de Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Pindell *et al.*, 2021; Parolari *et al.*, 2022).

Este capítulo presenta la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de Tlaxiaco, una de las cuencas formadas durante el *rift* de Pangea, y explica como los datos obtenidos en esta cuenca han contribuido a la reconstrucción de la evolución tectónica jurásica del sur de México, consolidándola como un laboratorio natural para entender el impacto de la tectónica en la diversificación climática y biológica, así como en la distribución de ciertos recursos naturales.

18.4 Antecedentes, ubicación y extensión

En el sur de México, el registro estratigráfico asociado a la atenuación continental de Pangea está representado por sucesiones del Jurásico Inferior-Medio depositadas en ambientes continentales a marinos someros, las cuales están expuestas de manera discontinua en los alrededores de Otlaltepec, Ayuquila, Tezoatlán, Tlaxiaco, Tecomatlán y Olinalá, en los estados de Puebla, Oaxaca y Guerrero (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999; Campos-Madrigal *et al.*, 2013; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Figura 18.2b).

Debido a las similitudes en el registro sedimentario del sur de México, trabajos pioneros hipotetizaron que todas estas sucesiones jurásicas se originaron en una única cuenca extensional (López-Ticha,1985; Figura 18.2b). Sin embargo, investigaciones más recientes, basadas en análisis sedimentológicos, petrográficos, geocronológicos y paleontológicos han refinado esta propuesta, sugiriendo que no todas las sucesiones jurásicas del sur de México tuvieron una conexión física para el Jurásico temprano y, por lo tanto, no conformaron una sola cuenca (Campos-Madrigal *et al.*, 2013; Martini *et al.*, 2016; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021). Por lo menos para el Jurásico Temprano–Medio las áreas de Olinalá, Tecomatlán, Tezoatlán y Tlaxiaco, tuvieron una conexión física y conformaron la cuenca de Tlaxiaco, la cual es la cuenca jurásica de *rift* de mayor extensión en el sur de México documentada hasta ahora (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021). Mientras que el registro estratigráfico expuesto en Otlaltepec y Ayuquila, en los estados de Puebla y Oaxaca, presentan una evolución independiente y diferente a la de la cuenca de Tlaxiaco (Martini *et al.*, 2016; Campos-Madrigal *et al.*, 2013; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021).

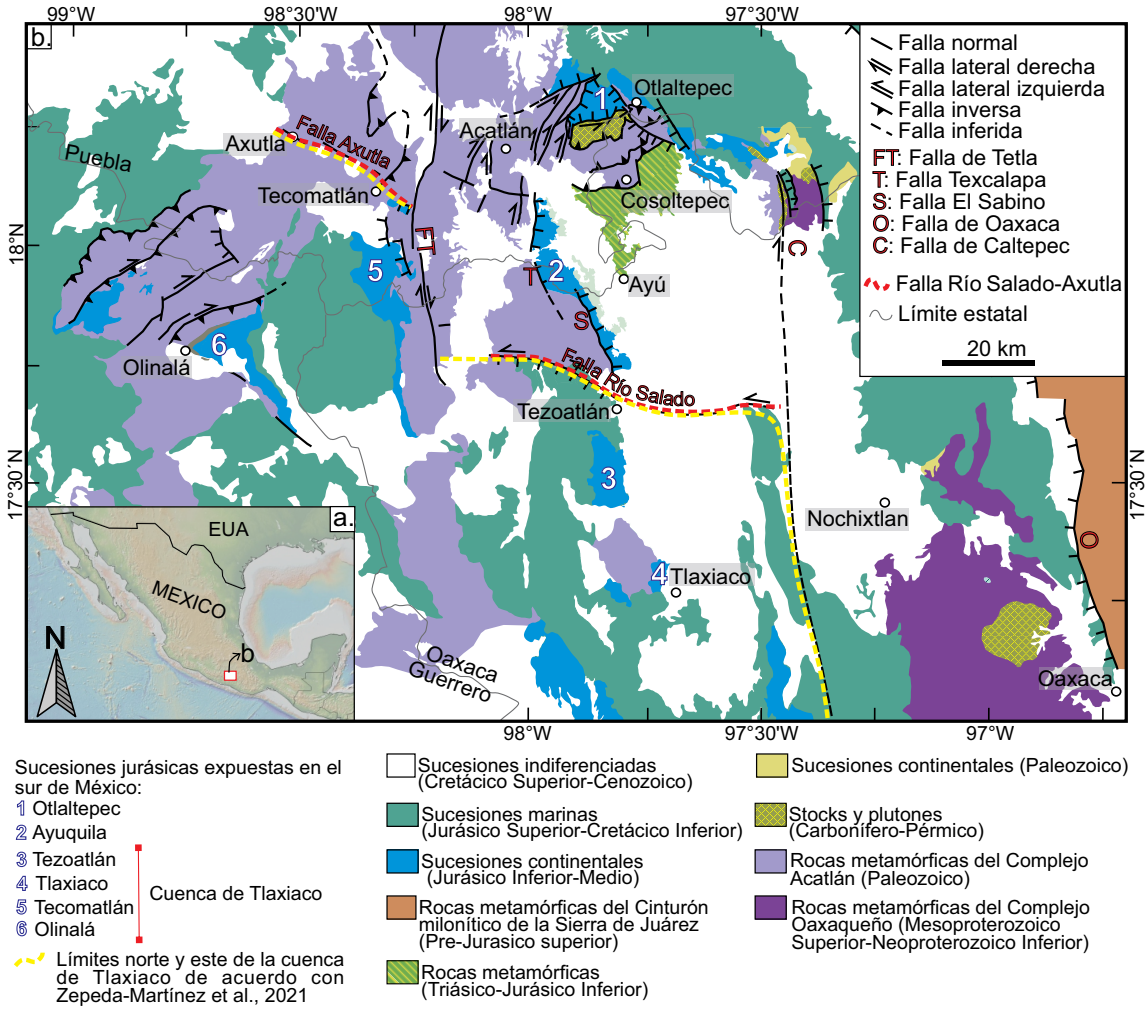


Figura 18.2. Mapa geológico del sur de México donde se muestra la localización y extensión de Cuenca de Tlaxiaco. Se denotan en color azul las áreas donde se expone el registro estratigráfico del Jurásico inferior–medio, así como sus límites con las rocas del basamento del sur de México. Modificado de Zepeda-Martínez *et al.* (2021).

La cuenca de Tlaxiaco es una cuenca extensional jurásica con una extensión que cubría un área ínima de ~150 x 60 km (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Martini *et al.*, 2024; Figura 18.1). Esta cuenca está delimitada al norte por la falla de Río Salado-Axutla con orientación NO-SE (Martiny at al., 2012, Zepeda-Martínez *et al.*, 2021) y al este por la falla de Caltepec con orientación ~N-S (Elías-Herrera *et al.*, 2005; Figura 18.2a).

A pesar de que el registro estratigráfico jurásico de estas áreas está involucrado en pliegues de extensión regional y ha sido afectado localmente por diferentes

sistemas de fallas, conserva excepcionalmente sus características sedimentológicas, texturales y composicionales originales. Esta notable preservación ha facilitado la realización de detallados estudios sedimentológicos, de procedencia, paleontológicos, geocronológicos y geoquímicos en los últimos años. Estos estudios han sido clave para reconstruir detalladamente la evolución de la cuenca de Tlaxiaco y comprender las implicaciones que el proceso de la disgregación de Pangea tuvo en aspectos climáticos y biológicos en el territorio mexicano (e.g., Velasco de León *et al.*, 2013; Zepeda-Martínez *et al.*, 2018; Pieńkowski *et al.*, 2019; Lozano-Carmona *et al.*, 2021; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Morales-Toledo y Cevallos-Ferriz, 2023; Martini *et al.*, 2024).

18.5 La cuenca jurásica de Tlaxiaco

18.5.1 Registro estratigráfico

El registro estratigráfico jurásico de la cuenca de Tlaxiaco sobreyace en inconformidad a las rocas metasedimentarias de bajo grado metamórfico del Complejo Acatlán y está compuesto principalmente por sucesiones clásticas (Figura 18.3). Aunque estas sucesiones se exponen de manera discontinua en Guerrero, Puebla y Oaxaca, en el sur de México, su similitud ha permitido agruparlas en unidades designadas informalmente como la formación Cualac y el grupo Tecocoyunca (Erben, 1956a; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Figura 18.3). Localmente, estas sucesiones clásticas presentan la interestratificación de rocas volcánicas y volcaniclásticas, asignadas a las formaciones Diquiyú, Las Lluvias y Rosario (Campa-Uranga *et al.*, 2004; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Zepeda-Martínez *et al.*, 2018; Figura 18.3).

En este trabajo, se adopta la subdivisión informal del grupo Tecocoyunca en Tecocoyunca inferior (que incluye las formaciones Zorrillo, Taberna y Simón) y Tecocoyunca superior (que abarca las formaciones Otatera y Yucuñuti). Esta subdivisión se fundamenta en la observación de varios autores, quienes señalan que las formaciones propuestas por Erben (1956a) no son objetivamente

distinguibles en campo y probablemente representen cambios de facies dentro de una misma unidad (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021).

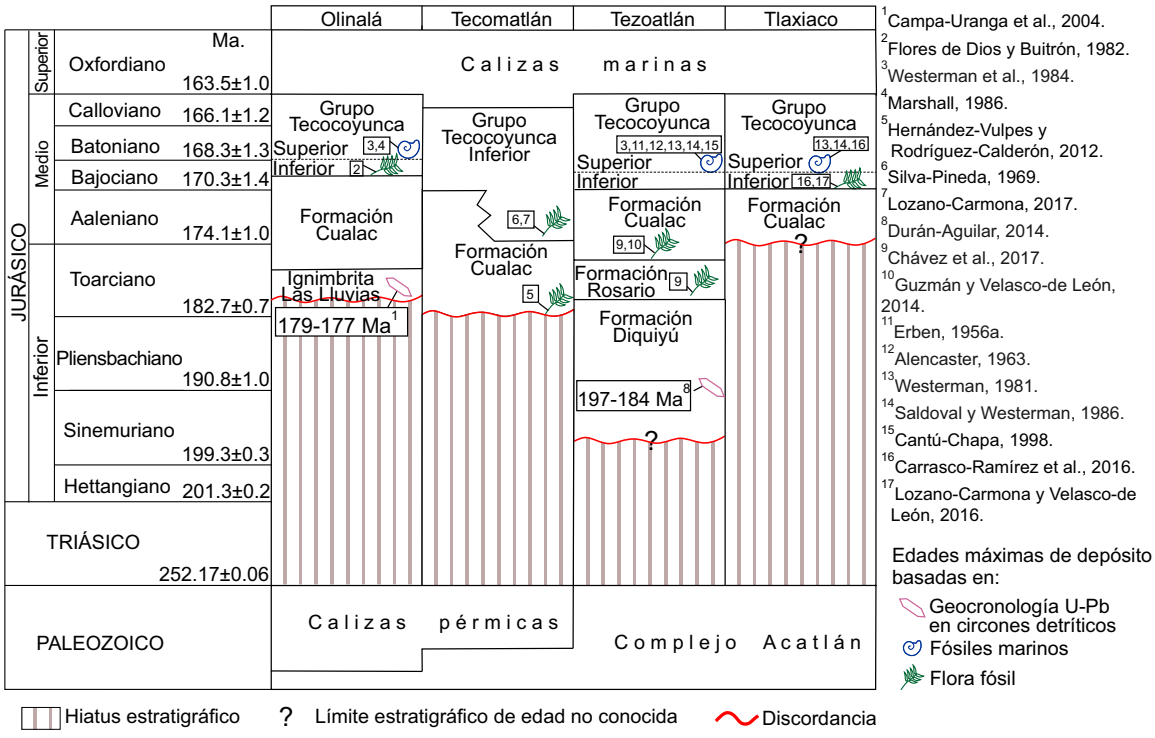


Figura 18.3. Tabla cronoestratigráfica comparativa de la cuenca de Tlaxiaco, donde se muestra la estratigrafía de las diferentes áreas donde se expone el registro estratigráfico de la cuenca de Tlaxiaco.

A continuación, se describe la estratigrafía de la cuenca de Tlaxiaco, resaltando sus características sedimentológicas, composicionales, geocronológicas y paleontológicas, con el propósito facilitar la comprensión de su arquitectura interna y de detallar las etapas de su evolución sedimentaria en el siguiente subcapítulo.

La etapa inicial de la evolución de la cuenca de Tlaxiaco se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas, las cuales se pueden observar únicamente en las zonas de Olinalá y Tezoatlán. Las rocas de las formaciones Diquiyú y Rosario en Tezoatlán y la Ignimbrita Las Lluvias en Olinalá se encuentran interestratificadas con la base de la sucesión clástica del Jurásico Inferior-Medio (Figura 18.3).

Las formaciones Diquiyú e Ignimbrita Las Lluvias están compuestas por depósitos piroclásticos y flujos de lava de composiciones riolíticas a andesíticas (Corona-Esquivel, 1981; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Zepeda-Martínez *et al.*, 2018). Estas rocas volcánicas han sido datadas mediante el método de U-Pb en zircón, donde las edades obtenidas se encuentran entre ~197 y ~184 Ma y entre ~179 y ~177 Ma en las áreas de Tezoatlán y Olinalá, respectivamente (Durán-Aguilar, 2014; Campa-Uranga *et al.*, 2004; Figura 18.3).

En el área de Olinalá se preservan las rocas de la Ignimbrita Las Luvias, las cuales son el registro de la actividad volcánica activa en el área durante el Jurásico temprano, sin embargo, se desconoce la fuente de este depósito volcánico. Mientras que en el área de Tezoatlán se preservan los vestigios de los edificios volcánicos jurásicos, los cuales pueden observarse claramente en las rocas de la formación Diquiyú. Después de su formación, estos edificios volcánicos experimentaron erosión debido a los procesos de meteorización. Posteriormente, los detritos resultantes fueron transportados cuesta abajo por la acción de la gravedad y el escurrimiento de agua superficial, creando un conjunto de abanicos aluviales alrededor de estos edificios volcánicos erosionados. Estos abanicos aluviales están compuestos por depósitos volcaniclásticos de la formación Rosario (Zepeda-Martínez *et al.*, 2018; Figura 18.3). Los depósitos de esta formación muestran evidencias de que la energía de las corrientes dentro de los abanicos aluviales era variable, ya que se presenta una alternancia entre depósitos conglomeráticos, resultado de los periodos de alta energía, con depósitos de arenisca y lodolita, los cuales representan los periodos de baja energía. Además, en las distintas exposiciones de la Formación Rosario, se observan discordancias angulares a escala local y fallas normales sin-sedimentarias, lo que sugiere que esta formación se depositó durante la fase tectónica extensional durante el *rift* de Pangea (Zepeda-Martínez *et al.*, 2018).

En las últimas décadas, la Formación Rosario ha captado gran interés, debido a su alto contenido de fósiles de plantas y troncos (e.g., Delevoryas y Person, 1975; Person, 1976; Ortega-Chávez *et al.*, 2017). Entre los fósiles descritos se han identificado nuevas especies de órganos reproductores masculinos y femeninos de Bennettitales (Williamsoniaceae), así como el género *Mexiglossa* (Delevoryas, 1966, 1968, 1969; Delevoryas y Person, 1975; Person, 1976). Además, se han

reportado un gran número de trocos fosilizados, entre ellos un tronco fósil de ocho metros, identificado como *Agathoxylon Harting*, el cual representa el registro más antiguo de este género en México (Ortega-Chávez *et al.*, 2017).

Durante la segunda etapa de su evolución, en la cuenca de Tlaxiaco se instauraron dos sistemas de drenaje principales. El primero de estos sistemas consistió en el drenaje transversal constituido por un conjunto de abanicos aluviales que transportaron los detritos desde el límite septentrional de la cuenca hacia el sur, generando los depósitos de la formación Cualac (Figura 18.3). Estos abanicos llegaron a cubrir completamente el norte de la cuenca y exhibieron un régimen de descarga variable, con períodos de alta energía resultando en la formación de depósitos conglomeráticos, mientras que los períodos de baja energía produjeron depósitos de arenisca y lodolita. Los depósitos de la formación Cualac se caracterizan por la abundancia de clastos de origen metamórfico de bajo grado (Figura 18.4), derivados de la erosión de las montañas compuestas por rocas metamórficas del Complejo Acatlán que se encontraban al norte de la cuenca de Tlaxiaco.

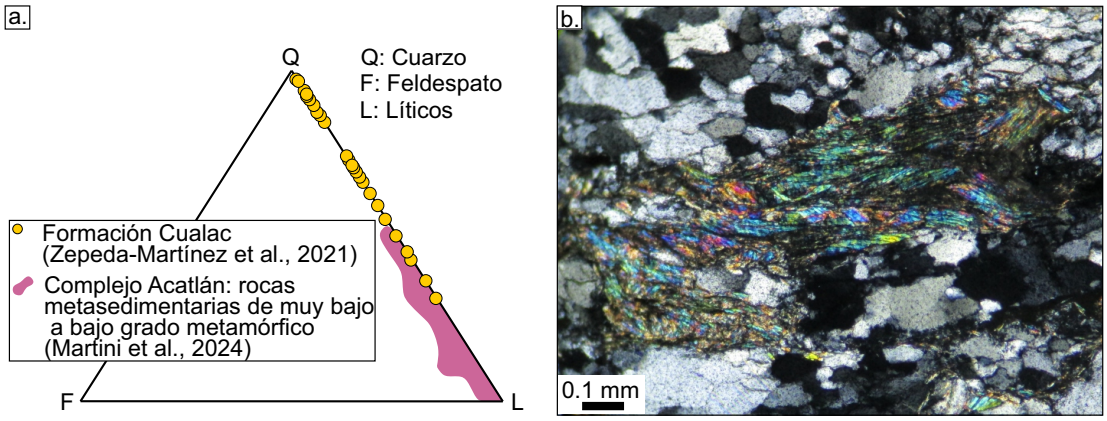


Figura 18.4. a. Diagrama ternario QFL que muestra la composición de las areniscas de la formación Cualac y las rocas metamórficas del Complejo Acatlán (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Martini *et al.*, 2024). b. Lítico metasedimentario de la formación Cualac.

Esta procedencia también es documentada por los datos de geocronología U-Pb en circón detrítico obtenidos en las rocas de la formación Cualac, que presentan dos grupos principales de edad de ~1351–868 y ~794–336 Ma (Figura 18.5a–5d). Dichas edades coinciden con los principales grupos de edad de las rocas

metasedimentarias de las rocas del Complejo Acatlán de ~1370–870 y ~800–380 Ma (Figura 18.5e; Keppie *et al.,* 2008; Galaz *et al.*, 2013; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021).

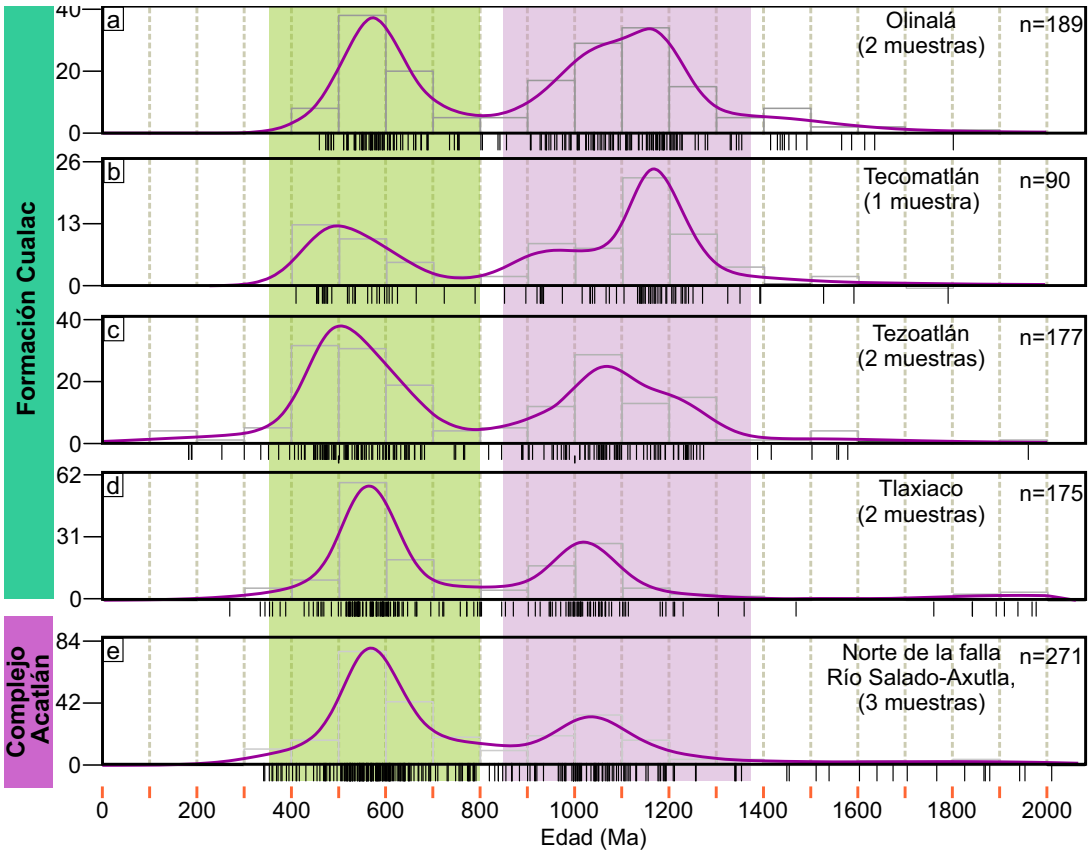


Figura 18.5. Gráficas de estimación de la densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas, las cuales muestran la distribución estadística de las edades de circones de muestras de areniscas de la formación Cualac (a–d; Zepeda-Martínez *et al.*, 2018; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021) y de distintas muestras de rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán (e; Zepeda-Martínez *et al.*, 2018; Martini *et al.*, 2020). Las líneas ubicadas debajo de la gráfica representan la edad de cada grano de circón analizado.

El segundo sistema de drenaje consistió en un sistema fluvial meándrico conocido como Río Tlaxiaco, que constituía el drenaje axial de la cuenca y fluía de este a oeste. El río Tlaxiaco depositó sedimento en varias partes del sistema fluvial, incluyendo barras de meandro, depósitos de llanura de inundación y abanicos de desborde. Todos estos depósitos se agrupan en una unidad informal conocida como el grupo Tecocoyunca inferior (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Figura 18.3). De acuerdo con los espesores de los depósitos de las barras de meandro

preservadas en la formación Tecocoyunca inferior, se ha sugerido que el río Tlaxiaco fluía a lo largo de aproximadamente 150 km, alcanzando profundidades de hasta 11 metros (Zepeda-Martínez, 2021). Un río actual comparable en dimensiones es el río Sena, en Francia, que tiene una longitud de casi 360 km, una profundidad media de 9.5 metros y una profundidad máxima de 11 metros. Las llanuras de inundación que rodeaban al río Tlaxiaco eran muy extensas y cubrían una superficie importante en la parte más plana de la cuenca, depositando gruesos depósitos de carbón, abanicos de desborde y preservando paleosuelos de varios decímetros de espesor (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021). La presencia de depósitos de carbón de espesores métricos en el grupo Tecocoyunca inferior es indicativo de que en esta topografía más plana dominaba un ambiente pantanoso donde ocurría la rápida acumulación de material orgánico vegetal (Miall, 2006).

En los depósitos de llanura de inundación del grupo Tecocoyunca inferior se ha preservado una abundante flora fósil que ha sido estudiada por varios autores en las últimas décadas (Delevoryas, 1971; Silva-Pineda, 1984; Rojas-Chávez, 2010; Velasco-de León *et al.*, 2013, 2014; Lozano-Carmona y Velasco-de León, 2016). Entre los fósiles se encuentran especímenes de Bennettitales, Cycadales, Equisetales, Ginkgoales, Coniferales y Filicales, siendo las Bennettitales el grupo más abundante en el registro fósil de esta formación (Lozano-Carmona y Velasco-de León, 2021). En estos depósitos también se presentan preservadas huellas de dinosaurios saurópodos y terópodos, y una huella de afinidad anquilosauriana, esta última representan el icnofósil de Tetrapodosaurus más antiguo y meridional conocido hasta la fecha (Rodríguez-de la Rosa *et al.*, 2018). A diferencia de los depósitos aluviales de la formación Cualac, los detritos transportados por el río Tlaxiaco son ricos en cuarzo (Figura 18.6a). En estos depósitos es común encontrar clastos con características composicionales y texturales que sugieren que el río Tlaxiaco era alimentado por detritos provenientes de la erosión de rocas metamórficas de alta temperatura. Algunas de estas características son la presencia de granos de cuarzo textura granoblástica poligonal con uniones triples y cuarzo con inclusiones aciculares de rutilo (Figura 18.6b) y, subordinadamente, feldespato potásico con estructura mesoperítica (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021). Por lo tanto, el drenaje axial era alimentado principalmente por detritos provenientes de la erosión de las montañas limítrofes

orientales de la cuenca, las cuales estaban compuestas principalmente por las rocas metamórficas en facies de granulita del Complejo Oaxaqueño y por plutones de edad Pérmica, aunque también se han documentado contribuciones menores de detrito proveniente del Complejo Acatlán debido a la posible interacción entre los distintos drenajes dentro de la cuenca. Aunque las rocas del grupo Tecocoyunca inferior provienen de rocas ricas en feldespato (Figura 18.5), su empobrecimiento en este mineral sugiere que los depósitos se formaron bajo condiciones climáticas de alta humedad (Martini *et al.*, 2024), dicha condición climática está documentada por la abundancia de flora fósil en la unidad y la presencia de horizontes métricos de carbón en varios niveles estratigráficos (Lozano-Carmona, 2012; Velasco-de León *et al.*, 2013).

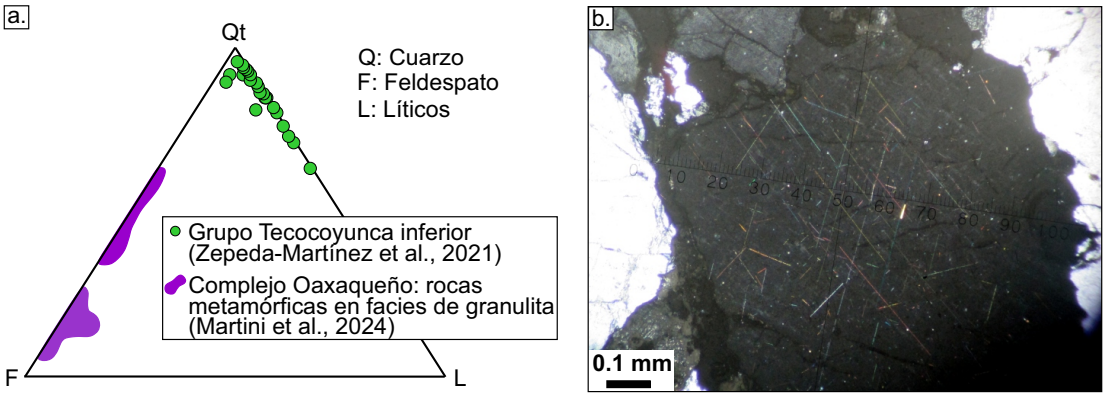


Figura 18.6. a. Diagrama ternario QFL que ilustra la composición de las areniscas del grupo Tecocoyunca inferior y las rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Martini *et al.*, 2024). Aunque las rocas del Complejo Oaxaqueño constituyen la principal fuente de esta unidad sedimentaria, el empobrecimiento de feldespato en las rocas del grupo Tecocoyunca indica un depósito influenciado por condiciones climáticas húmedas. b. Fotomicrografía que muestra un grano de cuarzo con inclusiones de rutilo en forma de aguja, en las areniscas del grupo Tecocoyunca inferior (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021).

La procedencia de las rocas del grupo Tecocoyunca inferior del Complejo Oaxaqueño también es documentada por los datos de fechamiento U-Pb de circón detrítico, los cuales muestran un grupo principal de edad de ~1395-900 Ma (Figura 18.7a–d), coincidiendo con el rango de edad U-Pb de ~1400-880 Ma de los circones del Complejo Oaxaqueño (Figura 18.7e; Solari *et al.*, 2014). Mientras que el grupo de edad de ~290-250 Ma (Figura 18.7a–d) coincide con la firma de

edades de los cuerpos plutónicos del Carbonífero-Pérmico que intrusionan a las rocas del Complejo Oaxaqueño (Figura 18.7f). Finalmente, la presencia de algunas edades entre ~350 y ~670 Ma en las rocas del grupo Tecocoyunca permite confirmar la posible contribución detrítica del Complejo Acatlán, siendo estas edades abundantes en las rocas metasedimentarias de este complejo metamórfico (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021).

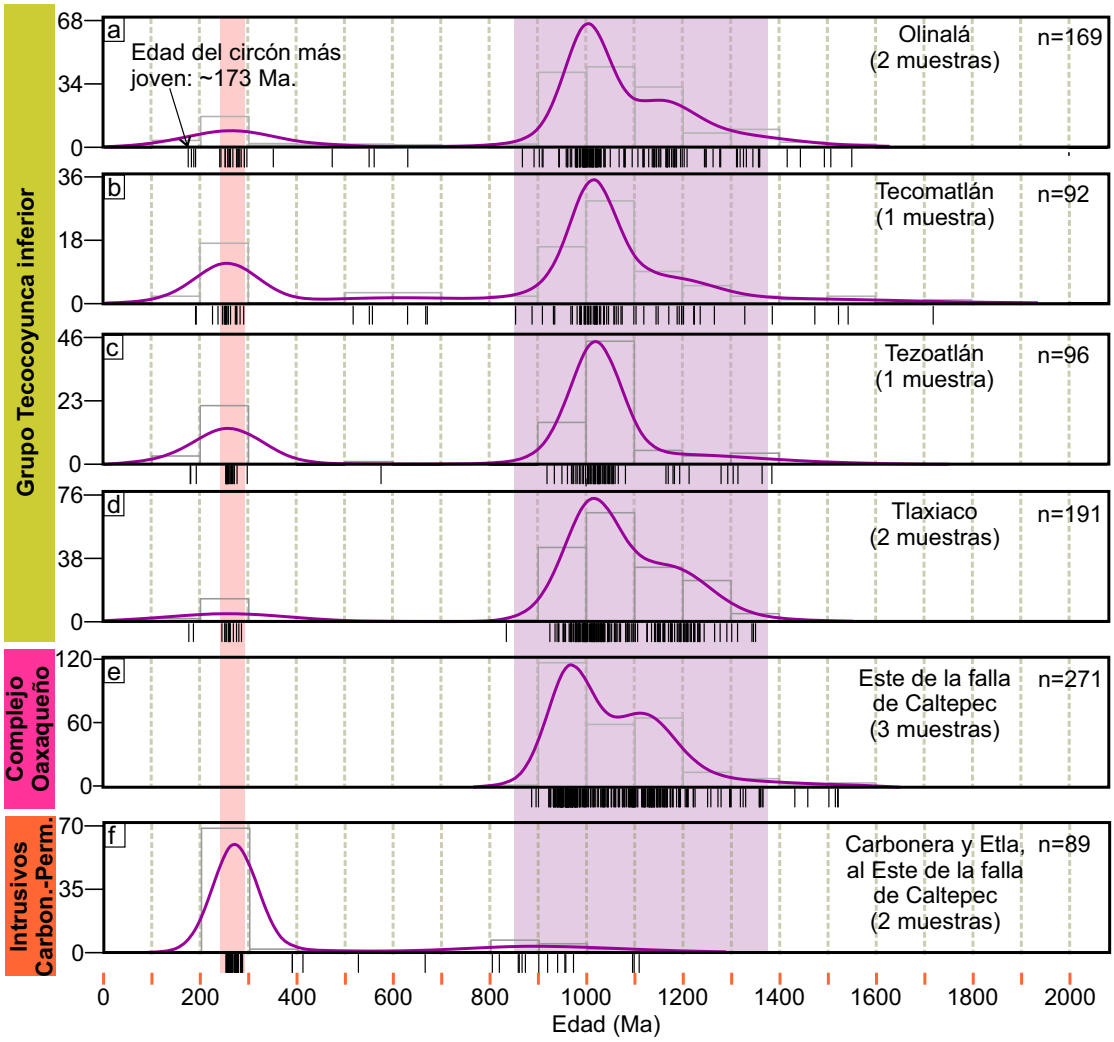


Figura 18.7. Gráficas de estimación de la densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas, las cuales muestran la distribución estadística de las edades de circones de muestras de areniscas del grupo Tecocoyunca inferior (a–d; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021), de las rocas metamórficas en facies de granulita del Complejo Oaxaqueño (e; Solari *et al.*, 2014) y de cuerpos graníticos del Carbonífero–Pérmico (f; Ortega-Obregón *et al.*, 2014). Las líneas ubicadas debajo de cada gráfica representan la edad de cada grano de circón analizado.

Durante un periodo de tiempo, estos dos sistemas de drenaje, que definieron la segunda fase de la evolución de la cuenca de Tlaxiaco, coexistieron e interactuaron entre sí. Posteriormente los abanicos de la formación Cualac progresivamente disminuyeron sus dimensiones y fueron sepultados por los depósitos de la llanura de inundación del río Tlaxiaco.

Las edades isotópicas de las rocas volcánicas de las formaciones Diquiyú e Ignimbrita Las Lluvias, y las edades de los fósiles marinos que sobreyacen a los depósitos continentales, permiten constreñir el desarrollo de las unidades continentales en la cuenca de Tlaxiaco durante el intervalo Toarciano–Aaleniano (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Figura 18.3).

Finalmente, la última etapa de la evolución de la cuenca de Tlaxiaco se caracteriza por la entrada de aguas marinas que suprimieron los ambientes continentales. Esta incursión de aguas marinas a la cuenca dio lugar a la formación de depósitos clásticos y carbonatados ricos en organismos marinos. Estos depósitos marinos forman parte del grupo Tecocoyunca superior y la unidad carbonatada que lo cubre, conocida como Caliza con *Cidaris* (Erben, 1956a; Erben, 1956b).

18.5.2 Contenido paleontológico

Los fósiles preservados en el registro estratigráfico de la cuenca de Tlaxiaco han sido el objeto de estudio de numerosas investigaciones paleontológicas desde principios del siglo XX (Wieland, 1909) hasta la actualidad.

La diversidad fósil de la cuenca de Tlaxiaco, en conjunto con sus características sedimentológicas, ha sido clave para reconstruir su evolución geológica y paleoecológica. Estos registros permiten evidenciar la transición y dinámica de los ambientes continentales, transicionales y marinos a lo largo del tiempo, brindando información clave sobre los ambientes de depósito que caracterizaron la configuración interna de esta cuenca extensional.

En la tabla 18.1 se presenta una recopilación de los principales fósiles identificados en las unidades estratigráficas de la cuenca de Tlaxiaco. Esta tabla incluye los

registros fósiles de la formación Rosario, la formación Cualac, el grupo Tecocoyunca y la Caliza con Cidaris, proporcionando una visión integral de la diversidad paleontológica de la cuenca y su evolución a lo largo del tiempo geológico.

Para la organización de los datos, se adopta la subdivisión informal del grupo Tecocoyunca en Tecocoyunca inferior y Tecocoyunca superior. El grupo Tecocoyunca inferior comprende las formaciones Zorrillo, Taberna y Simón definidas por Erben (1956a), además de la unidad informal "formación Zorrillo-Taberna indiferenciada" (González-Torres, 1989). El grupo Tecocoyunca superior incluye las formaciones Otatera y Yucuñuti. Sin embargo, la relación entre los fósiles y las unidades litológicas se mantiene conforme a la bibliografía original, con el propósito de servir como referencia en futuros estudios estratigráficos sobre el grupo Tecocoyunca y facilitar su correlación entre las subdivisiones inferior y superior.

Las evidencias sedimentológicas descritas en el subcapítulo anterior sugieren que estas formaciones representan principalmente variaciones en las facies sedimentarias, en lugar de unidades litoestratigráficas bien definidas. Por ello, se propone evitar la separación en cinco formaciones individuales y, en su lugar, adoptar una nomenclatura más simple y basada en criterios sedimentológicos. Se recomienda el uso de los términos "grupo Tecocoyunca inferior" para los depósitos continentales y "grupo Tecocoyunca superior" para los depósitos marinos, lo que permitirá una clasificación más coherente y funcional en futuros estudios.

Tabla 18.1. Relación de unidades litológicas de la cuenca de Tlaxiaco y sus registros paleontológicos.

Caliza con Cidaris. Oxfordiano (Carrasco-Ramírez, 1981)
Una diversa fauna marina que incluye a los equinoideos *Cidaris submarginata, C. florigemma, cf. Cidaris, C. baloensis, C. bradfordensis, C. florigema, Polycyphus delongchompsi, Pedina (P.) sublaevis, Heterosalenia tlaxiacensis, Pseudocidaris cf. P. quenstedti, Acrocidaris nobilis, Stomechinus semiplacenta y Pseudodiadema sp.* También se han reportado bivalvos como *Astarte microphyes, Gryphaea mexicana, Lima comatulicosta, Lima (Plagiostoma) sp., Ostrea sp., Trigonia sologureni, Exogyra spiralis, E. cf. E. trychodes, E. subplicifera y E. ptychodes.* Hay reportes de braquiópodos identificados como *Parathyridina mexicana, P. mexicana quadriplicata, Rhynchonella sp., Sellithyris subsella* y *Animonithyris dorenbergi* (Erben, 1956b; Buitrón, 1970; Carrasco-Ramírez et al., 2016; Buitrón Sánchez y Jiménez López, 2024).

Tecocoyunca superior

Formación Yucuñuti. Calloviano medio (Carrasco-Ramírez, 2003)

Contiene una flora continental con taxones de cicadofitas y filicales (*Zamites oaxacensis, Z. lucerensis, Williamsonia netzahualcoyotlii* y *Ptilophylum acutifolium*), así como bivalvos marinos (*Lucina cf. L. bellona, Vaugonia (Vaugonia) costata-mexicana, Trigonia (Indotrigonia) impresa, Eocallista imlayi, Crenotrapezium hayami, Lima (Plagiostoma) sp. y Gryphaea mexicana*) (Buitrón Sánchez y Jiménez López, 2024). En la localidad tipo del arroyo de Yucuñuti, se han reportado coquinas con *Gryphaea,* así como *Volsella, Mytilus, Inoceramus, Lima, Lucina, Vaugonia, Astarte, Eomiodon, Anisocardia, Isocardia, Unicardium, Corbula y Pholadomya.* También se han reportado amonites asignables al Calloviano (Erben, 1956b; Alencáster, 1963; Carrasco-Ramírez, 2003; Carrasco-Ramírez et al., 2016; Buitrón Sánchez y Jiménez López, 2024).

Formación Otatera. Batoniano Tardío (Alencáster, 1963)

Predomiman estratos de coquina negra formada por los bivalvos *Eocallista, Pleuromya, Crenotrapezium* y *Gryphaea* (Carrasco-Ramírez *et al.,* 2016). Alencáster (1963) reportó la presencia de los bivalvos *Crenotrapezium hayami* y *Eocallista imlayi,* así como el amonite *Epistrenoceras paracontrarium* (Erben, 1956b).

Grupo Tecocoyunca inferior

Formación Zorrillo

Martínez-Martínez y Velasco-de León (2024) recopilaron el conjunto polínico de fuentes previas, el cual consta de palinomorfos de *Gonatosorus nathorstii,* esporas trilete posiblemente pertenecientes a *Phlebopteris,* así como esporas monolete con afinidad al género *Laevigatosporites.* Asimismo, registraron esporas de briofitas, Filicales y granos de polen de *Cycadales/Bennettitales, Caytoniales* y coniferales. Entre las especies identificadas están *Cingutriletes clavus* (briofita), *Todisporites rotundiformis* (Osmundaceae), *cf. Osmundacidites* (Osmundaceace), *Polypodiisporites ipsviciensis* (Polypodiaceae), *Monosulcites minimus, Cycadopites durbamensis, C. deterius, C. follicularis* (Cycadales/Bennettitales), *Vitreisporites pallidus* (Caytoniales), *Classopollis meyeriana* (Cheirolepidiaceae) y *Spheripollenites subgranulatus* (Taxodiaceae).

Formación Zorrillo-Taberna indiferenciadas. Bajociano temprano (Erben, 1956a)

Diversos taxones de plantas como Bennettitales, Caytoniales, Czekanowskiales, Equistales, Filicales, Ginkgoales, Cycadales y coníferas (Silva-Pineda et al., 2007; Lozano-Carmona, 2012; Velasco-de León et al., 2013; Velasco-de León et al., 2015; Lozano-Carmona and Velasco-de León, 2016; Rodríguez de la Rosa et al., 2018; Flores-Barragan y Velasco-de León, 2024; Lozano-Carmona y Velasco-de León, 2024; Ortiz-Martinez et al., 2024). Icnofósiles identificados como *Gastrochaenolites cf. G. ornatus,* producidos por bivalvos suspensívoros, así como rizolitos (Lozano-Carmona *et al.,* 2021). Huellas de anquilosaurio identificadas como *Tetrapodosaurus isp.* (Rodríguez de la Rosa et al., 2018), así como huellas de saurópodos y terópodos (Rodríguez-de la Rosa, 2024).

Formación Taberna. Bajociano (Cantú-Chapa, 1998)

Alberga una biota marina con representantes de amonites como *Duashnoceras, Leptosphictes y Parastrenceras* (Sandoval y Westermann, 1986). Icnofósiles identificados como *Thalassinoides suevicus,* producidos por crustáceos. En los mismos estratos se reportan pelecípodos y amonites sin identificar (Lozano-Carmona et al., 2021).
Existen reportes de polen pseudoporado de Cheirolepidiaceae, fungosporas, esporas trilete de Selaginellaceae, Matoniaceae, Osmundaceae y granos de polen monosulcado e inaperturado de Cycadales/Bennettitales y Pinaceae (Martínez-Martínez et al., 2024).

Formación Cualac. Aaleniano-Bajociano (Erben, 1956a)

Contiene biota marina representada por coquinas negras de Ostrea sp. (Arellano-Gil et al., 2024). Se ha reportado flora terrestre de diversos taxones de Filicales (Ortiz-Martinez et al., 2024), Czekanowskiales (Lozano-Carmona y Velasco-de Leon, 2024) y Cycadales (Flores-Barragan y Velasco-de León, 2024). También contiene un contenido palinológico, compuesto por esporas de briofitas, selaginellas, esquizáceas, botryopteridales, Hymenophyllaceae y algunas sin afinidad. En cuanto al polen, se identificaron granos monosulcados, plicados y circumpolen (Martínez-Martínez et al., 2024). Con base en su contenido palinológico, se le asignó una edad del Pliensbachiano-Aaleniano (Jiménez y Rueda, 2002 in Arellano-Gil et al., 2024)

Formación Rosario. Jurásico temprano (Toarciano) en su parte inferior y Jurásico medio (Bajociano) en la parte superior (Silva y Buitrón, 1998 in Arellano Gil et al., 2024)

De acuerdo con Buitrón Sánchez y Jiménez López (2024), en esta unidad se presentan bivalvos marinos (Ostrea), así como una amplia diversidad de plantas como *Otozamites, Pterophyllum, Williamsonia, Ptilophyllum, Stangerites, Trigonocarpus, Rhabdocarpus, Pelourdea, Araucarioxilon, Cycadolepsis, Cladophlebis, Coniopteris, Dicksonia, Piazopteris, Araucarioxylon, Anomozamites, Macrotaeniopteris, Mexiglossa* varia, *Pelourdia sp.* y *Piazopteris.* También se reporta la presencia de Filicales (Ortiz-Martínez et al., 2024), Cycadophytas (Flores-Barragan y Velasco-de León, 2024), Cycadales (Flores-Barragan y Velasco-de León, 2024), Coniferales (Ortega Chávez et al., 2024). Martínez-Martínez et al., 2024 mencionaron que los registros de Jiménez Rentería (2004) de polen atribuidos a la Formación Conglomerado Prieto, en realidad pertenecen a la formación Rosario. Asimismo, también reportan que Rojas-Chávez (2010 in Martínez-Martínez et al., 2024) identificó formas inmaduras de soros de *Gonathosorus nathorstii.*

18.5.3 Modelo de evolución tectono-sedimentaria

El análisis detallado de la arquitectura interna y estratigrafía de la cuenca de Tlaxiaco ha permitido identificar tres etapas principales en su evolución, vinculadas al desarrollo del *rift* intracontinental de Pangea.

A lo largo de las últimas décadas se ha planteado que las rocas volcánicas expuestas en el oriente y sur del territorio mexicano podrían representar parte del registro estratigráfico de un arco continental jurásico (Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Stern y Dickinson, 2010; Lawton y Molina-Garza, 2014). Sin embargo, esta interpretación ha sido debatida por falta de evidencia sólida y posibles sobreinterpretaciones de la geoquímica calcoalcalina de estas rocas. El carácter calcoalcalino de estas rocas podría explicarse por otros factores como contaminación de la corteza, enriquecimiento de la litosfera del manto en episodios previos de subducción y la proximidad a los márgenes divergentes Atlántico-Golfo de México y subducción del paleo-Pacífico (e.g., Busby y Centeno García, 2022).

Otros autores han evidenciado la ausencia de extensas sucesiones volcánicas típicas de un arco continental y sugieren que la presencia de rocas volcánicas dispersas y de espesores menores en la base de gruesas sucesiones clásticas jurásicas, indica magmatismo de *rift* vinculado a las etapas iniciales de la fragmentación de Pangea (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Busby y Centeno-García, 2022; Parolari *et al.*, 2022; Ruiz-Ureña *et al.*, 2024). Por lo que, recientemente se ha propuesto que estas rocas volcánicas formaron parte de la provincia vulcano-sedimentaria Nazas del Jurásico Inferior y Medio, la cual se extendió a lo largo del sector oriental de México y estuvo asociada con el *rift* de Pangea, en lugar de un arco continental (e.g., Busby y Centeno-García, 2022).

Consecuentemente, la presencia de rocas volcánicas y volcaniclásticas de las formaciones Diquiyú, Rosario y la ignimbrita Las Lluvias, con espesores limitados y exposiciones localizadas, sugiere que estas unidades corresponden con el registro estratigráfico de la actividad magmática de la provincia vulcano-sedimentaria Nazas, vinculada a las etapas iniciales del *rift* de Pangea. Las características sedimentológicas y de procedencia de la Formación Rosario sugieren que esta unidad estaba constituida por depósitos de abanicos aluviales, los cuales eran alimentados por detritos derivados de la erosión de las rocas volcánicas de la Formación Diquiyú, una vez que cesó por completo la actividad magmática en el área (Figura 18.8a). Además, la abundante presencia de fallas sin-sedimentarias en los depósitos de esta unidad evidencia el entorno tectónico extensional en el que se desarrollaba la cuenca de Tlaxiaco.

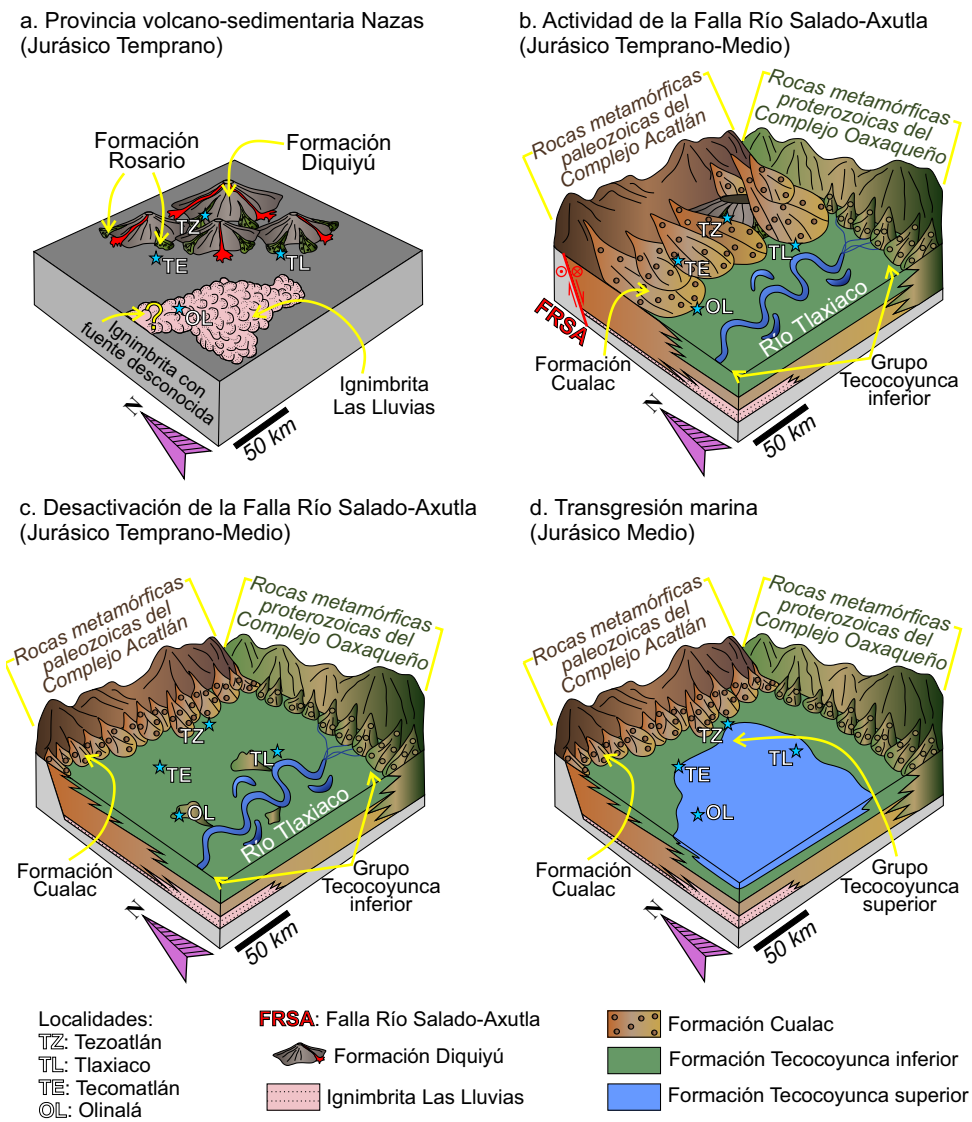


Figura 18.8. Modelo esquemático de la arquitectura interna de la Cuenca de Tlaxiaco, controlada por la falla Río Salado-Axutla y un relieve relicto de Pangea al oriente. a) durante el Jurásico Temprano, el magmatismo de *rift* durante el inicio de la fragmentación de Pangea forma las unidades volcánicas Diquiyú e Ignimbrita Las Lluvias, cuya erosión dio origen a la Formación Rosario. b) La formación Cualac registra abanicos aluviales que drenaron rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán al norte de la cuenca. El grupo Tecocoyunca inferior representa el sistema fluvial del río Tlaxiaco, alimentado por rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño al este. Ambos sistemas interactuaron, reflejado en el contacto transicional entre la formación Cualac y el grupo Tecocoyunca inferior. c) Los abanicos de la formación Cualac fueron sepultados por los depósitos del río Tlaxiaco tras la desactivación de la falla Río Salado-Axutla. d) Tercera etapa: una transgresión marina genera el cambio de ambientes continentales a transicionales y marinos. OL: Olinalá; TE: Tecomatlán; TZ: Tezoatlán; TL: Tlaxiaco; FRSA: Falla Río Salado-Axutla.

La segunda etapa de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de Tlaxiaco se caracteriza por un drenaje transversal, representado por los abanicos aluviales de la formación Cualac, y un drenaje axial, constituido por los depósitos del río Tlaxiaco que forman el grupo Tecocoyunca inferior (Figura 18.8b).

Los abanicos aluviales constituyen una parte esencial de los sistemas sedimentarios tanto antiguos como actuales (Weissmann *et al.*, 2010) y se forman en áreas con un relieve alto, generalmente bordeando estructuras tectónicamente activas (Reading, 2009). En una cuenca sedimentaria, los sistemas de abanicos aluviales suelen desarrollarse a lo largo de las principales fallas que marcan sus límites con los bloques de basamento elevados (e.g., Gawthorpe y Leeder, 2000). En la cuenca de Tlaxiaco, los depósitos de abanico aluvial de la formación Cualac se distribuyen a lo largo de una faja principal con orientación O-NO y se extiende a lo largo de la falla Río Salado-Axutla (Figura 8b; Martiny *et al.*, 2012; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021). Con base en el ambiente de depósito y la composición de esta unidad, la formación Cualac representa la respuesta sedimentaria a la actividad de esta estructura mayor, la cual fue la responsable de la exhumación de las rocas del Complejo Acatlán, que formaron las montañas situadas al norte de la cuenca (Figura 18.8b).

La relación estratigráfica entre la formación Cualac y el suprayacente grupo Tecocoyunca inferior sugiere que los abanicos aluviales desarrollados a lo largo del límite norte de la cuenca de Tlaxiaco fueron abandonados, posiblemente debido a la desactivación de la falla del Río Salado-Axutla (Figura 18.8c). La actividad de esta falla regional puede ser constreñida entre 173 Ma, edad del grano de circón más joven del grupo Tecocoyunca inferior (Figura 18.7a), y la edad Batoniana (ca. 168 Ma, Gradstein *et al.*, 2012) de los depósitos marinos transgresivos que los cubren (Figura 18.3; Westermann *et al.*, 1984; Sandoval and Westermann, 1986).

Los datos sedimentológicos y composicionales sugieren que el río Tlaxiaco fue un importante sistema fluvial de tipo meándrico que drenó los detritos procedentes de las rocas metamórficas de alto grado del Complejo Oaxaqueño hacia el oeste en la Cuenca de Tlaxiaco. Esto indica que, al menos durante el desarrollo del río Tlaxiaco, el Complejo Oaxaqueño era un alto topográfico importante

que limitaba la Cuenca de Tlaxiaco al este. Se ha propuesto que este el alto topográfico fue generado por la actividad de la falla de Caltepec, la cual controló la exhumación de las rocas del Complejo Oaxaqueño durante el Jurásico inferior-medio (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021). Sin embargo, la reciente obtención de datos termocronológicos en rocas del Complejo Oaxaqueño sugieren que esta topografía corresponde con un relieve relicto del ensamble de Pangea, formado durante la colisión entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño en el Pérmico temprano, sostenido posiblemente por el rebote isostático y la resistencia litológica, y no por la actividad de una falla mayor (Ramírez-Calderón *et al.*, 2024). Esto habría permitido que se mantuviera como elevación topográfica durante decenas de millones de años, aportando sedimentos a las cuencas mesozoicas, incluida la cuenca de Tlaxiaco (Ramírez-Calderón *et al.*, 2024).

Por lo tanto, durante la segunda etapa de la evolución tectono-sedimentaria de la Cuenca de Tlaxiaco, dos cordilleras importantes conformaron los límites septentrional y oriental de la cuenca. La cordillera septentrional fue el resultado de la actividad tectónica asociada a la falla regional Río Salado-Axutla (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Figura 18.2), mientras que la cordillera oriental probablemente fue un relieve relicto de la formación de Pangea (Ramírez-Calderón *et al.*, 2024). Estas montañas estuvieron conformadas por las rocas metamórficas de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, y la progresiva erosión de estas montañas generó detritos que fueron transportados y depositados en la cuenca de Tlaxiaco a través de los dos sistemas principales de drenaje que corresponden con los depósitos de la formación Cualac y el grupo Tecocoyunca inferior durante el Toarciano–Aaleniano.

La tercera etapa de la cuenca de Tlaxiaco está caracterizada por los depósitos carbonatados y siliciclásticos depositados en ambientes marinos (Figura 8d). La transgresión marina se fecha con precisión en la cuenca de Tlaxiaco gracias a las amonitas presentes en los primeros depósitos marinos del grupo Tecocoyunca Superior. En la zona de Tezoatlán, en el sector oriental de la cuenca, los datos paleontológicos disponibles sitúan el inicio de la transgresión marina en el Bajociano superior (Sandoval y Westermann, 1986; Cantú-Chapa, 1998; Pieńkowski *et al.*, 2019), mientras en la zona de Olinalá, en el sector occidental, la edad de los ammonites de la sucesión marina del grupo Tecocoyunca

superior es ligeramente posterior, ya que varía entre el Bathoniano y el Calloviano (Westermann *et al.*,1984; Marshall, 1986). Algunos autores han propuesto que la transgresión marina jurásica coincidió con la rotación antihoraria del bloque de Yucatán a lo largo de la falla Transformante del Oriente de México (Goldhammer, 1999; Pindell y Kennan, 2009; Pindell *et al.*, 2021) y que esta transgresión pudo haber sido impulsada por un intenso magmatismo en el Golfo de México y el proto-Atlántico (Goldhammer, 1999; Lehmann *et al.*, 1999).

18.5.4 Implicaciones de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de Tlaxiaco

18.5.4.1 Implicaciones tectónicas

Los nuevos datos obtenidos en los últimos años en las áreas de Tezoatlán, Tlaxiaco, Tecomatlán y Olinalá, no solo han permitido la reconstrucción de la evolución sedimentaria de la cuenca de Tlaxiaco, sino que también tiene implicaciones en los modelos de evolución tectónica del sur de México. Los datos sugieren que la falla Río Salado-Axutla fue una estructura clave en la configuración interna de la Cuenca de Tlaxiaco durante el Jurásico Temprano-Medio (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021). Esta falla desempeño un papel importante en el adelgazamiento continental asociado con la fragmentación de Pangea. La falla Río Salado-Axutla (Martiny *et al.*, 2012; Zepeda-Martínez *et al.*, 2021), con orientación WNW, muestra una historia compleja de reactivaciones y, aunque su cinemática específica durante este período es difícil de establecer, se ha documentado un desplazamiento normal sinistral en ciertos segmentos (Martiny *et al.*, 2012).

La identificación de la falla Río Salado-Axutla como una estructura importante activa durante el Jurásico sugiere que el sistema de fallas que facilitó la extensión continental durante la ruptura de Pangea es más complejo de lo que se creía, con fallas de orientaciones tanto NNO como ONO. Este hallazgo podría requerir una revisión de los modelos tectónicos del Jurásico, especialmente en relación con los desplazamientos sinistrales de bloques corticales en México, que han sido subestimados en las últimas décadas. La evidencia disponible sugiere que la falla Río Salado-Axutla experimentó un desplazamiento lateral

normal significativo entre aproximadamente 177 Ma, según el fechamiento por U-Pb en circón de la Ignimbrita Las Lluvias (Campa-Uranga *et al.*, 2004), y entre 170–168 Ma, basado en la edad de las amonitas encontradas en los depósitos marinos (e.g., Pieńkowski *et al.*, 2019; Westermann *et al.*, 1984). Sin embargo, la magnitud exacta del desplazamiento lateral de esta falla aún no se ha determinado con precisión.

La reconstrucción de la evolución de la Cuenca de Tlaxiaco abre nuevas oportunidades de investigación sobre la cinemática de la ruptura de Pangea en el sur de México. Esto sugiere que los futuros estudios podrían enfocarse en explorar la existencia de otras fallas jurásicas con orientaciones ONO y desplazamientos sinistrales normales, en lugar de las grandes megacizallas propuestas anteriormente en la literatura.

18.5.4.2 Implicaciones climáticas

La preservación de horizontes métricos de carbón en distintos niveles estratigráficos del grupo Tecocoyunca inferior indica que, durante el depósito de esta unidad, las condiciones climáticas se caracterizaron por una elevada humedad que favoreció la acumulación y conservación de materia vegetal, evitando su completa descomposición. En consecuencia, se ha sugerido que el clima predominante en la cuenca de Tlaxiaco durante el depósito del grupo Tecocoyunca inferior fue húmedo (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021).

Esta interpretación sobre el clima húmedo en la cuenca es congruente con la evidencia de intensa meteorización química que sufrieron los detritos del Complejo Oaxaqueño al ser depositados en la Cuenca de Tlaxiaco. Aunque las granulitas del Complejo Oaxaqueño, que dieron origen a los depósitos del grupo Tecocoyunca inferior, contienen una abundante cantidad de feldespato, estos depósitos son notablemente ricos en cuarzo (Zepeda-Martínez *et al.*, 2021; Figura 18.6a). Gracias al detallado control sedimentológico y estratigráfico de las sucesiones preservadas en la Cuenca de Tlaxiaco, Martini *et al.* (2024) han reportado valores del Índice Químico de Alteración (CIA), del Índice de Alteración de Plagioclasa (PIA) y del Índice de Meteorización de Parker (WIP), que

evidencian condiciones de meteorización química intensa en el grupo Tecocoyunca inferior. Estos valores corroboran que el clima húmedo predominante en la cuenca durante ese periodo fue un factor clave en la intensa alteración química de los detritos, facilitando la transformación de minerales como el feldespato en minerales arcillosos (Martini *et al.*, 2024).

Uno de los procesos que probablemente contribuyeron al establecimiento de un clima húmedo en la cuenca de Tlaxiaco fue la formación de la cadena montañosa que delimitaba la cuenca al norte, la cual fue resultado de la actividad tectónica de la falla Río Salado-Axutla. Cuando esta barrera alcanzó una altura significativa, comenzó a actuar como un obstáculo morfológico, impidiendo el paso del aire y reteniendo la humedad que éste transportaba (Zepeda-Martínez y Martini, 2024). Este fenómeno, conocido como sombra de lluvia, probablemente favoreció la instauración de un ambiente húmedo en la cuenca de Tlaxiaco, similar a lo observado en ambientes modernos donde los relieves tectónicos controlan de manera significativa la circulación atmosférica (e.g., Strecker *et al.*, 2007; Galewsky, 2009).

18.5.4.3 Implicaciones biológicas

México resguarda un valioso registro estratigráfico y paleontológico relacionado con la fragmentación de Pangea. Los procesos tectónicos se relacionan con eventos de especiación y dispersión, por lo que la cuenca de Tlaxiaco puede considerarse como un laboratorio natural ideal para estudiar cómo estos procesos geológicos modelaron el relieve y repercutieron en la biodiversidad desde el inicio del Jurásico hasta nuestros días.

Las cuencas desarrolladas durante un proceso de adelgazamiento cortical se caracterizan inicialmente por tener una extensión limitada y no presentar conexiones con otras cuencas. A medida que las fallas limítrofes de estas cuencas maduran, comienza a establecerse un patrón de fallas que facilita la interconexión entre las diferentes cuencas de *rift* desarrolladas (Gawthorpe y Leeder, 2000). Por lo tanto, la evolución del relieve en sistemas de *rift* transforma los paisajes a escala regional, creando condiciones propicias para el desarrollo de diversos ecosistemas.

Este proceso permite que los organismos puedan sufrir eventos de especiación alopátrica, ya que las barreras físicas generan el aislamiento geográfico de las poblaciones (Boggs, 2001). En este caso, las montañas son las barreras geográficas para organismos terrestres, ya que pueden impedir su desplazamiento. Al mismo tiempo, las montañas (u otras barreras) pueden servir como corredores para la dispersión de organismos que habiten mayores altitudes, por ejemplo, plantas. El papel que desempeñan dependerá de las características ecológicas y fisiológicas de las especies (Perrigo *et al.*, 2019), así como de su capacidad de dispersión.

La generación de montañas ya sea por actividad tectónica o vulcanismo, genera cambios paisajísticos y climáticos que crean gradientes ecológicos y nuevos hábitats (Hoorn *et al.*, 2013). En este contexto, los procesos tectónicos asociados a la evolución de las cuencas de rift, como los observados durante el Jurásico Inferior–Medio en México, están relacionados con la diversificación de especies. Especialmente en el caso de las coníferas, Morales-Toledo y Cevallos-Ferriz (2023) han documentado una notable diversidad de coníferas en la cuenca de Otlaltepec (Figura 18.2), otra cuenca jurásica asociada al *rift* de Pangea en el sur de México. Esta asociación no se ha reportado en depósitos de la cuenca de Tlaxiaco. Hasta el momento, la cuenca de Otlaltepec es la única en la que hay registros de coníferas del Jurásico. Este hallazgo sugiere que el proceso de fragmentación del supercontinente Pangea y la evolución de estas cuencas jugaron un papel crucial en la diversificación de las plantas. Las barreras físicas generadas por estos ambientes tectónicos separaron a la vegetación, generando eventos de especiación alopátrica y, por consiguiente, el aumento de la diversidad de especies en diferentes cuencas (Morales-Toledo y Cevallos, 2023). Por lo tanto, es probable que la activación de la Falla Río Salado-Axutla y la consecuente formación de las montañas septentrionales que limitaron la Cuenca de Tlaxiaco, hayan desempeñado un papel significativo en la diversificación de coníferas en las cuencas asociadas al *rift* de Pangea en el sur de México.

18.6 Consideraciones económicas

Los estudios estratigráficos de la Cuenca de Tlaxiaco se intensificaron entre las décadas de 1950 y 1980, periodo en el que se descubrió su riqueza fosilífera y

se evaluó su viabilidad económica (Guzmán, 1950; Erben, 1956a; López-Ticha, 1985). A pesar del gran interés que generó el estudio del registro estratigráfico del Mesozoico en el sur de México, se determinó que estas rocas no forman parte de los principales reservorios de hidrocarburos del país debido a la compleja historia geológica de la región (López-Ticha, 1985). Sin embargo, trabajos de prospección realizados por el extinto Consejo de Recursos Minerales (ahora Servicio Geológico Mexicano) revelaron la presencia de significativas reservas de carbón en la cuenca de Tlaxiaco, estimadas en aproximadamente 19,578,000 toneladas (Díaz-Tapia *et al.*, 1980). Estas reservas se encuentran principalmente en las formaciones Rosario como en Tecocoyunca inferior, siendo esta última donde se han descrito con mayor detalle y donde se encuentran en mayor abundancia.

Los depósitos de carbón del grupo Tecocoyunca inferior se originaron en la llanura de inundación del río Tlaxiaco, durante el Jurásico. El clima húmedo establecido en la cuenca y las frecuentes inundaciones favorecían la acumulación de vegetación. Las condiciones anóxicas resultantes del sepultamiento en zonas con pobre circulación de oxígeno permitieron la preservación de esta materia orgánica, facilitando su progresiva transformación a carbón. El carbón identificado en esta cuenca es de tipo antracita y semiantracítico, altamente valorado en la industria siderúrgica y para la generación de energía eléctrica. De acuerdo con datos y registros de COREMI (2012), su potencial evaluado es del siguiente orden.

Subcuenca Carbonífera San Juan Diquiyú

Positivas	7,700, 000 Ton
Probables	26, 900, 000 Ton
Posibles	93, 400, 000 Ton

Subcuenca Carbonífera Tlaxiaco-Mixtepec

Probables	35, 600, 000 Ton
Posibles	26, 700, 000 Ton

Aunque las reservas de carbón en la cuenca de Tlaxiaco son de alta calidad, su volumen es considerablemente inferior al de las vastas reservas ubicadas en el noreste del país. Esta diferencia en la cantidad ha ubicado a las reservas de carbón del sur de México en una posición de menor relevancia a nivel nacional, lo que ha resultado en que no se hayan explotado hasta la fecha (Dávila-Pulido *et al.*, 2023).

Otros yacimientos de interés económico se encuentran en el Distrito Minero los Tejocotes, el cual se localiza a 128 km en línea recta desde la ciudad de Oaxaca, cerca de San Juan Mixtepec. En esta zona hay yacimientos minerales constituidos principalmente por estibinita de origen hidrotermal alojadas en fracturas y fallas, presentándose de forma diseminada (Solana-López *et al.*, 1998).

Por otro lado, de acuerdo con Rueda Gaxiola *et al.* (2008), los depósitos ricos en cuarzo y los materiales detríticos volcánicos y metamórficos presentes en la formación Diquiyú y la formación Cualac son recursos valiosos para la industria de la construcción y otros usos industriales, incluyendo la producción de vidrio. En relación con los recursos hidrológicos de la Cuenca de Tlaxiaco, éstos corresponden a las cuencas río Tlapaneco y río Mixteco. En el área se encuentran pequeñas subcuencas, las cuales forman el caudal de ríos y arroyos perennes e intermitentes. El patrón de su red de drenaje es de tipo dendrítico. Sus principales afluentes son los ríos Balsas y Papaloapan (INEGI, 2004; SINA, 2024). Los principales acuíferos son Tlapa-Huamuxtitlán, Huajuapan de León, Juxtlahuaca, Mariscala e Ixcaquixtla (CONAGUA, 2024a, 2024b, 2024c, 2024d, 2024e). La riqueza del registro paleontológico de la cuenca ha impulsado proyectos locales de conservación y difusión. El proyecto más importante es el Museo Geológico Comunitario Ing. Jorge Jiménez Rentería en Rosario Nuevo, Tezoatlán. Este museo surgió en respuesta a los descubrimientos paleontológicos realizados en la región, como troncos petrificados y fósiles marinos. La riqueza y el grado de preservación de estos fósiles motivaron al Ing. Jorge Jiménez Rentería la creación del museo en 2009, cuyo propósito es preservar este patrimonio natural y fomentar el conocimiento sobre la geología y paleontología local (Lozano-Carmona *et al.*, 2024). El museo no solo ha sido clave para la conservación, sino que también ha promovido proyectos que involucran directamente a la comunidad, fomentando el turismo paleontológico y generando conciencia

sobre la importancia de proteger el geopatrimonio local. Además, actúa como un vínculo entre la ciencia y la sociedad, permitiendo que los habitantes se apropien de su historia geológica, reforzando su identidad cultural y el sentido de pertenencia.

18.7 Conclusiones

La cuenca jurásica de Tlaxiaco es un ejemplo excepcional donde los procesos geológicos se pueden ligar a los procesos climáticos y biológicos que ocurrieron durante la fragmentación del supercontinente Pangea. Su registro estratigráfico, notablemente bien preservado, proporciona una ventana única para estudiar la evolución del sur de México durante el Mesozoico. La reconstrucción tectono-sedimentaria de esta cuenca ha permitido no solo entender los eventos geológicos que definieron la configuración actual del territorio mexicano, sino también cómo estos procesos influyeron en la diversificación climática y biológica.

La actividad de la falla Río Salado-Axutla desempeñó un papel crucial en la formación de la cuenca y en la creación de un relieve que moldeó los patrones de drenaje y sedimentación. Este relieve también jugó un papel clave en la diversificación biológica, al crear barreras naturales que aislaron poblaciones de flora, facilitando la especiación en un entorno dinámico y cambiante.

Además de sus implicaciones tectónicas, el estudio detallado de la cuenca de Tlaxiaco abre nuevas líneas de investigación, ya que un control sedimentológico, estratigráfico y tectónico de alta resolución proporciona la base para explorar con mayor profundidad las interacciones entre procesos geológicos, climáticos y biológicos. Por otro lado, la cuenca de Tlaxiaco destaca no solo por su valor científico, sino también por sus implicaciones económicas y socio-culturales. Las reservas de carbón y el patrimonio geológico que alberga son recursos valiosos que han generado interés para la investigación, la conservación y el desarrollo de la región. En este sentido, el papel de las comunidades locales en la preservación y difusión del geopatrimonio, como en el caso del Museo Geológico Comunitario de Rosario Nuevo, demuestra cómo la ciencia puede integrarse con la sociedad para fomentar la valorización y protección del geopatrimonio.

18.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿En qué contexto tectónico se formó la cuenca de Tlaxiaco?

- **a)** En un ambiente de subducción asociado a un arco magmático.
- **b)** En una cuenca de antepaís relacionada con la orogenia Laramide.
- **c)** En una cuenca extensional vinculada a la fragmentación de Pangea, es decir, una cuenca de rift.
- **d)** En una plataforma carbonatada estable.

2. ¿Cuál fue el control principal en la sedimentación de los abanicos aluviales que conforman la formación Cualac en la cuenca de Tlaxiaco?

- **a)** La actividad volcánica del sur de México
- **b)** La erosión del Complejo Oaxaqueño
- **c)** La subsidencia generada por el hundimiento del bloque de Yucatán
- **d)** La actividad de la falla Río Salado-Axutla

3. ¿En qué tipo de depósitos consiste la sucesión clástica de la formación Cualac y cuál es su procedencia?

- **a)** Principalmente compuesta por calizas arrecifales
- **b)** Dominada por flujos piroclásticos y cenizas volcánicas
- **c)** Depósitos de abanicos aluviales con abundante material derivado del Complejo Acatlán
- **d)** Compuesta por conglomerados y areniscas de origen marino profundo

4. ¿Cuál de las siguientes afirmaciones sobre el río Tlaxiaco es correcta?

- **a)** Era un sistema fluvial entrelazado con depósitos conglomeráticos
- **b)** Era un río anastomosado que fluía de oeste a este
- **c)** Era un río meándrico que fluía de este a oeste
- **d)** Su depósito principal era una secuencia de conglomerados sin estratificación

5. ¿Cómo se diferencian los depósitos del grupo Tecocoyunca inferior y superior?

- **a)** El grupo inferior es de origen continental y el superior de origen marino
- **b)** No hay diferencias, ambos representan sistemas fluviales meándricos
- **c)** Ambos están formados por depósitos exclusivamente marinos
- **d)** El grupo superior contiene los depósitos de abanicos aluviales

6. ¿Qué evidencia apoya la idea de que el Complejo Oaxaqueño era un alto topográfico durante la evolución de la cuenca de Tlaxiaco?

- **a)** La presencia de depósitos de arrecifes coralinos en su límite con la cuenca
- **b)** La erosión de sedimentos exclusivamente calcáreos provenientes de esta región
- **c)** La abundancia de detritos metamórficos de alto grado en el grupo Tecocoyunca inferior
- **d)** La falta de fallas que delimitan la cuenca

7. ¿Cuál de los siguientes factores contribuyó al establecimiento de un clima húmedo en la cuenca de Tlaxiaco durante el Jurásico?

   a) La formación de una barrera montañosa por la actividad de la falla Río Salado-Axutla
   b) La subsidencia de la cuenca que favoreció el atrapamiento de agua subterránea
   c) La presencia de una corriente oceánica cálida que favoreció la humedad
   d) La acumulación de cenizas volcánicas que modificaron la temperatura del ambiente

8. ¿Cómo influyó la tectónica en la evolución sedimentaria de la cuenca de Tlaxiaco?

   a) Generó una única fase de sedimentación marina con calizas arrecifales
   b) Favoreció el depósito de grandes extensiones de loess en un clima árido
   c) Controló la formación de sistemas fluviales y abanicos aluviales mediante la actividad de fallas
   d) No tuvo impacto en la sedimentación, ya que los procesos fueron exclusivamente climáticos

9. ¿Cuál es una de las principales implicaciones económicas de la cuenca de Tlaxiaco?

   a) Su potencial como un reservorio de petróleo
   b) La presencia de reservas de carbón de tipo antracita y semiantracítico
   c) La explotación de depósitos de evaporitas para la producción de sal
   d) La extracción de oro y plata en depósitos epitermales

10. ¿Qué característica del carbón en la cuenca de Tlaxiaco es clave para su interés industrial?

    a) Su bajo contenido de carbono y alta cantidad de impurezas
    b) Su origen en depósitos volcánicos con alta concentración de sulfuros
    c) Su fácil acceso y explotación a cielo abierto en grandes yacimientos
    d) Su clasificación como antracita y semiantracítico, ideal para la siderurgia y generación de energía

11. La Caliza con Cidaris es una unidad que contiene diversos organismos marinos. De los siguientes grupos mencionados, ¿cuál no está representado en esta unidad?

    a) Equinoideos.
    b) Bivalvos.
    c) Ictiosaurios.
    d) Braquiópodos.

12. El grupo Tecocoyunca inferior contiene fósiles continentales, de los cuales los registros proceden mayormente de:

    a) Icnofósiles.
    b) Moluscos.
    c) Plantas.
    d) Ninguna de las respuestas anteriores.

13. La cuenca de Tlaxiaco es un laboratorio natural ideal porque...

    a) Es un modelo para relacionar a los procesos geológicos con la biodiversidad que se desarrolló en el área.
    b) Es un modelo para relacionar cómo los procesos geológicos repercuten en la biodiversidad de las áreas aledañas a la cuenca de Tlaxiaco.
    c) Permite llevar a cabo experimentos ecológicos.
    d) Hay varios grupos de investigaciones que laboran allí.

14. En la cuenca de Tlaxiaco, al igual que en otros lugares, los organismos pueden aislarse debido a la presencia de barreras geográficas como las montañas. ¿Cómo pueden afectar a los organismos?

a) Porque con el tiempo pueden sufrir dispersión.
b) Porque con el tiempo pueden tener eventos de especiación alopátrica.
c) Las poblaciones pueden crecer indefinidamente.
d) Ninguna de las respuestas anteriores.

15. La generación de las montañas afecta a la diversidad biológica porque...

a) Mantiene a los mismos organismos.
b) Los paisajes permanecen estáticos y sin cambio.
c) Generan cambios paisajísticos y climáticos, y por ende, nuevos hábitats.
d) Disminuye la diversificación de organismos.

16. ¿Cuándo comenzó la descripción de los primeros fósiles hallados en la cuenca de Tlaxiaco?

a) A finales del siglo XVIII.
b) A mediados del siglo XX.
c) A principios del siglo XX.
d) A finales del siglo XX.

17. ¿Qué tipo de fósiles se han encontrado en la formación Rosario dentro de la cuenca de Tlaxiaco?

a) Troncos petrificados y fósiles de plantas como Bennettitales y coníferas
b) Únicamente fósiles de mamíferos y reptiles
c) Excepcionalmente fósiles de peces en depósitos marinos
d) Rastros de invertebrados en ambientes de plataforma profunda

18. ¿Qué evidencia sugiere que la cuenca de Tlaxiaco tuvo un clima húmedo durante su evolución?

a) La abundancia de evaporitas y depósitos de yeso
b) La ausencia de suelos desarrollados en el registro sedimentario
c) La escasez de fósiles vegetales debido a la falta de humedad
d) La presencia de horizontes métricos de carbón y la intensa meteorización química de los detritos

19. ¿Cómo se explica la disminución del tamaño de los abanicos aluviales de la formación Cualac en la evolución de la cuenca?

a) Por el colapso de la cuenca debido a actividad sísmica
b) Por la erosión completa de los depósitos continentales
c) Por la desactivación de la falla Río Salado-Axutla
d) Por el levantamiento de un sistema montañoso que cubrió los depósitos

20. ¿Qué evento geológico marcó el final de la sedimentación continental en la cuenca de Tlaxiaco?

a) La intensificación del vulcanismo en el Jurásico Medio
b) Una transgresión marina que llevó al depósito de carbonatos y sedimentos marinos
c) El colapso de la cuenca y su levantamiento por compresión
d) La desaparición de los ríos debido a un cambio climático abrupto

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	c)	11.	c)	16.	c)
2.	d)	7.	a)	12.	c)	17.	a)
3.	c)	8.	c)	13.	a)	18.	d)
4.	c)	9.	b)	14.	b)	19.	c)
5.	a)	10.	d)	15.	c)	20.	b)

18.9 Bibliografía

Alencaster, G. (1963). Pelecípodos del Jurásico Medio del noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero. *Paleontología Mexicana, (15),* 52.

Anderson, T.H., & Schmidt, V.A. (1983). A model of the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin, 94,* 941–966.

Arellano Gil, J., Santillán Piña, N., Sánchez Guillén, L. y Cruz Gazpar, J. M. (2024). El Terreno Mixteco y su cubierta sedimentaria En M.P. Velasco-de León (Coord.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México* (pp. 15-48). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza.

Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M. y Zavala-Monsiváis, A. (2008). The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences, 25,* 49-63.

Bartolini, C. (1998). *Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central Mexico*. (Tesis de Doctorado, The University of Texas).

Boggs, C.L. (2001). Species and speciation. *International Encyclopedia of the Social & Behavioral Sciences,* 14855-14861. https://doi.org/10.1016/B0-08-043076-7/03073-4.

Boschman, L. M., van Hinsbergen, D. J., Torsvik, T. H., Spakman, W., & Pindell, J.L. (2014). Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic: *Earth-Science Reviews, 138,* 102-136.

Buitrón Sánchez, B. E. y Jiménez López, J. C. (2024). Invertebrados del Jurásico de Puebla, Oaxaca y Guerrero, región centro-sur de México En M.P. Velasco-de León (Coord.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México* (pp. 81-99). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza.

Buitrón, B. E. (1970). *Equinoideos del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de Tlaxiaco, Oaxaca, Excursión México-Oaxaca, Libro Guía* (pp. 154-163). Sociedad Geológica Mexicana.

Busby, C. J., & Centeno-García, E. (2022). The "Nazas Arc" is a continental *rift* province: Implications for Mesozoic tectonic reconstructions of the southwest Cordillera, US and Mexico. *Geosphere, 18*(2), 647-669.

Campa-Uranga, M.F., García-Díaz, J.L. y Iriondo, A. (2004). El arco sedimentario del Jurásico Medio (Grupo Tecocoyunca y Las Lluvias) de Olinalá, Guerrero. *GEOS: Unión Geofísica Mexicana, 24*(2), 174.

Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C. y Silva-Romo, G. (2013). Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapan de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30*(1), 24–50.

Cantú-Chapa, A. (1998). Las transgresiones jurásicas en México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15*(1), 25-37.

Carrasco Ramírez, R. (1981). *Geología jurásica del área de Tlaxiaco, Mixteca Alta, Oaxaca.* (Tesis de maestría, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México).

Carrasco-Ramírez, R. S. (2003). Los ammonites del Caloviano de la región Mixteca, Oaxaca, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 56*(1), 42-55.

Carrasco-Ramírez, R. S., Ferrusquía-Villafranca, I., Buitrón-Sánchez, B.E. y Ruiz-González, J.E., (2016). Litoestratigrafía del Grupo Tecocoyunca (Jurásico Medio) en el área del Río Numí (Cercanías de Tlaxiaco), Oaxaca y consideraciones sobre la distribución regional de su Biota. *Revista Geológica de América Central, (55),* 115-136.

Chávez, E. O., Velasco-de León, M. P. y Jiménez, J. R. (2017). *Agathoxylon sp.* del Jurásico Inferior, Rosario Nuevo, Oaxaca, México. *Paleontología Mexicana, 6*(2), 73-77.

Comisión Nacional del Agua. (2024a). Actualización de la disponibilidad de agua en el acuífero Tlapa-Huamuxtitlán (1201), estado de Guerrero. Ciudad de México: Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.

Comisión Nacional del Agua. (2024b). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Huajuapan De León (2014), estado de Oaxaca. Ciudad de México: Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.

Comisión Nacional del Agua. (2024c). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Ixcaquixtla (2106), estado de Puebla. Ciudad de México: Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.

Comisión Nacional del Agua. (2024d). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Juxtlahuaca (2017), estado de Oaxaca. Ciudad de México: Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.

Comisión Nacional del Agua. (2024e). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Mariscala (2023), estado de Oaxaca. Ciudad de México: Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.

Corona-Esquivel, R. J. J. (1981). Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, Noreste del Estado de Guerrero, Universidad Nacional Autónoma de México, *Instituto de Geología, Revista, 5*(1), 17–24.

Dávila-Pulido, G. I., González-Ibarra, A. A., & Garza-García, M. (2023). A brief review on coal reserves, production and possible non-power uses: *The case of Mexico. Heliyon, 9*(5).

Delevoryas, T. (1966). *Plant diversification.* Holt, Rinehart and Winston New York.

Delevoryas, T. (1968). Some aspects of cycadeoid evolution. *Botanical Journal of the Linnean Society, 61*(384), 137-146.

Delevoryas, T. (1969). Glossopterid leaves from the middle Jurassic of Oaxaca, Mexico. *Science, 165*(3896), 895-896.

Delevoryas, T., & Gould, R. E. (1971). An unusual fossil fructification from the Jurassic of Oaxaca, Mexico. *American Journal of Botany, 58*(7), 616-620.

Delevoryas, T., & Person, C. P. (1975). *Mexiglossa varia* gen. et sp. nov., a new genus of glossopteroid leaves from the Jurassic of Oaxaca, Mexico. Palaeontographica Abteilung B, 114-120.

Díaz Tapia F. J. y Sánchez Bautista, J. L. (1980), Informe geológico evaluativo del área carbonífera, Oaxaca, Oaxaca: Programa nacional de exploración por reservas de carbón, Consejo de Recursos Minerales.

Durán-Aguilar, R.F. (2014). *Sedimentología y geocronología de los lechos rojos del Jurásico, Región Norte de la Cuenca de Tlaxiaco, Tezoatlán, Oaxaca: Correlaciones y procedencia.* (Tesis de Maestría, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México).

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., e Iriondo, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario 57,* 83–109.

Erben, H. K. (1956a). *El Jurásico Medio y el Calloviano de México.* Vigésimo Congreso Geológico Internacional, D.F. México.

Erben, H. K. (1956b). *El Jurásico Inferior de México y sus amonitas.* Vigésimo Congreso Geológico Internacional, D.F. México.

Flores de Dios, A., y Buitrón, B.E. (1982). Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero. *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica. 12,* 1-28.

Flores-Barragan, M.A. y Velasco-de Leon, M. P. (2024). Las Cycadophytas del Jurásico del sur de México. En M.P. Velasco-de León (Coord.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México* (pp. 159-179). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza.

Galaz, G., Keppie, J.D., Lee, J.K.W., & Ortega-Rivera, A. (2013). A high-pressure folded klippe at Tehuitzingo on the western margin of an extrusion zone, Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research, 23,* 641–660.

Galewsky, J. (2009). Rain shadow development during the growth of mountain ranges: An atmospheric dynamics perspective. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 114*(F1).

Gawhorpe, R.L., & Leeder, M.R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research, 12,* 195–218.

Goldhammer, R.K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. *Geological Society of America, Special Paper,* 340, 1–58.

González-Torres, E.A. (1989). *Geología y Paleomagnetismo del área de Tezoatlán, Oaxaca.* (Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México).

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., & Ogg, G. M. (2012). *The geologic time scale.* Elsevier, Boston.

Guzmán, E. J. (1950). Geología del noreste de Guerrero. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 2*(2), 95–156.

Guzmán, M.D.S., y Velasco-de León, M.P. (2014). Morfología foliar y cuticular de *Mexiglossa varia* del Jurásico Inferior de la Formación Cuarcítica Cualac Localidad Rosario Nuevo. *II Simposio de Paleontología en el sureste de México,* Puerto Escondido, Universidad del Mar, Abstracts, p. 51.

Hernández-Vulpes, R.M., y Rodríguez-Calderón, M. (2012). *Análisis estratigráfico de las secuencias Jurásicas de la región Tecocoyunca-Tecomatlán en Puebla* (Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México).

Hoorn, C., Mosbrugger, V., Mulch, A., & Antonelli, A. (2013). Biodiversity from mountain building. *Nature Geoscience, 6*(3), 154-154.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2004). Síntesis de información geográfica del estado de Oaxaca. https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825224394/702825224394_1.pdf

Jiménez Rentería, J. (2004). *Estudio palinoestratigráfico de los grupos Consuelo y Tecocoyunca (Triásico-Jurásico), en la Barranca Rosario Nuevo, región de Tezoatlán, al noroeste del estado de Oaxaca.* (Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México).

Keppie, J. D., Dostal, J., Miller, B. V., Ramos-Arias, M. A., Morales-Gámez, M., Nance, R. D., Murphy, J.B., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K.W, Housh, T., & Cooper, P. (2008). Ordovician–earliest Silurian *rift* tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean. *Tectonophysics, 461*(1-4), 130–156.

Lawton, T.F., y Molina-Garza, R.S. (2014). U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 126*(9–10),1181–1199.

Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, D.A., Sliter, I.P., Arnaud-Vanneau, A., & Banner, J. (1999). Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, norteastern Mexico. *Geological Society of America, Bulletin, 111*(7): 1010–1029.

López-Ticha, D. (1985). Revisión de la Estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 37,* 49–92.

Lozano *Carmona, D. E. (2012). Paleoclima y flora fosil del Río Ñumí Formación Zorrillo-Taberna indeferenciada, Oaxaca.* (Tesis de licenciatura, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, Universidad Nacional Autónoma de México).

Lozano-Carmona, D.E. (2017). *Distribución y taxonomía de Ginkgoales (Engler, 1987) y grupos afines del Jurásico del Sur de México* (Tesis de Maestría, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, Universidad Nacional Autónoma de México).

Lozano-Carmona, D. E., y Velasco-de León, M. P., (2016). Jurassic flora in Southeast Mexico: importance and prospects of recent findings in the Mixteco Terrane. *Paleontología Mexicana, 5*(2), 87–101.

Lozano-Carmona, D. E., y Velasco-de León, M. P. (2021). Bennettitales from the Middle Jurassic of northwestern Oaxaca, Mexico: Diversity, sedimentary environments, and phytogeography. *Journal of South American Earth Sciences, 110*.

Lozano-Carmona, D. E. y Velasco-de León, M. P. (2024). Las Ginkoales, Czekanowskiales y Caytoniales del Jurásico del sur de México. En M.P. Velasco-de León (Coord.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México* (pp. 181-204). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza.

Lozano-Carmona, D.E., Ortega-Chávez, E. y Velasco-de León, M.P. (2021). Icnofacies Glossifungites del Jurásico de Oaxaca: Descripción morfológica de Thalassinoides y Gastrochaenolites y su importancia paleoambiental. En R. Guerrero Arenas, E. Jiménez Hidalgo y K. A. González Rodríguez (Eds.), *El patrimonio paleontológico y geológico de Oaxaca* (pp. 193-207). Universidad del Mar.

Lozano-Carmona, D. E., Velasco-de León, M. P., & Jiménez-Rentería, J. (2024). Órganos reproductivos de Bennettitales del Jurásico Temprano de la colección del Museo Geológico Comunitario de Rosario Nuevo "Ing. Jorge Jiménez Rentería", Oaxaca, México. *Revista Paleontología Mexicana, 13*(1), 17-33.

Marshall, M. C., (1986). *The Middle Jurassic Tecocoyunca Group, Mexico* [Tesis de Maestría, McMaster University, Hamilton).

Martínez-Martínez, P. C. y Velasco-de León, M. P. (2024). Esporas, polen y cutículas: su importancia en el registro de helechos y gimnospermas. En M.P. Velasco-de León (Coord.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México* (pp. 223-249). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza.

Martini, M., Ramírez-Calderón, M., Solari, L., Villanueva-Amadoz, U., Zepeda- Martínez, M., Ortega-Gutiérrez, F., y Elías- Herrera, M. (2016). Provenance analysis of Jurassic sandstones from the Otlaltepec Basin, southern Mexico: Implications for the reconstruction of Pangea break-up. *Geosphere, 12,* 1–23.

Martini, M., y Ortega-Gutiérrez, F. (2018). Tecto-no-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: a review. *Earth-Science Reviews, 183,* 38-55.

Martini, M., Luigi, S., Peña-Guerrero, M., Zepeda-Martínez M., y Montomoli, C. (2020). Guidelines for assessing the provenance of Mesozoic and Cenozoic clastic successions sourced by pre-Jurassic basement complexes in southernmost North America. *Journal of Sedimentary Research, 90*(5), p. 513–532.

Martini, M., Zepeda-Martínez, M., Mori, L., Núñez-Useche, F., Velasco de León, M. P., & Solari, L. (2024). The influence of topography and transport history on the composition of clastic deposits from the Jurassic Tlaxiaco basin, southern Mexico: limitations on the use of mineral and chemical indices as proxies for paleoclimate. *Journal of Sedimentary Research, 94*(3), 266-282.

Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Silva-Romo, y G., López-Martínez, M. (2012). The Salado River fault: reactivation of an Early Jurassic fault in a transfer zone during Laramide deformation in southern Mexico. *International Geology Review, 54*(2), 144–164.

Morales-Toledo, J., & Cevallos-Ferriz, S. R. S. (2023). Is biodiversity promoted in rift-associated basins? Evidence from Middle Jurassic conifers from the Otlaltepec Formation in Puebla, Mexico. *Review of Palaeobotany and Palynology, 318,* 104952.

Morán-Zenteno, D., Caballero-Miranda, G., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, F. & González-Torres, E. (1993). Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico. *Geofísica Internacional, 23,* 453–473.

Ortega Chávez, E., Velasco de León, M. P. y Rentería Jiménez, J. (2017). Agathoxylon sp. del Jurásico Inferior, Rosario Nuevo, Oaxaca, México. *Paleontología Mexicana, 6*(2), 73-77.

Ortega Chávez, E., Velasco-de León, M. P. y Ortiz Martínez, E. L. (2024). Orden Pinales en el Jurásico de México. En M.P. Velasco-de León (Coord.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México* (pp. 205-214). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza.

Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., y Macías-Romo, C., 2014, Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana. *International Journal of Earth Sciences, 103*(5), 1287–1300.

Ortiz-Martinez, E.L., Ortega Chávez, E. y Velasco-de León, M.P. (2024). El orden Filicales, en el Jurásico de México En M.P. Velasco-de León (Coord.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México* (pp. 137-157). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza.

Parolari, M., Martini, M., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Errázuriz-Henao, C., & Cavazos-Tovar, J. G., (2022). The petrogenesis of Early–Middle Jurassic magmatism in southern and central Mexico and its role during the break-up of Western Pangaea. *Geological Magazine, 159*(6), 873-892.

Perrigo, A., Hoorn, C., & Antonelli, A. (2020). Why mountains matter for biodiversity. *Journal of Biogeography, 47*(2), 315-325.

Person, C.P. (1976). *The Middle Jurassic Flora of Oaxaca, Mexico.* (Tesis de Doctorado, University of Texas)

Pieńkowski, G., Martini, M., & Zepeda-Martínez, M. (2019). Bajocian transgressive-regressive sequences of the Tecocoyunca Group, southern Mexico, with maximum flooding surfaces marked by Thalassinoides. *Geological Quarterly, 63*(3), 449-459.

Pindell, J.L. (1985). Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics,* 4, 1–39.

Pindell, J., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean, and northern South America in the mantle reference frame: An update. *Geological Society of London Special Publication, 328,* 1–55.

Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R. & Weber, B. (2021). A revised synthesis of the *rift* and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. *Geological Society, London, Special Publications, 504*(1), 29-76.

Ramírez-Calderón, M., Noury, M., Martini, M., Solari, L., & Pérez-Estrada, A. (2024). Long-lived topography of the Oaxacan Complex (southern Mexico) after the assembly of Pangea: Evidence from apatite fission-track dating. *Journal of South American Earth Sciences, 149,* 105206.

Reading, H.G. (2009). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy: John Wiley & Sons.

Rodríguez-de la Rosa, R. A. (2024). Huellas de vertebrados, del Jurásico Medio de Oaxaca, México. En M.P. Velasco-de León (Coord.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México* (pp. 251-273). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza.

Rodríguez-de la Rosa, R.A., Velasco-de León, M.P., Arellano-Gil, J. y Lozano-Carmona, D.E. (2018). Middle Jurassic ankylosaur tracks from Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 70*(2), 379-395.

Rojas-Chávez, C., 2010, *Taxonomía de Dicksoniaceae, Gleicheniaceae y Matoniaceae (Filicales) del Jurásico en la región Mixteca, México.* (Tesis de licenciatura, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, Universidad Nacional Autónoma de México).

Rueda Gaxiola, J., De Anda, A., Osorio Nicolás, M. A., Hernández Constantino, B., Olvera Celaya, A., Pérez Silva, B. S., Zárate Santiago, A. y Meza Carreto, J. (2008). Estudio petrológico y estructural de las unidades Diquiyú y Cuarcítica Cualac, del Anticlinorio de Tlaxiaco y su correlación con el alogrupo Los San Pedros, del Anticlinorio de Huayacocotla-El Alamar: Implicaciones Paleogeográficas. Informe final Proyecto SAPPI-20080493. Instituto Politécnico Nacional.

Ruiz-Urueña, J. E., Martini, M., Zepeda-Martínez, M., Ramírez-Fernández, J. A., & Lawton, T. F. (2024). Heterogeneous provenance and intracontinental *rift* evidence in the early–middle Jurassic La Boca Formation in the Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Mexico. *International Geology Review, 1-23.*

Sandoval, J. & Westermann, G. E. G. (1986). The Bajocian (Jurassic) Ammonite fauna of Oaxaca, Mexico. *Journal of Paleontology, 60*(6), 1220-1271.

Sistema Nacional de Información del Agua. (2024). Regiones Hidrológico-Administrativas. https://sinav30.conagua.gob.mx:8080/SINA/?opcion=base

Silva-Pineda, A., (1969). Plantas fósiles del Jurásico Medio de Tecomatlán, Estado de Puebla. *Paleontología Mexicana, 27.*

Silva Pineda, A. (1984). Revisión taxonómica y tipificación de las plantas jurásicas colectadas y estudiadas por Wieland 1914, en la región de El Consuelo, Oaxaca. *Paleontología Mexicana, 49.*

Silva-Pineda, A., Velasco-de León, M.P. y Rodríguez Becerra, R. (2007). *Tafonomía de plantas Jurásicas de Oaxaca y Puebla, México (abstract).* En III Simposio Argentino Jurásico. Mendoza, Argentina, 76.

Solana-López, J., y Ramos-López, G. (1998). Estudio geológico-minero evaluativo de la mina El Águila, municipio de San Juan Mixtepec, estado de Oaxaca. Disponible en https://mapserver.sgm.gob.mx/ArchivoTecnico/Arch_Estado2.jsp

Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Ortega-Obregón, C., Macías-Romo, C. & Reyes-Salas M. (2014). Detrital provenance of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: a zircon perspective. *International Journal of Earth Science, 103,* 1301–1315.

Stern, R. J., & Dickinson, W. R. (2010). The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. *Geosphere, 6*(6), 739-754.

Strecker, M. R., Alonso, R. N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G. E., Sobel, E. R., & Trauth, M. H. (2007). Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annual Review of Earth Planetary Science, 35*(1), 747-787.

Velasco-de León, M.P., Lozano-Carmona, D.E., Flores-Barragan, M.A., Martínez-Paniagua, O.D. & Silva-Pineda, A. (2015). Two new species of Ginkgoales from the Middle Jurassic of Mexico. *Historical Biology, 27*, 366-373.

Velasco-de León, M.P., Ortíz-Martínez, E., Silva-Pineda, A. y Lozano-Carmona, D.E. (2013). Distribución y ambientes de las gimnospermas fósiles del Terreno Mixteco. *Paleontología Mexicana, 63,* 122-143.

Weissmann, G. S., Hartley, A. J., Nichols, G. J., Scuderi, L. A., Olson, M., Buehler, H., & Banteah, R. (2010). Fluvial form in modern continental

sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology, 38*(1), 39–42.

Westermann, G. E. (1981). The Upper Bajocian and Lower Bathonian (Jurassic) Amonite faunas of Oaxaca, Mexico and West-Tethyan affinities. *Paleontología Mexicana, 46*.

Westermann, G.E.G., Corona, R., & Carrasco, R. (1984). The Andean Mid-Jurassic Neuqueniceras ammonite assemblage of Cualac, México, en Westermann, G.E.G. (ed.), Jurassic–Cretaceous biochronology and palaeogeography of North America. *Geological Association of Canada, Special Paper, 27,* 99–112.

Wieland, G. R., (1909). The Williamsonians of the Mixteca Alta. *Botanical Gazette, 48,* 427-411.

Zepeda-Martínez, M., Martini, M. & Solari, L. (2018). A major provenance change in sandstones from the Tezoatlán basin, southern Mexico, controlled by Jurassic, sinistral normal motion along the Salado River fault: implications for the reconstruction of Pangea. *Journal of South American Earth Sciences, 86,* 447–460.

Zepeda-Martínez, M., Martini, M., Solari, L. A. & Mendoza-Rosales, C. C. (2021). Reconstructing the tectono-sedimentary evolution of the Early–Middle Jurassic Tlaxiaco Basin in southern Mexico: new insights into the crustal attenuation history of southern North America during Pangea breakup. *Geosphere, 17*(4), 1294-1317.

Zepeda-Martínez, M. y Martini, M. (2024). La fragmentación de Pangea en el sur de México y sus posibles efectos sobre los ambientes naturales del Jurásico y sus ecosistemas. En Velasco de León (Ed.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México* (pp. 49-79), UNAM-FES Zaragoza.

19 Origen del Golfo de México

Joel Rosales Rodríguez

Sumario

19.1. Resumen
19.2. Abstract
19.3. Introducción
19.4. Corteza continental y oceánica del Golfo de México
19.4.1. Corteza continental del margen del Golfo de México
19.4.1.1. Corteza continental transicional del Golfo de México
19.4.2. Corteza oceánica del Golfo de México
19.4.2.1. Límite tectónico de la corteza oceánica
19.5. Rompimiento continental (*rifting*)
19.5.1. Sedimentación presal y capas rojas
19.5.2. Depósito de evaporitas
19.5.3. Evolución del margen continental del Golfo de México
19.5.3.1. Modelos de márgenes volcánico y no volcánico del Golfo de México
19.6. Expansión de la corteza oceánica del Golfo de México
19.7. Conclusiones
19.8. Autoevaluación
19.9. Bibliografía

19.1 Resumen

El origen del Golfo de México es un tema de controversia en la comunidad geocientífica, principalmente debido a la actualización de los conceptos geológicos de rompimiento continental, así como la continua actualización de los datos y métodos geofísicos para la integración e interpretación de la información adquirida.

Las características litológicas de la corteza continental del margen del Golfo de México se interpretan a partir de la correlación de las velocidades sísmicas con las rocas del basamento granítico cortadas por pozos petroleros cercanos a la línea de costa; mientras que, las propiedades litológicas de la corteza oceánica se interpretan únicamente a partir de la relación entre velocidades sísmicas y mineralogía de las rocas ígneas, y se definen como gabros, principalmente.

La formación del Golfo de México es definida por dos etapas tectónicas, la primera etapa asociada al rompimiento continental ocurrida durante Triásico tardío-Jurásico medio, seguida por la etapa tectónica de expansión del piso oceánico que inicia a finales del Jurásico medio y termina en el Cretácico temprano.

La primera etapa tectónica de rompimiento continental se caracteriza por los depósitos sedimentarios de capas rojas y evaporitas. Las capas rojas representan los sedimentos continentales sintectónicos depositados en depocentros desarrollados durante el Triásico superior y Jurásico inferior, debido a la tectónica distensiva. Las evaporitas representan la invasión marina al final del rompimiento continental, durante el Jurásico medio.

La culminación del rompimiento continental se define por el inicio de la expansión del piso oceánico del Golfo de México, ocurrida entre Jurásico superior y Cretácico inferior. El inicio de la expansión del piso oceánico está relacionado con el depósito de los sedimentos continentales y marinos someros del Jurásico tardío.

Con base en los modelos de evolución de márgenes continentales durante el rompimiento continental, en el Golfo de México se documenta la actividad magmática durante la fase final del rompimiento continental, asociado a un modelo de margen continental volcánico. En el sur del Golfo de México la Anomalía

Magnética de Campeche se modela bajo en contexto de un margen continental no volcánico. Ambos modelos de margen continental sugieren una variación tectónica para la apertura del Golfo de México.

19.2 Abstract

The origin of the Gulf of Mexico is a topic of controversy in the geoscientific community, mainly due to the updating of geological concepts related to continental breakup, as well as the continuous updating of geophysical data and methods for the integration and interpretation of the acquired information.

Lithological characteristics of the crust in the Gulf of Mexico continental margin are interpreted from seismic velocities and igneous rocks relationship, correlated with the granitic basement cut by oil wells near the coastline; on the other hand, the lithological properties of the oceanic crust are interpreted solely from the relationship between seismic velocities and mineralogy of igneous rocks, and are mainly defined as gabbros.

The Gulf of Mexico formation is defined by two tectonic stages, the first stage associated with continental breakup that occurred during the late Triassic-Middle Jurassic, followed by the tectonic stage of ocean floor expansion that begins at the end of the Middle Jurassic and ends of early Cretaceous.

The first tectonic stage of continental breakup is characterized by sedimentary deposits of red sediments and evaporites. The red sediments represent the syntectonic continental sediments deposited in depocenters developed during the Late Triassic and Early Jurassic, due to distensional tectonics. The evaporites represent the marine invasion at the end of the continental breakup, during the Middle Jurassic.

The continental breakup culmination is defined by the beginning of oceanic floor expansion of the Gulf of Mexico, occurred between the Upper Jurassic and Lower Cretaceous. The beginning of the expansion is related to the deposition of continental and shallow marine sediments of the late Jurassic.

Based on models of continental margins evolution during continental breakup, magmatic activity is documented in the Gulf of Mexico during the end of continental breakup phase, associated to volcanic continental margin model. In the southern Gulf of Mexico, the Campeche Magnetic Anomaly is modeled under the context of a non-volcanic continental margin. Both continental margin models suggest a tectonic variation for the opening of the Gulf of Mexico.

19.3 Introducción

A pesar de la cantidad de información geológica, geofísica y geoquímica adquirida en el Golfo de México y sus márgenes, los modelos relacionados con su origen y evolución son debatibles, principalmente por la ubicación y duración de los procesos físicos interpretados en cada uno de ellos. Por lo que, para hablar del origen del Golfo de México se requiere la integración de datos geológicos, geofísicos y geoquímicos, en los modelos dinámicos de placas tectónicas, sin perder de vista la incertidumbre de los datos y métodos, o bien de la incertidumbre colectiva de los modelos desarrollados. Cada modelo puede representar parte del entendimiento del complejo rompecabezas que representa el origen y evolución del Golfo de México.

La continua adquisición y procesado de la información geológica, geofísica y geoquímica del Golfo de México se debe a su importancia petrolera, por lo que estas actividades son propias de la industria petrolera, así como de las compañías y consorcios en los cuales participan (con institutos de investigación y universidades), por lo tanto, la mayor parte de la información y resultados de su procesamiento son de carácter confidencial.

De manera general, los modelos sobre el origen del Golfo de México consideran la relación espacial y temporal del depósito de los sedimentos continentales (capas rojas) y la sal, así como el ajuste tectónico entre Norteamérica y bloque de Yucatán, para interpretar el rompimiento continental y expansión del piso oceánico. Recientemente, algunos modelos de rompimiento continental incluyen los conceptos y características de márgenes continentales volcánico y no volcánico, para explicar su evolución a partir de la configuración actual de la

corteza continental "transicional", próxima a su límite con la corteza oceánica, bajo el contexto de la relativa actividad magmática previa a la generación de corteza oceánica, relacionada sus las velocidades de expansión.

En el presente capítulo se mencionan los elementos tectónicos que han ayudado a interpretar los procesos geológicos de rompimiento continental, configuración de la corteza continental transicional y el proceso de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México.

La historia geológica del Golfo de México puede definirse por dos etapas tectónicas principales: i) etapa de rompimiento continental (*rifting*) durante el Triásico tardío-Jurásico medio y ii) y etapa de expansión de la corteza oceánica durante el Jurásico medio-Cretácico temprano (Marton y Buffler, 1994; Bird *et al.*, 2005; Pindell y Kennan, 2009; Kneller y Johnson, 2011; Hudec *et al.*, 2013; Christeson *et al.*, 2014; Eddy *et al.*, 2014; Nguyen y Mann, 2016; Pindell *et al.*, 2016; Lundin y Doré, 2017; Filina *et al.*, 2022; Nawaz-Bugti, 2022). La primera etapa tectónica del origen del Golfo de México se caracteriza por depósito de rocas sedimentarias continentales, "capas rojas", del Triásico superior y Jurásico inferior, y depósito de rocas evaporíticas en la parte final de la etapa, durante el Jurásico medio (Pindell, 1985; Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994; Nawaz-Bugti, 2022). Recientemente, algunos autores sugieren, que durante esta etapa de rompimiento continental, la actividad tectónica y magmática, responsables de la configuración actual del margen continental del Golfo de México, pudo generar el depósito de coladas de basaltos, así como el emplazamiento de cuerpos intrusivos en la cercanía con el límite tectónico de la corteza oceánica, sin embargo, su presencia únicamente se define a partir de la interpretación de datos geofísicos, como sísmica de reflexión, refracción y campos potenciales. Por otro lado, la segunda etapa tectónica, además de la corteza oceánica del golfo, se caracteriza por el depósito de sedimentos continentales y marinos someros del Jurásico tardío.

En ambas etapas tectónicas, las características litológicas de la corteza continental y corteza oceánica son un elemento crucial para su interpretación.

Con base en lo anterior, el presente capítulo se divide en tres secciones, la primera sección está relacionada con las características litológicas y sísmicas de la

corteza continental y corteza oceánica del Golfo de México y sus márgenes, la segunda sección con la etapa tectónica de rompimiento continental (*rifting*), y la tercera sección con la expansión de la corteza oceánica del Golfo de México.

19.4 Corteza continental y oceánica del Golfo de México

Las características litológicas de la corteza continental del margen del Golfo de México se interpretan a partir de las rocas del basamento cortadas por pozos petroleros, cercanos a la actual línea de costa del golfo, así como de las rocas del basamento que afloran en la porción continental de México, Estados Unidos de América, Cuba, Belice y parte de Guatemala. Sin embargo, la relación entre las velocidades sísmicas con la mineralogía de las principales rocas ígneas que constituyen la corteza continental permite extrapolar las características de las rocas del basamento en el Golfo de México.

Dado a que no se cuenta con evidencias directas de la composición de la corteza oceánica del Golfo de México, sus características litológicas se interpretan a partir de las velocidades de sísmica de refracción reportadas, así como de los resultados de modelado magnético y gravimétrico.

19.4.1 Corteza continental del margen del Golfo de México

La composición de la corteza del margen del Golfo de México se ha definido a partir de afloramientos de rocas ígneas en México, así como de núcleos de basamento recuperados en pozos terrestres, principalmente, en el subsuelo de México y Estados Unidos. En el noreste del Golfo de México las rocas ígneas de la corteza continental corresponden con granitos del Paleozoico Inferior y Superior, así como granodioritas Precámbricas. Los granitos del Paleozoico tardío son reportados al sur de los estados de Misisipí y Alabama por el pozo Amoco-Saga No. 1 (Figura 19.1), datados en 272±10 Ma, Pérmico (Woods *et al.*, 1991). Estos granitos se ubican en el bloque de basamento del Alto Wiggins, en el que también se reportan granodioritas Precámbricas, 709±25 Ma, (Winker y Buffler, 1988; Woods *et al.*, 1991). Los granitos del Paleozoico inferior son reportados en

pozos al oeste de Florida y no cuentan con dataciones, sin embargo, algunos autores los ubican en el Cámbrico (Woods *et al.*, 1991; Marton, 1995). Al oeste de la Plataforma de Florida, también se reportan riolitas Ordovícicas, cortadas por los pozos Charlotte Harbor-672 y 625, así como, riolitas Carboníferas, cortadas por los pozos Texaco-100-1 y Tenneco's 672, en el primer pozo estas rocas se ubican en el Misisipiano (Carbonífero inferior) mientras que en el segundo pozo estas rocas fueron datadas isotópicamente en 316±11 Ma, ubicándose en el Pensilvaniano (Carbonífero superior) (Marton, 1995).

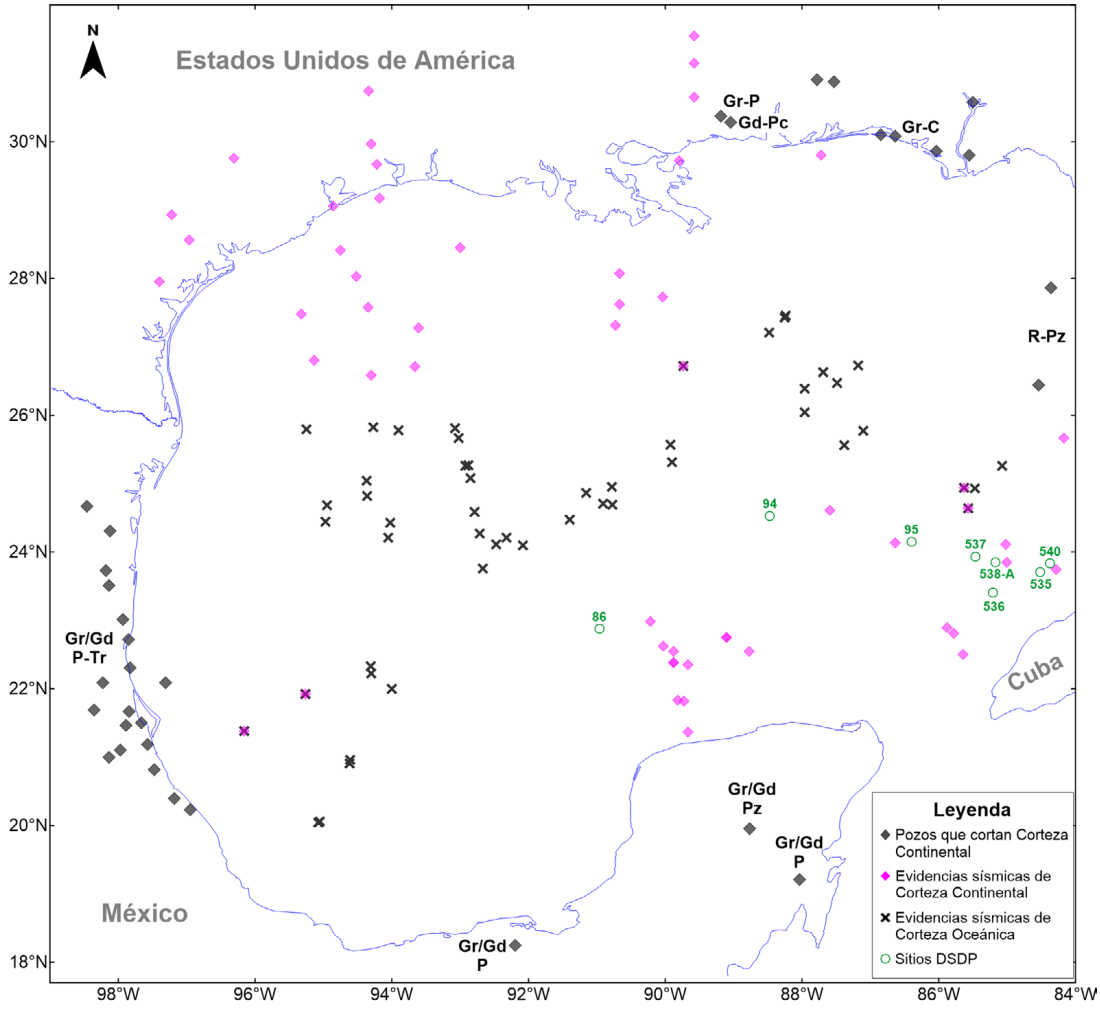


Figura 19.1. Evidencias directas e indirectas de las rocas ígneas de la corteza del Golfo de México y sus márgenes, las evidencias sísmicas fueron definidas a partir del análisis de las velocidades sísmicas reportadas por estudios de sísmica de refracción. Gr-granito, Gd-granodiorita, R-Riolita, P-Pérmico, T-Triásico, C-Cámbrico, Pz-Paleozoico, Pc-Precámbrico.

En el margen oeste del Golfo de México, las rocas del basamento corresponden a granitos y granodioritas del Pérmico-Triásico. Afloran en el área de Acatita-Delicias (Coahuila) y se describen como granodioritas con edades entre 256±21 y 266±20 Ma, Pérmico medio-superior, similares a las edades obtenidas para las rocas graníticas de afloramientos de Altotonga (Veracruz), de 246±7 y 252±20 Ma del Triásico medio y Pérmico superior (López-Infanzón, 1986). En el subsuelo del margen oeste del Golfo de México algunos pozos reportan granitos y granodioritas del Pérmico-Triásico. A pesar de que las dataciones son principalmente para granodioritas, los granitos del sur de la cuenca de Burgos y cuenca Tampico-Misantla se ubican dentro del Pérmico-Triásico (Sánchez, 1961; Marton, 1995; Ortiz-Ubilla, 2006). Jacobo (1986) considera que las edades de los granitos del área de Poza Rica son similares a las edades de recalentamiento de las rocas polimetamórficas que intrusionan, entre 223±18 y 276±22 Ma del Triásico superior-Pérmico inferior. Los granitos datados en el pozo Cupelado-1 arrojan una edad de 208±10 Ma, Triásico superior (Jacobo, 1986) y se ubica en el extremo sur de las localidades que han cortado las rocas ígneas de la corteza continental sobre el margen oeste del Golfo de México.

A partir de la correlación entre las anomalías magnéticas y la litología del basamento, Jacobo (1986) interpreta que las rocas graníticas del margen oeste del Golfo de México están distribuidas a lo largo de una franja orientada NW-SE, limitada al sur por el Eje Neovolcánico y al este por una falla transformante (Marton, 1995; Jacobo, 1997, citado en Grajales, 1999).

Finalmente, en el margen sur-sureste del Golfo de México las rocas ígneas de la corteza continental cortadas por los pozos Cobo-301 y Quintana Roo-1 se definen como intrusivos graníticos de 285 Ma, del Pérmico inferior (López-Infanzón, 1986). En el Macizo de Chiapas la edad de algunos de los intrusivos graníticos varían entre 219 y 242 Ma, Triásico medio-superior (López-Infanzón, 1986), sin embargo, se tiene evidencia de intrusivos graníticos del Ordovícico (Paleozoico inferior) y Pérmico-Triásico (Olivas, 1953; Fries *et al.*, 1974; Pantoja-Alor *et al.*, 1974; López-Infanzón, 1986; Padilla y Sánchez, 2007; Pompa, 2009). Estas edades reportadas para el Macizo de Chiapas son similares a las consideradas para las rocas graníticas del subsuelo y afloramientos de Belice (López-Ramos, 1973; Woods *et al.*, 1991; Marton, 1995). En el pozo Yucatán-1 se cortaron riolitas de

edad probable de 410 Ma (Devónico Inferior), contemporáneas con las riolitas cortadas en la Plataforma de Florida (López-Ramos, 1973).

19.4.1.1 Corteza continental transicional del Golfo de México

La corteza continental transicional del Golfo de México corresponde a la corteza continental afectada tectónicamente durante el rompimiento continental, caracterizada por una disminución en su espesor hacia la corteza oceánica, fallas y bloques de corteza rotados, puede estar intrusionada o modificada magmáticamente, principalmente en la proximidad del límite corteza oceánica-corteza continental, y en algunas áreas con corteza continental inferior exhumada o manto exhumado (Buffler y Sawyer, 1985; Sawyer *et al.*, 1991; Marton, 1995; Filina *et al.*, 2022). Debido a que no se cuenta con evidencias directas de las rocas ígneas que la constituyen, su distribución y características litológicas se interpretan principalmente a partir de velocidades sísmicas reportadas en trabajos previos (Ewing *et al.*, 1955; Hales *et al.*, 1970; Ervin y McGinnis, 1975; Ladd *et al.*, 1976; Ibrahim *et al.*, 1981; Shaub *et al.*, 1984; Mickus y Keller, 1992; Chulick y Mooney, 2002). De esta manera, en el margen continental del Golfo de México, se definen velocidades sísmicas asociadas a la corteza continental (superior e inferior) y manto superior, sin embargo, también se definen velocidades sísmicas altas bajo la corteza continental, principalmente en áreas cercanas al límite tectónico con la corteza oceánica.

La capa superior de la corteza continental en el margen del Golfo de México es representada por las velocidades sísmicas entre 5.5 y 6.3 km/s (Figura 19.2), dentro del rango de las velocidades sísmicas de granitos o granodioritas, y correlacionables con la litología del basamento cortado por los pozos terrestres. Los espesores de esta capa en la parte norte varían de 5.4 a 13.0 km, mientras que en el sur entre 1.5 a 7.0 km. En la mayor parte de los puntos donde se reportan las velocidades sísmicas de la capa superior de la corteza continental, subyaciendo se reportan velocidades sísmicas entre 6.4 y 6.94 km/s, que corresponden con las velocidades de las rocas máficas de la capa inferior de la corteza continental, cuyos espesores en la parte norte del golfo varían entre 4.8 y 21.0 km, mientras que en el sur varían entre 5.1 y 9.9 km/s.

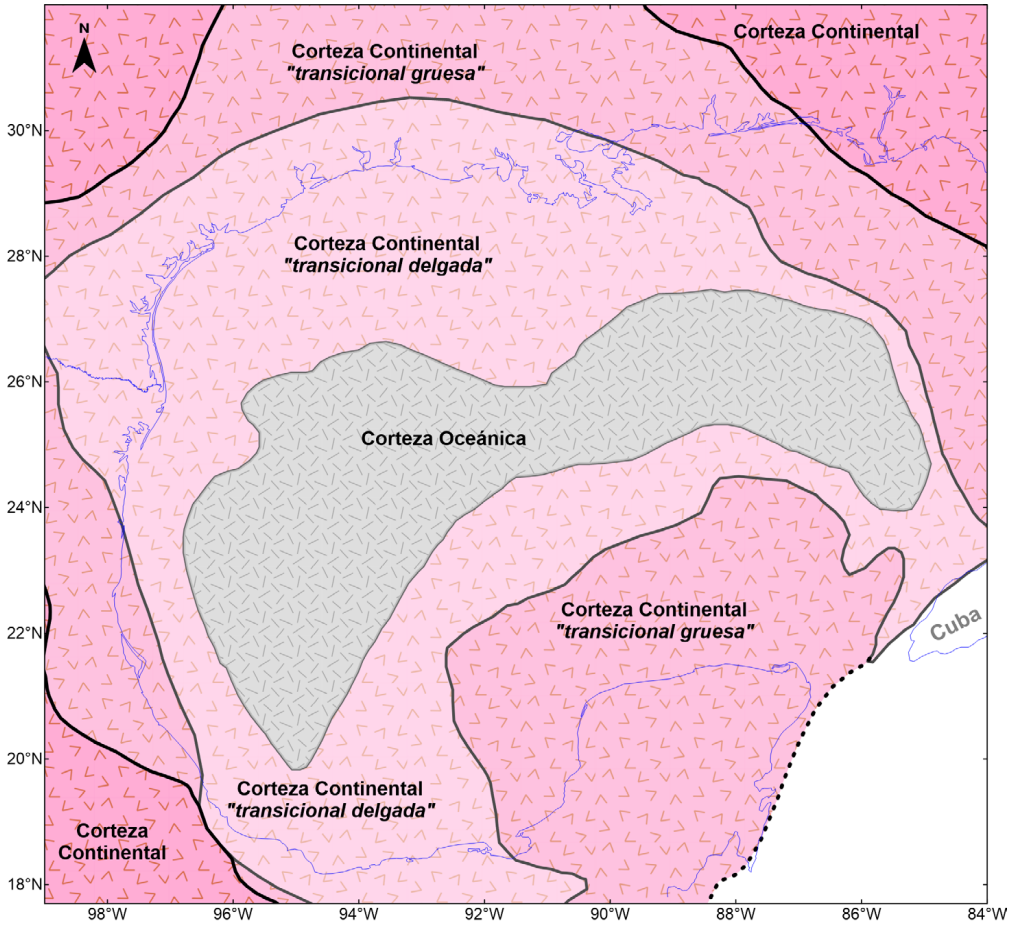


Figura 19.2. Distribución de la corteza continental, corteza continental "transicional" y corteza oceánica del Golfo de México. El límite de la corteza continental y continental transicional es tomado de Sawyer *et al.* (1991, citado en Salvador, 1991), mientras que el límite de la corteza oceánica es tomado de (Rosales-Rodríguez *et al.*, 2014).

En el margen sur del Golfo de México se cuenta con pocos datos de velocidades sísmicas del manto y varían entre 8.0-8.2 km/s, aunque se reportan algunos valores de 7.9 y 8.3 km/s. Mientras que, en el margen norte del golfo las velocidades sísmicas del manto son de 8.0 y 8.3 km/s. En el sureste de Texas las velocidades del manto llegan a los 8.4 km/s.

19.4.2 Corteza oceánica del Golfo de México

Actualmente, no se cuenta con evidencias directas de la litología y distribución de la corteza oceánica del Golfo de México, sin embargo, sus características

litológicas se interpretan con base en la correlación entre velocidades sísmicas y resultados de modelado de datos potenciales; mientras que, su distribución se ha hecho con base a trabajos regionales de integración estratigráfica, sísmica de reflexión, sísmica de refracción, gravimetría y magnetometría, incluyendo los procesos o filtros realizados a los métodos potenciales.

La litología y estratificación de la corteza oceánica del Golfo de México se interpretan a partir de la relación entre las velocidades sísmicas con la mineralogía de las rocas ígneas que la constituyen, así como de los rangos de velocidades sísmicas definidas para las capas de la corteza oceánica (Figura 19.3). Para ello se integraron y analizaron las velocidades de sísmica de refracción adquiridas en distintas campañas en el Golfo de México (Ewing *et al.*, 1955; Hales *et al.*, 1970; Ervin y McGinnis, 1975; Ladd *et al.*, 1976; Ibrahim *et al.*, 1981; Shaub *et al.*, 1984; Mickus y Keller, 1992; Chulick y Mooney, 2002), diferenciándose velocidades sísmicas dentro del rango de los basaltos de la corteza superior y dentro del rango de los gabros de la corteza inferior.

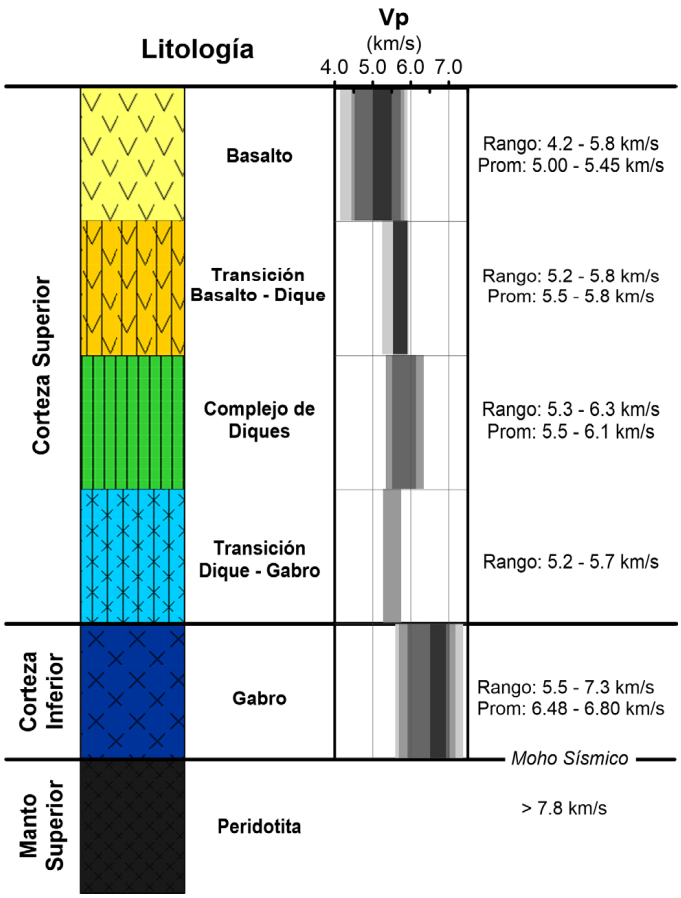


Figura 19.3. Propiedades sísmicas de las capas de la corteza oceánica integrada de los resultados de los programas DSDP, ODP, IODP. Las barras de color gris a negro indican los rangos de velocidades medidas en cada uno de los tipos de roca (Tomada de Rosales-Rodríguez, 2014).

Las velocidades sísmicas identificadas en el rango de los basaltos varían entre 4.4 y 5.1 km/s, y son menores al rango promedio de las velocidades sísmicas de los basaltos (5.0-5.45 km/s). Estas velocidades son reportadas tanto en el margen continental como en aguas profundas. En la cuenca Apalachicola y Cañón de Soto, sobre el margen del norte del Golfo de México, las profundidades de estas velocidades sísmicas corresponden a las secuencias carbonatadas Mesozoicas (Dobson y Buffler, 1997; Mancini *et al.*, 2001). En el borde norte-noreste de la Plataforma de Yucatán las velocidades sísmicas entre 4.6 y 5.1 km/s corresponden a los carbonatos del Cretácico Inferior-Medio cortados en los sitios 86, 94 y 95 del DSDP (Worzel *et al.*, 1970). Al noreste de la Plataforma de Yucatán y noroeste de Cuba (Figura 19.1), en la parte profunda del Golfo de México, los sitios 535, 536, 537, 538A y 540 del DSDP cortaron carbonatos del Cretácico inferior-medio con velocidades sísmicas medidas entre 3.2 y 4.71 km/s (Buffler *et al.*, 1984).

Sobre el margen norte del Golfo de México los espesores de esta capa relacionada con los basaltos varían entre 1.8-3.0 km, menores a los del margen noroeste, entre 5.4 y 9.0 km. En el borde de la plataforma de Yucatán los espesores son entre 0.5 y 3.9 km. En la parte profunda del golfo los espesores para esta capa varían entre 2.2 y 5.1 km, como se reportan en transectos regionales (Salvador, 1991).

De acuerdo con lo anterior, la capa superior de la corteza oceánica (basaltos) podría estar ausente en el Golfo de México o bien no estar diferenciada por sísmica de refracción debido a que sus velocidades son similares a las velocidades de las secuencias carbonatadas que le sobreyacen. Esta diferenciación podría ser hecha a partir del análisis detallado de sísmica de reflexión.

La capa inferior de la corteza oceánica está representada por velocidades sísmicas entre 6.1 y 6.9 km/s, asociadas con gabros, cuyos espesores varían entre 2.55 y 7.2 km. Se observan diferencias en las velocidades sísmicas entre la porción occidental y oriental de la corteza oceánica del Golfo de México. En la porción occidental las velocidades sísmicas oscilan entre 6.1 y 6.7 km/s, predominando los valores de 6.6-6.7 km/s; mientras que, en la porción oriental las velocidades sísmicas son de 6.8-6.9 km/s.

19.4.2.1 Límite tectónico de la corteza oceánica

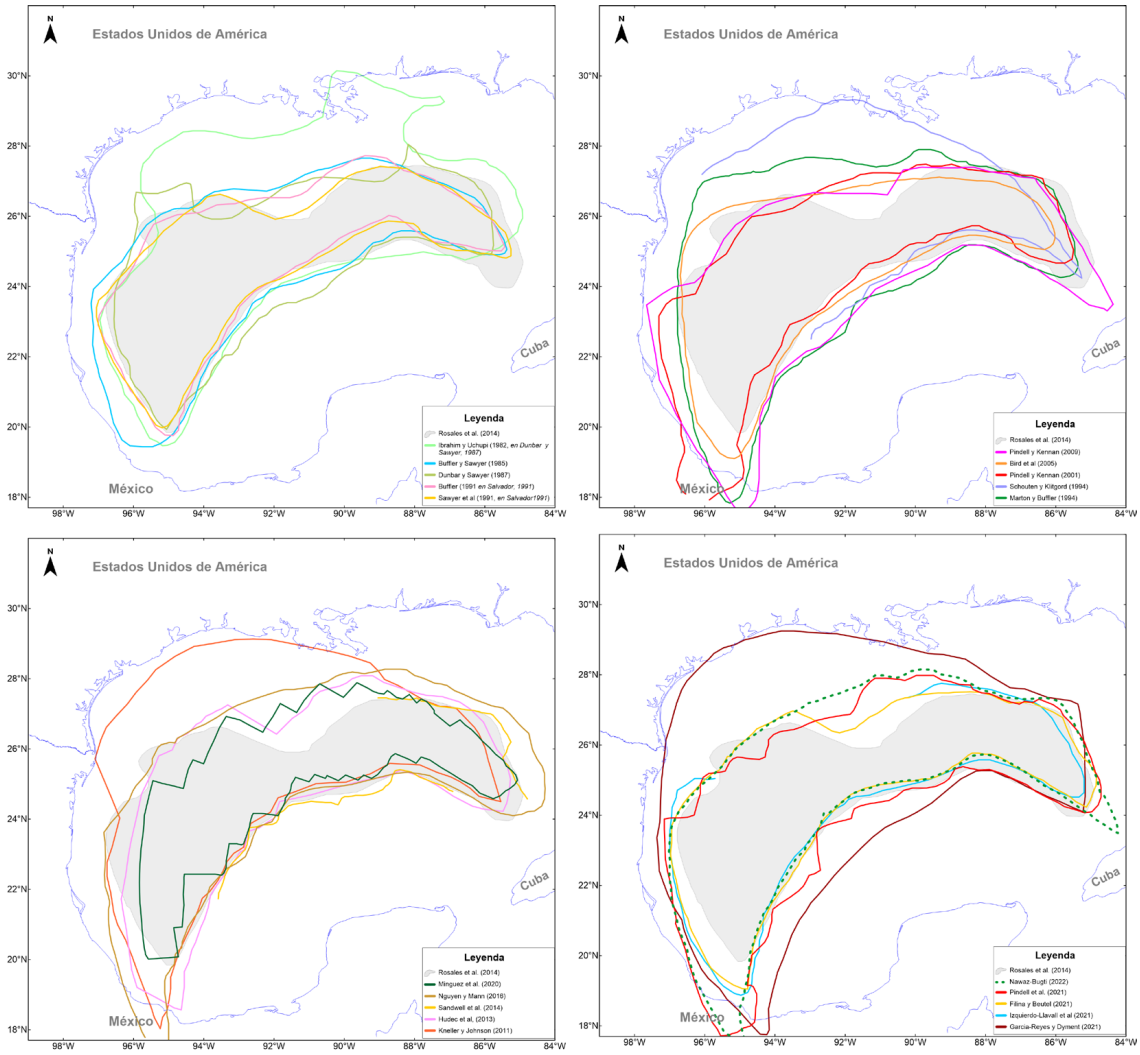


Figura 19.4. Límites tectónicos de la corteza oceánica del Golfo de México, definidos a partir del análisis e integración de métodos geofísicos. El polígono en color gris corresponde con el área de corteza oceánica usada en los modelos de margen volcánico y no volcánico del sur del Golfo de México.

El límite tectónico de la corteza oceánica-corteza continental transicional del Golfo de México se ha definido con base en distintos datos y métodos geofísicos, por lo tanto, existen variaciones en su geometría, principalmente en la porción norte (Figura 19.4). Para delimitar la extensión de la corteza oceánica del Golfo de México se ha utilizado el análisis y modelado de datos gravimétricos y magnéticos (Sawyer *et al.*, 1991; Pindell y Erikson, 1994; Schouten y Klitgord, 1994;

Bird *et al.*, 2005; Seton *et al.*, 2012; Hudec *et al.*, 2013; Sandwell *et al.*, 2014; Rosales-Rodríguez *et al.*, 2014; Nguyen y Mann, 2016; Lundin y Doré, 2017; Deighton *et al.*, 2017; Minguez *et al.*, 2020; Filina y Beutel, 2021; García-Reyes y Dyment, 2022; Nawaz-Bugti, 2022), el análisis de datos de sísmica de refracción (Sawyer *et al.*, 1991; Marton y Buffler, 1994; Pindell, 1994; Bird *et al.*, 2005; Christeson *et al.*, 2014; Eddy *et al.*, 2014; Rosales-Rodríguez *et al.*, 2014; Nawaz-Bugti, 2022), así como, la integración geológico-geofísica a través de perfiles regionales de sísmica de reflexión para interpretar la sismoestratigrafia del Golfo de México (Salvador, 1991; Sawyer *et al.*, 1991; Pindell y Erikson, 1994; Bird *et al.*, 2005; Hudec *et al.*, 2013; Nawaz-Bugti, 2022).

En este capítulo, es utilizado el límite de la corteza oceánica definido por Rosales-Rodríguez *et al.* (2014; Figura 19.2 y Figura 19.4), a partir de velocidades de sísmica de refracción, distribución de las anomalías magnéticas, anomalías gravimétricas y derivada horizontal total de la gravedad isostática (Odegard, 2005; Román-Ramos *et al.*, 2008).

19.5 Rompimiento continental (*rifting*)

La etapa de rompimiento continental o *rifting* representa el proceso de extensión de la Litosfera continental (manto superior litosférico y corteza continental) previo a la expansión del piso oceánico. En el Golfo de México la etapa de rompimiento continental inicia en el Triásico temprano y termina en el Jurásico medio (Pindell, 1985; Winterer, 1991; Adatte *et al.*, 1996), contemporánea con la actividad distensiva de la Provincia Magmática del Atlántico Central del Este de Norteamérica (Marzoli *et al.*, 2018).

Algunas evidencias tectónicas de esta etapa de rompimiento continental es la configuración de bloques altos y bajos relativos de basamento (horts y grabens), configurados en las áreas marinas y continentales del margen del Golfo de México, así como las secuencias sedimentarias sintectónicas (capas rojas) acumuladas en los depocentros desarrollados por la dinámica del basamento y las secuencias evaporíticas depositadas al final del rompimiento, principalmente a lo largo del margen continental, próximo al límite con la corteza oceánica.

Las estructuras de horst y grabens se han interpretado en la porción marina del norte y sur del Golfo de México, y en la Cuenca Tampico-Misantla, al oeste del Golfo de México. Al este de Texas, Stern y Dickinson (2010) interpretan una cuenca con borde de *rift* (alto de basamento), como resultado de la tectónica distensiva del Jurásico Tardío. Algunos autores han identificado la estructura de basamento denominada el Alto de Baha, al Este de Texas, en aguas profundas del noroeste del Golfo de México (Peel *et al.*, 1995; Trudgill *et al.*, 1999; Hudec *et al.*, 2013). El Alto de Baha se caracteriza por una región de 500 km de longitud y un relieve de 3 km (Hudec y Norton, 2019), y se ubica en la provincia geológica del Cinturón Plegado Perdido (Figura 19.5), tanto en territorio estadounidense como mexicano del Golfo de México.

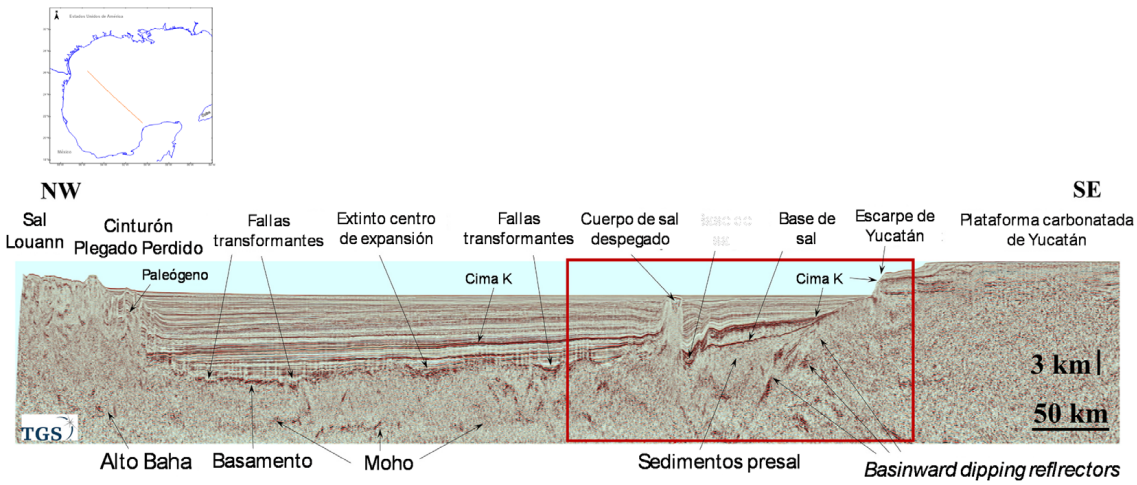


Figura 19.5. Principales características tectónicas del Golfo de México (Tomada de Filina *et al.*, 2022).

El Alto de Baha se ha interpretado como un bloque de corteza continental rotado durante el rompimiento continental (Fiduk *et al.*, 1999), así mismo se interpreta como un margen de corteza continental hiperextendida o manto exhumado (Pindell *et al.*, 2016). Sin embargo, las velocidades sísmicas de la corteza en el Alto de Baha son correlacionables con rocas ígneas de corteza oceánica (Nakamura *et al.*, 1988; Fiduk *et al.*, 1999). Hudec *et al.* (2020) sugiere que el Alto de Baha es una cordillera volcánica formada al inicio de la expansión del piso oceánico, como parte de la transformante del margen del margen del Golfo

de México. Por su parte, Hudec y Norton (2019) y Hudec *et al.* (2020) mencionan que la formación de este alto de basamento fue previa al depósito de la sal.

Filina y Beutel (2021) consideran que la morfología del basamento en el norte de la Península de Yucatán (Figura 19.5) corresponde a la etapa final del rompimiento continental y fase inicial de la expansión del piso oceánico, aunque se requieren más estudios de geología y geofísica.

Además de la configuración de los bloques de basamento, en horst y grabens, el depósito de las capas rojas y la sal, son elementos utilizados en la interpretación del rompimiento continental, ya sea como sedimentos continentales depositados en los depocentros o grabens (Woods y Addington, 1973), o bien evaporitas depositadas previo a la expansión del piso oceánico. Sin embargo, la distribución espacial y duración de la sedimentación aún son temas de discusión, debido a la escasa información de edades de las unidades estratigráficas en todo el margen del Golfo de México.

19.5.1 Sedimentación presal y capas rojas

La sedimentación presal corresponde a los sedimentos continentales denominados "capas rojas", de edad previa al depósito de la sal Jurásica y se reportan en el margen del Golfo de México. En el margen norte del Golfo de México la secuencia sedimentaria continental asociada el relleno de depocentros desarrollados durante el rompimiento continental es representada por la Formación Eagle Mills (Figura 19.6a) (Snedden y Galloway, 2019), cortada por varios pozos (Figura 19.6b) (Salvador, 1991) y depositada entre el Triásico tardío e inicios del Jurásico temprano (~237 Ma), mientras que, en el margen oeste del golfo, en la cuenca Tampico-Misantla esta secuencia sedimentaria es representada por la Formación Huizachal (Figura 19.6a), depositada en el Triásico tardío-Jurásico temprano (Rueda-Gaxiola 1998, 2004). Rueda-Gaxiola (1998) reporta en el Antoclinorio Huizachal-Peregrina (Figura 19.6b), en los Estados de Tamaulipas y Nuevo León, un miembro vulcano-sedimentario correlacionable con el final del depósito de la Formación Huizachal.

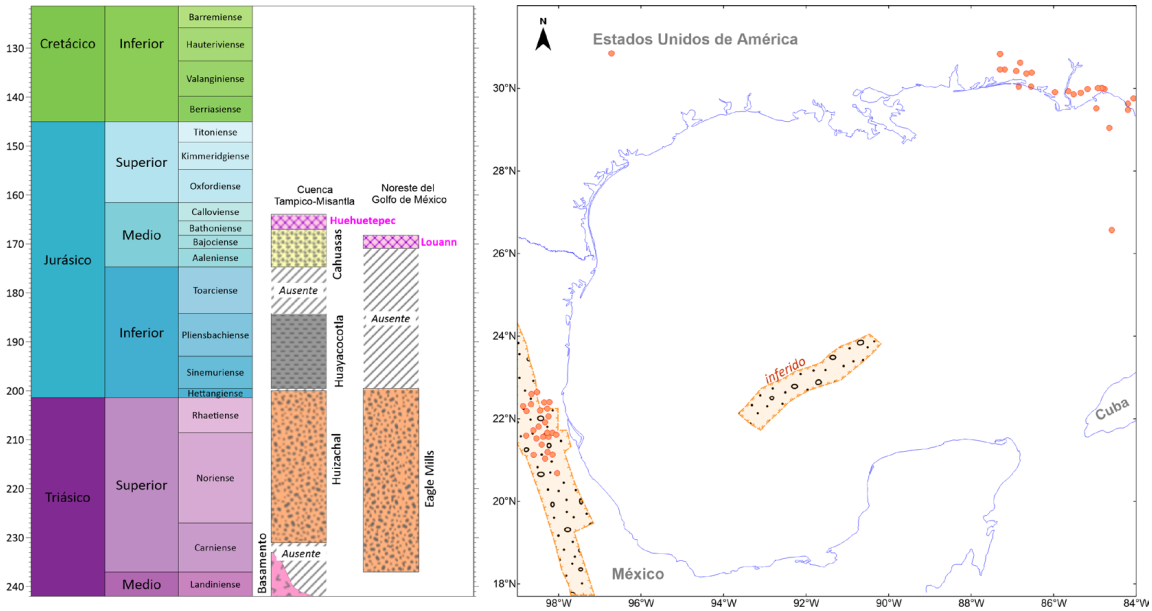


Figura 19.6. a) Estratigrafía del Triásico-Jurásico medio, sedimentación presal (modificada de Filina *et al.*, 2022); b) Distribución de los sedimentos continentales presal cortados por pozos del margen del Golfo de México, indicados por los círculos en color rojo (integrada de Padilla y Sánchez, 2007; Filina *et al.*, 2022).

A lo largo del margen norte y oeste de la Península de Yucatán, a partir de interpretaciones de los diferentes estudios sísmicos, en el subsuelo se interpreta un potente espesor de sedimentos (~5km), depositados previo al depósito de la sal, sedimentación presal (Williams-Rojas *et al.*, 2011; Miranda-Peralta *et al.*, 2014; Saunders *et al.*, 2016; Horn *et al.*, 2017; Steier y Mann, 2019). Con base en estudios sísmicos integrados a modelado magnético y gravimétrico, Filina y Beutel (2021) y Filina *et al.* (2022) también reporta esta secuencia presal en el noroeste de la Península de Yucatán (Figura 19.7).

Debido a la presencia de la sal, en la mayor parte de los estudios sísmicos 3D adquiridos en el Golfo de México no se observa la secuencia sedimentaria presal. Sin embargo, a partir de estudios de modelado de datos potenciales, en el Escarpe Este y Cañón de Alaminos, al noroeste del Golfo de México, se sugiere la presencia de una gruesa capa de sedimentos presal con velocidades sísmicas entre 5.0-5.5 km/s (Eddy *et al.*, 2014), correlacionable con la secuencia presal del oeste de Yucatán. Con base en resultados de modelado gravimétrico Filina

(2019) sugiere que las velocidades de 5.0-5.5 km/s son características de corteza continental, por lo tanto, la secuencia sedimentaria podría estar ausente.

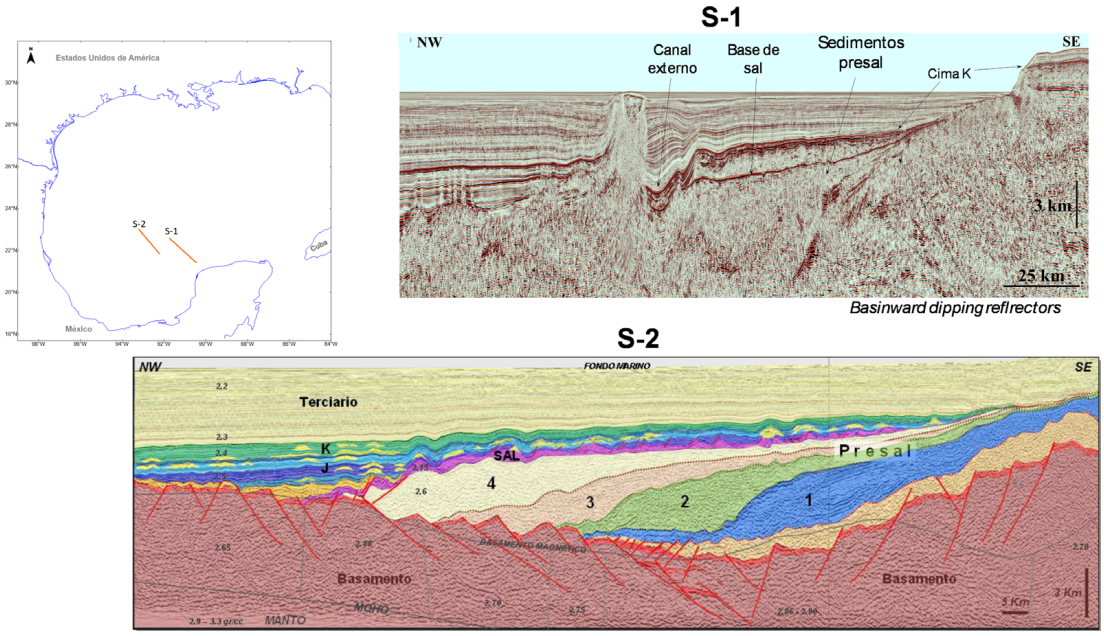


Figura 19.7. Distribución en el subsuelo de los sedimentos continentales presal en el noroeste de la Plataforma de Yucatán (integrada de Filina *et al.*, 2022; Miranda-Peralta *et al.*, 2014).

Como resultado de la integración de datos sísmicos con resultados de modelado magnético y gravimétrico, la secuencia sedimentaria presal también se reporta en el margen oeste de la Península de Florida (Eddy *et al.*, 2014; Liu *et al.*, 2019; Filina y Beutel, 2021).

Sin embargo, un análisis más detallado en los datos sísmicos y potenciales, así como una interpretación bajo el contexto de márgenes continentales podría arrojar resultados que apoyen alguna de las dos hipótesis.

19.5.2 Depósito de evaporitas

La presencia de la sal en el Golfo de México es un elemento estratigráfico-sedimentario importante, utilizado principalmente para indicar la etapa de transición entre la etapa de rompimiento continental (*rifting*) y la etapa de expansión

del piso oceánico (Figura 19.8), que marca la rotación y separación del bloque de Yucatán con respecto a Norteamérica (Salvador, 1991). Sin embargo, algunos autores consideran que la sal fue depositada durante la etapa de rompimiento continental (Hudec *et al.*, 2013; Nguyen y Mann, 2016; Filina y Beutel, 2021) o bien durante la etapa de expansión (Marton y Buffler, 1994; Padilla y Sanchez, 2016; Lundin y Doré, 2017).

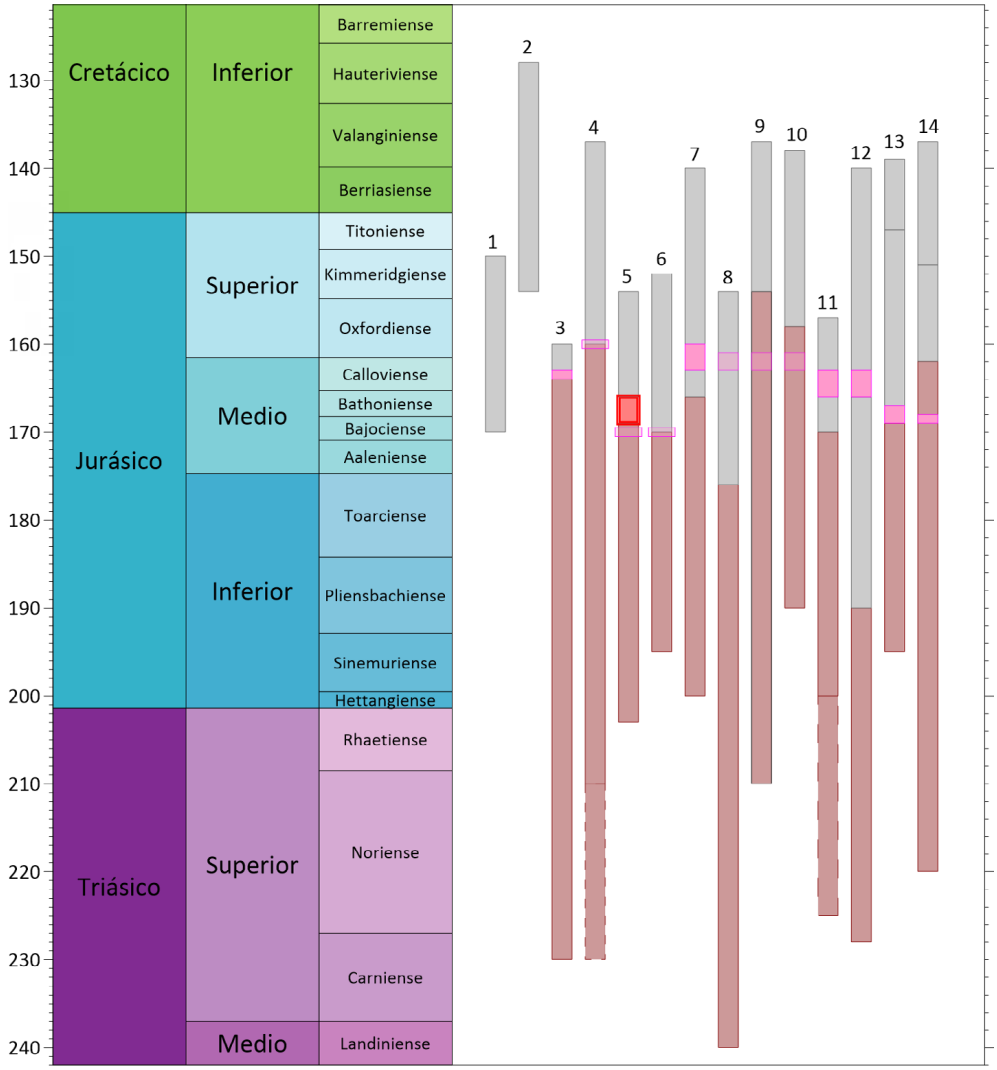


Figura 19.8. Relación temporal de la sal con las etapas tectónicas de rompimiento continental y expansión del piso oceánico del Golfo de México (Modificada de Filina *et al.*, 2022).

La edad de la expansión del piso oceánico con base en la edad del depósito de la sal llega a presentar diferencias entre los modelos (Figura 19.8), debido a los escasos datos de edad de la sal o bien la edad relativa de la sal asignada por correlación estratigráfica. Sin embargo, la sal representa la primera incursión marina después del Pérmico, en la porción continental del margen del Golfo de México, y sobreyace a los depósitos de capas rojas Triásico Tardío y subyace a las formaciones Norphlet y Zuluaga del Jurásico Superior (Oxfordiano ~162 Ma), en el norte y oeste del Golfo de México, respectivamente (Salvador, 1991; Snedden y Galloway, 2019). Con ello, se interpreta que la sal Louann (del norte del golfo) y la sal del Istmo (sur del golfo) fueron inicialmente depositadas en la misma cuenca (Figura 19.9) y separadas por la deriva del bloque de Yucatán (Salvador, 1987).

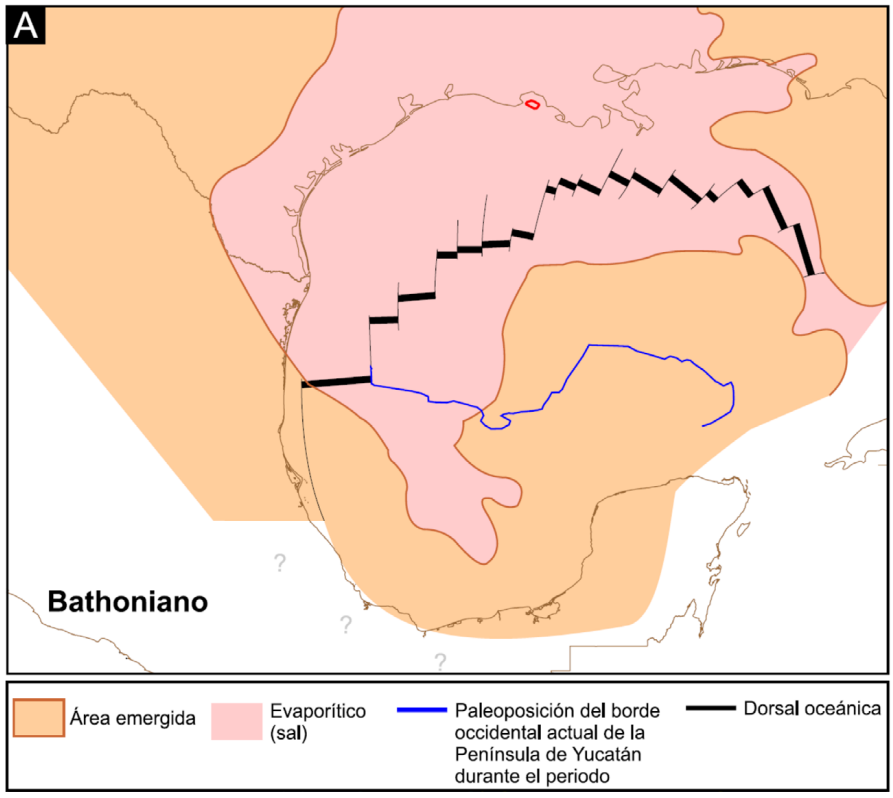


Figura 19.9. Paleogeografía del Jurásico medio Bathoniano (Modificada de Pindell *et al.*, 2021).

Inicialmente, por posición estratigráfica la edad de la sal fue sugerida en el Calloviano-Oxfordiano (Salvador, 1991). Sin embargo, en el sur de Luisiana se encontraron rocas ígneas ultramáficas en domos salinos, que fueron datadas

por isótopos de Sr, obteniendo edades de ~170-168 Ma (Snedden *et al.*, 2019; Peel, 2019; Pindell *et al.*, 2019). En la cuenca de la Popa, en el norte de México, se dataron tres xenolitos arrastrados por los cuerpos de sal, la edad de zircón U-Pb es de 158-154 Ma (Lawton y Amato, 2017).

Warren (2006) sugiere que el depósito de la sal tuvo una duración de 1 Ma, lo cual es consistente con el tiempo de depósito de la sal en el sur del Atlántico (Montaron y Tapponier, 2010) y con estimaciones estratigráficas en la Cuenca Santos de Brasil (Días, 2005). Esta rápida sedimentación de la sal ajusta con las tasas de sedimentación de actuales ambientes salinos (Davison *et al.,* 2012), así como con la duración del depósito de sal del Mioceno superior del Mediterráneo, ~640,000-años (Krijgsman *et al.*, 1999).

Padilla y Sánchez (2016) y Lundin y Doré (2017) con base en la interpretación estratigráfica de la base de la sal como una superficie plana, en las imágenes de sísmica de reflexión, sugiere que se depositó posterior al inicio de la expansión del piso oceánico, que coincide temporalmente con algunos modelos sobre el origen y evolución del Golfo de México (Rowan, 2014; Pindell *et al.*, 2020; Hudec *et al.*, 2020).

Finalmente, además de que la sal es considerada como un elemento estratigráfico temporal, también es un importante elemento tectónico, como límite entre la corteza continental y la corteza oceánica (Hudec *et al.*, 2013). Varios autores consideran que la corteza debajo de la sal alóctona puede ser corteza continental adelgazada, manto exhumado o antigua corteza oceánica (Kneller y Johnson, 2011; Hudec *et al.*, 2013; Eddy *et al.*, 2014; Rowan, 2014; Van Avendonk *et al.*, 2015; Nguyen and Mann, 2016; Padilla y Sánchez, 2016; Pindell *et al.*, 2016; Chávez-Zambrano, 2017; Lundin y Doré, 2017; Filina, 2019; Hudec *et al.*, 2020; Minguez *et al.*, 2020; Pindell *et al.*, 2020; Filina *et al.*, 2022; Rosales-Rodríguez, 2024). Por lo tanto, el tipo de corteza bajo la sal puede ser la clave para entender la evolución del Golfo de México (Filina *et al.*, 2022), principalmente la corteza continental transicional, afectada durante el rompimiento continental, cuyas características composicionales y geométricas pueden ser relacionadas con los modelos de adelgazamiento cortical durante la etapa de rompimiento continental.

19.5.3 Evolución del margen continental del Golfo de México

Cercano al límite corteza continental transicional-corteza oceánica del Golfo de México, las velocidades sísmicas varían entre 7.0 y 7.8 km/s, lo que sugiere ausencia de la corteza continental inferior, sin embargo, estas velocidades pueden sugerir un reemplazo de la corteza continental inferior por intrusiones máficas o intrusiones ultramáficas provenientes del manto, emplazadas durante una etapa distensiva del Golfo de México.

En márgenes continentales las anomalías de velocidades sísmicas (7.2-7.7 km/s), que no corresponden con velocidades sísmicas de la corteza o manto superior, son asociadas a una capa de alta velocidad caracteriza por estar ubicada en la base de la corteza, que se interpreta como el resultado del emplazamiento de rocas máficas/ultramáficas, o bien, a zonas afectadas por procesos de serpentinización del manto superior, debido a la exhumación durante la hiperextensión de la Litosfera durante el rompimiento continental (Mooney *et al.*, 1998; Lau *et al.*, 2006; Anderson, 2007; Labails *et al.*, 2009). La presencia de la capa de alta velocidad en los márgenes continentales, así como su relación espacial con la corteza continental transicional y oceánica, con la geometría de la corteza continental en el margen y de las fallas corticales, y algunas características en la reflectividad sísmica, han sido elementos tectónicos y magmáticos utilizados para el desarrollo de los modelos de margen continental con presencia de volcanismo (margen continental volcánico) y margen continental con ausencia de volcanismo (margen continental no volcánico).

En el margen continental volcánico la corteza continental transicional se caracteriza por una cubierta de flujos de basaltos y varios kilómetros de una gruesa capa de alta velocidad sísmica (7.2-7.6 km/s), esta última es identificada en la base de la corteza continental, cercana al límite corteza continental-corteza oceánica e interpretada como intrusiones de rocas máficas (Mooney y Brocher, 1987; Mooney y Meissner, 1992; Kern *et al.*, 1996; Olsen, 2006; Mutter *et al.*, 1988; Keen-Boutiler, 1995, citado en Mjelde *et al.*, 2007; Kearey *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2002; Mjelde *et al.*, 2009; Allen y Allen, 2013; Becker *et al.*, 2014). En este tipo de margen el magmatismo ocurre al mismo tiempo del rompimiento del manto litosférico. En las áreas de intrusiones máficas (Figura 19.10a), sobre la corteza transicional se interpretan

reflectores sísmicos con echado hacia la corteza oceánica (SDR's: *seaward dipping reflectors*) que son asociados a coladas de lava de basaltos, extruidos durante la fase inicial de la expansión oceánica. Los flujos de basalto son típicamente intercalados con sedimentos y puede exceder 40 km (Paton *et al.*, 2017). Los SDR's son reconocidos en varios márgenes continentales y su naturaleza subárea ha sido documentada por las muestras recuperadas durante las campañas del programa de perforación oceánica *Ocean Drilling Program* (ODP) (Eldholm *et al.*, 1989; Larsen *et al.*, 1994). Los modelos recientes sugieren que los SDR's son controlados por rollover estructuralmente controlados sobre fallas lístricas normales.

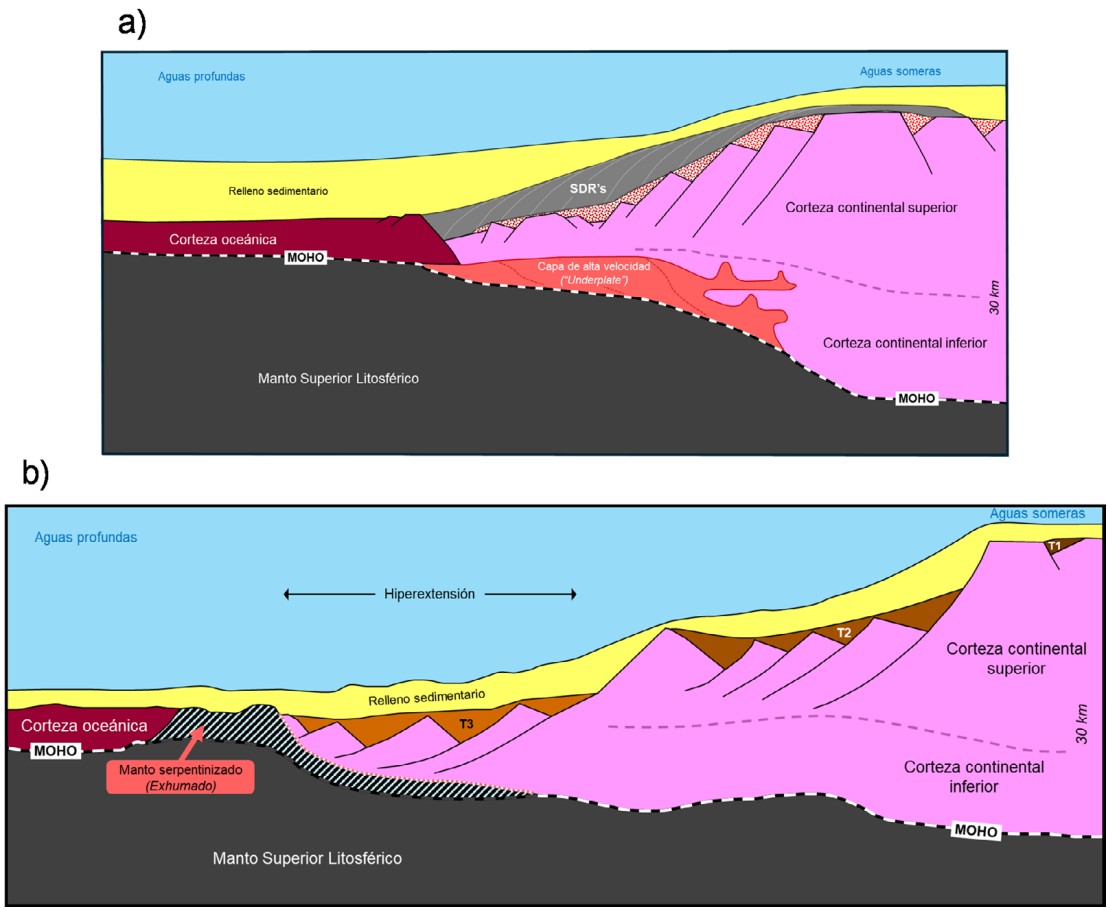


Figura 19.10. Modelos de márgenes continentales a) volcánico o rico en magma y b) no volcánico o pobre en magma; SDR's: seaward dipping reflectors (Modificado de Doré y Lundin, 2015).

La corteza continental transicional al suroeste de Marruecos se caracteriza por una corteza continental superior de velocidades sísmicas entre 5.8 y 6.5 km/s

y una capa inferior con velocidades sísmicas de 7.1-7.2 km/s que se interpreta como cuerpos intrusivos de tipo máfico (Labails *et al.*, 2009).

Por otro lado, en el margen continental no volcánico la corteza continental transicional se caracteriza por velocidades sísmicas entre 4.0 y 6.5 km/s, una anchura de cientos de kilómetros, así como un espesor <3 km para la capa superior de la corteza continental, fallas lístricas de bajo ángulo, además de una capa de altas velocidades sísmicas (7.2-7.7 km/s) en la base de la corteza, interpretada como peridotitas serpentinizadas (Figura 19.10b) debido al contacto de las rocas del manto superior con el agua de mar, durante el periodo de exhumación del manto (Lee *et al.*, 2002; d'Acremont *et al.*, 2005; Mjelde *et al.*, 2007; Lavier *et al.*, 2019). La interpretación de un proceso de serpentinización, previo a la generación de corteza oceánica, la exhumación del manto superior debido a un proceso de hiperextensión de la corteza durante la etapa de rompimiento continental (Péron-Pinvidic *et al.*, 2008; Pérez-Gussinyé, 2013), donde el contacto directo entre las peridotitas y el agua salada, da como resultado un grado de alteración del manto del 100 % y velocidades sísmicas de 7.2-7.7 km/s, como se reporta en el punto ODP 1277 en la cuenca de Terranova (Lau *et al.*, 2006). Un menor grado de serpentinización (35±10 %), como resultado de la hidratación del manto superior, implica que el contacto entre el manto y al agua salada fue a lo largo de fallas o fracturas corticales, por lo tanto, la alteración parcial es únicamente a lo largo de las fallas y se caracteriza por velocidades mayores a 6.9 km/s (Miller y Christensen, 1997, como se citó en Contrucci *et al.*, 2004; Muller *et al.*, 1997; Fowler, 2005; Mjelde *et al.*, 2007).

La ausencia de volcanismo también es asociada con una etapa de rompimiento continental (*rifting*) de larga duración (>15 Ma), así como, una baja o nula actividad magmática (Whitmarsh *et al.*, 2001; Harry *et al.*, 2003; Mjelde *et al.*, 2007; Allen y Allen 2013).

Durante el proceso de serpentinización la densidad aparente de peridotita inalterada de 3.3 g/cm^3 puede ser reducida hasta ~2.6 g/cm^3, (Pickup *et al.*, 1996; Kearey *et al.*, 2002; Maffione *et al.*, 2014).

Miles *et al.* (1996) mencionan que las áreas de serpentinización se caracterizan por anomalías magnéticas de ~100 nT.

19.5.3.1 Modelos de márgenes volcánico y no volcánico del Golfo de México

En el Golfo de México existen varios autores que sugieren elementos tectónicos que sustentan, tanto el modelo de margen continental volcánico, como el de margen continental no volcánico. En el presente capítulo se presentan algunos elementos tectónicos del sur del Golfo de México, interpretados a partir del modelado magnético 2D, que sugieren el desarrollo de margen continental volcánico y no volcánico, así mismo, se sugiere una relación temporal de ambos modelos de margen continental y su relación con los periodos de rompimiento continental sugerido por otros autores.

El desarrollo del modelado magnético 2D se hizo bajo el contexto de los conceptos, características y propiedades geológicas y geométricas de margen continental volcánico y no volcánico, principalmente para modelar el cuerpo que genera la Anomalía Magnética de Campeche, cercana al límite tectónico corteza oceánica-corteza continental del sur del Golfo de México. También se integró la conceptualización del modelo de distribución de las velocidades sísmicas asociadas a la capa de alta velocidad, identificadas en el margen sur de la corteza oceánica del Golfo de México.

El modelo magnético 2D fue construido a partir de datos magnéticos adquiridos a lo largo de un perfil de 365.68 km de longitud, ubicado en el sur del Golfo de México, durante la Campaña Oceanográfica GMET2011, a bordo del Buque Oceanográfico Justo Sierra de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Con base en el carácter regional del modelo, los datos magnéticos fueron filtrados con un filtro pasa_bajas, posteriormente se aplicaron los métodos gráficos Vaquier, Peters y Bruckshaw al regional de la respuesta magnética para el cálculo de la profundidad de la fuente magnética, obteniendo profundidades de 10.0 a 12.5 km, semejantes a las obtenidas mediante señal analítica (Chávez-Zambrano, 2017). En el modelado, se integró la batimetría adquirida, así como el límite de la corteza oceánica-corteza continental y profundidad de la base de la fuente magnética, reportadas por Rosales-Rodríguez *et al.* (2014).

En la porción occidental del perfil no existen variaciones litológicas en las cortezas continental y oceánica (Figura 19.11). Sin embargo, en la porción oriental del perfil, que incluye únicamente corteza continental transicional del margen del Golfo de México, con el modelo se sugieren dos cambios litológicos corticales importantes, el primero corresponde a cuerpos intrusivos en la base de la corteza continental, cercanos al límite tectónico entre corteza continental transicional-corteza oceánica; mientras que, el segundo cambio es asociado a la Anomalía Magnética de Campeche (~110 nT), que se modeló como una zona de peridotitas serpentinizadas, debido a la exhumación del manto superior.

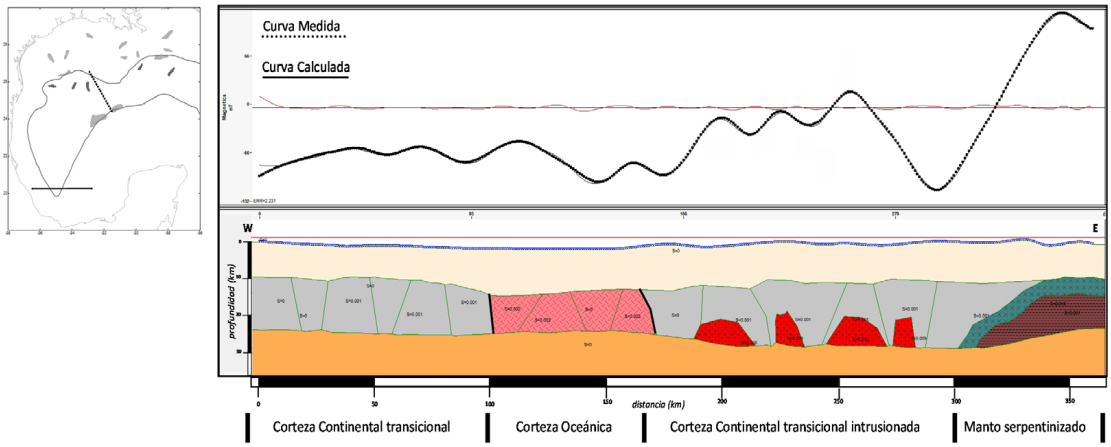


Figura 19.11. Modelo cortical del sur del Golfo de México, desarrollado a partir del modelado magnético del perfil GMET2011 (Tomado de Chávez-Zambrano, 2017).

Los cuerpos intrusivos interpretados en la base de la corteza continental transicional del margen del Golfo de México sugieren un modelo tectónico de margen continental volcánico, mientras que, el manto serpentinizado sugiere el modelo tectónico de margen continental no volcánico.

a) Modelo de margen continental volcánico del Golfo de México

Los cuerpos intrusivos de la base de la corteza se interpretan como intrusiones máficas-ultramáficas ocurridas durante el inicio de la etapa de expansión del piso oceánico del Golfo de México. La presencia de estos cuerpos intrusivos, cercanos al límite tectónico de la corteza continental-oceánica, pueden sustentarse

a partir del análisis de las velocidades de sísmica de refracción, que indica que en el noroeste de la Península de Yucatán los puntos con altas velocidades sísmicas (7.1-7.6 km/s) se correlacionan con los dipolos magnéticos ubicados a lo largo del límite de la corteza oceánica, por lo tanto, es posible sugerir la distribución de los cuerpos intrusivos que las generan, tanto en el noroeste de la Península de Yucatán (Figura 19.12a), como en el área que atraviesa el perfil de modelado magnético en el sur del Golfo de México (Figura 19.12b). Esta distribución de cuerpos intrusivos es congruente con los resultados de reducción al polo de las anomalías magnéticas del Golfo de México reportado por la Comisión Nacional de Hidrocarburos (Comisión Nacional de Hidrocarburos [CNH], 2015).

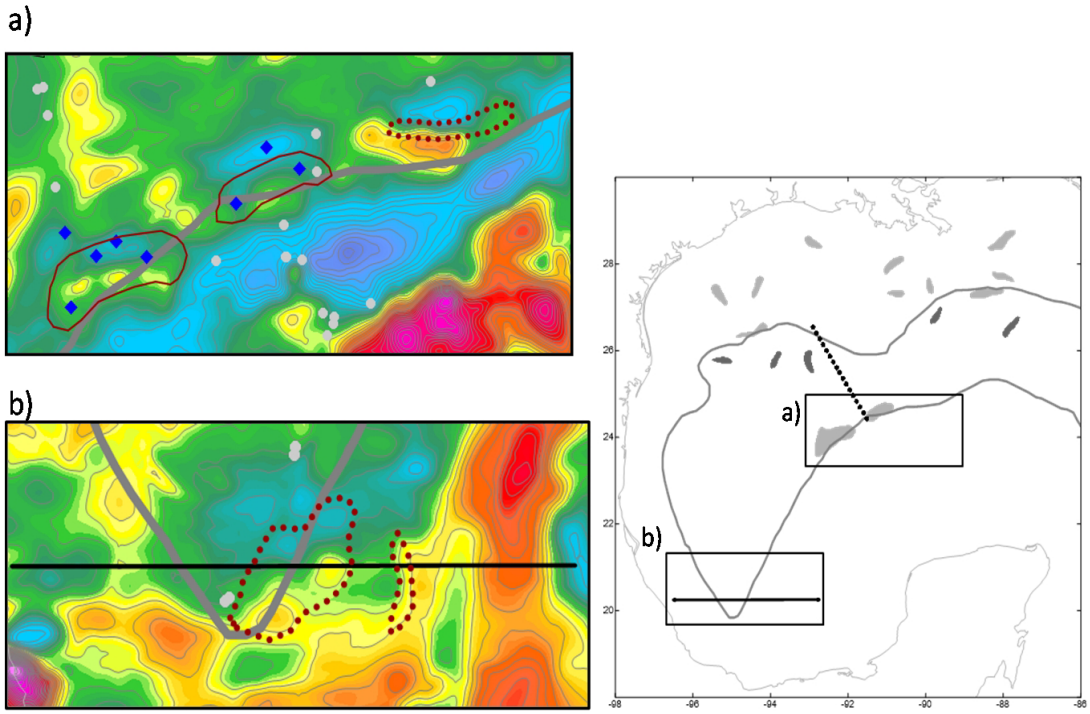


Figura 19.12. a) Correlación de las anomalías magnéticas con los cuerpos de alta velocidad en el noroeste de la Península de Yucatán, b) interpretación de la distribución de los cuerpos intrusivos interpretados en el modelado magnético del perfil al sur del Golfo de México. En ambos casos la línea punteada sugiere la presencia de cuerpos intrusivos delimitados a partir de las anomalías magnéticas, los datos magnéticos son tomados de NAMAG (2002) (Tomado de Rosales-Rodríguez, 2024).

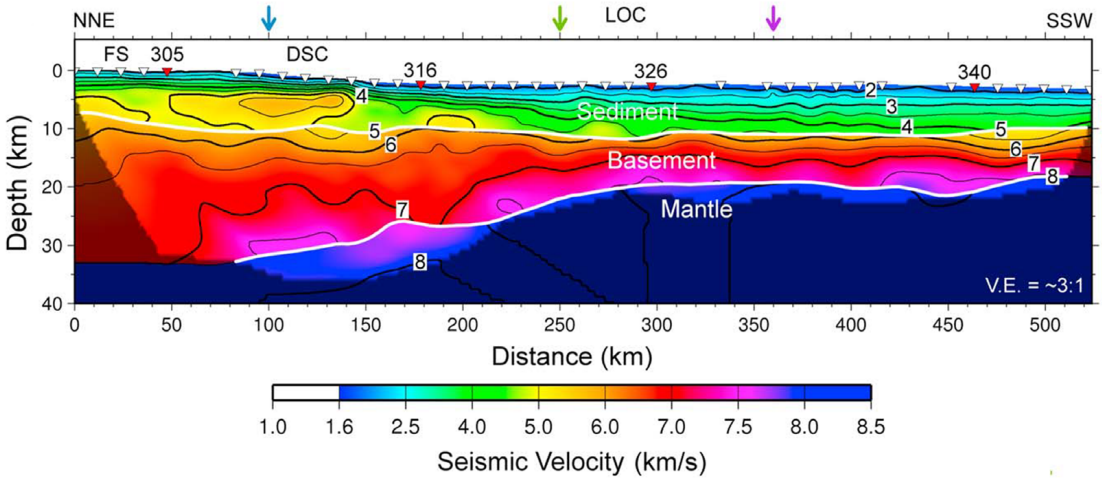


Figura 19.13. Evidencias del margen continental volcánico en el norte del Golfo de México (tomado de Eddy *et al.*, 2014). Modelo de velocidad sísmica en el perfil GUMBO3, LOC: límite continente-océano, FS: Plataforma de Florida, DSC: Cañón de Soto.

La presencia de cuerpos intrusivos en la base de la corteza continental transicional se ha reportado por diferentes autores, definidos principalmente a partir del análisis de velocidades sísmicas a lo largo de perfiles de reflexión y refracción, así como del modelado de datos magnéticos y gravimétricos en el norte del Golfo de México. Bird *et al.* (2005) sugieren que las anomalías gravimétricas del Cañón Keathley y paralela a Yucatán (ambas sobre el límite corteza oceánica-continental), corresponden a áreas de *hotspots* producidos a partir de plumas de manto durante la apertura del Golfo de México. Kocel (2012) ubica posibles reflectores sísmicos SDR's en la corteza continental transicional del norte del Golfo de México, sugiriendo la presencia de intrusivos en la base de la corteza continental, asociados a un margen volcánico. Eddy *et al.* (2014) interpreta altas velocidades sísmicas (>7.2 km/s) en la base de la corteza transicional, a lo largo de dos perfiles en el norte-noreste del Golfo de México (Figura 19.13), que asocia con intrusiones máficas, sugiriendo además la presencia de SDR's. Eskamani (2014) menciona que las velocidades sísmicas >7.0 km/s de la corteza continental transicional cercana a la costa de Texas, corresponden a una amplia zona de complejos ígneos máficos producto de un margen volcánico, como lo sugiere Mickus *et al.* (2009). Van Avendonk *et al.* (2015) a partir de velocidades sísmicas, sugieren la presencia de intrusiones ígneas en la corteza continental afectada tectónicamente durante el rompimiento continental. Finalmente, Beutel y Filina (2020), Filina y Hartford

(2021) y Filina *et al.* (2022) con base en integración de métodos potenciales y sísmica de reflexión sugieren la presencia de SDR's en el noroeste de la península de Yucatán (Figura 19.2) y noreste del Golfo de México (paralelos a la Anomalía Magnética de Florida y Anomalía Magnética de Yucatán).

Los xenolitos de rocas ígneas máficas recuperados en cuerpos de sal ubicados en el sur de Louisiana, pueden ser considerados como evidencia la actividad magmática en el margen continental del norte del Golfo de México, ocurrida al final del depósito de la sal Luann, durante el oxfordiano (Stern *et al.*, 2011).

b) Modelo de margen continental no volcánico del Golfo de México

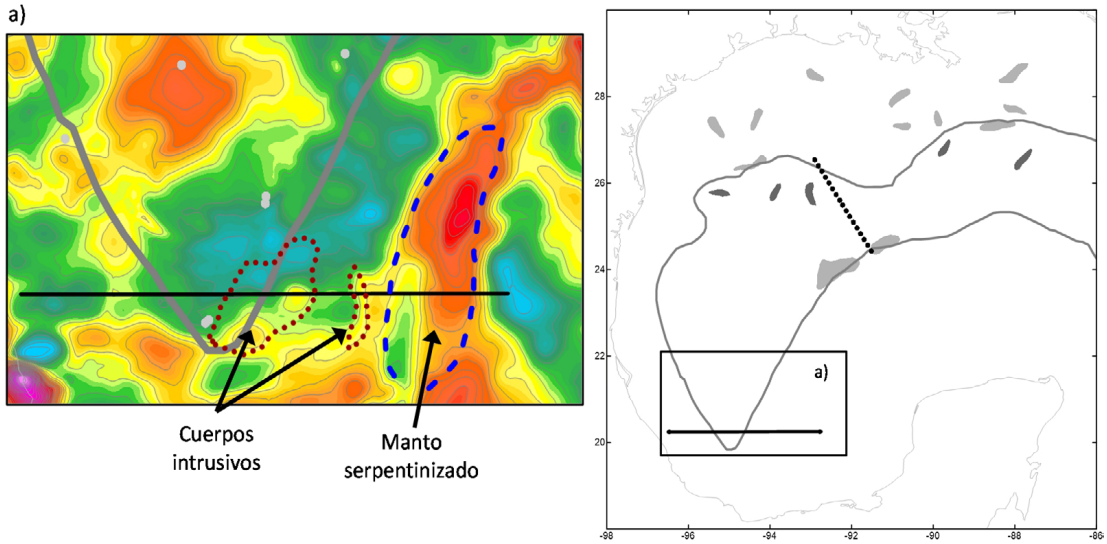


Figura 19.14. a) Distribución del área de manto serpetinizado y cuerpos intrusivos interpretados en el perfil magnético 2D (Tomado de Rosales-Rodríguez, 2024).

La Anomalía Magnética de Campeche se modela bajo el contexto de margen continental no volcánico, principalmente debido al contraste observado entre alta anomalía magnética y baja anomalía gravimétrica en esta porción del sur del Golfo de México. El área de manto serpentinizado (Figura 19.14a), se interpreta debido al efecto causado por el proceso de serpentinización, como respuesta de la hiperextensión cortical y exhumación del manto. Algunos autores sugieren que, en el norte del Golfo de México, las propiedades de la corteza y manto

interpretadas a lo largo de la corteza transicional, cercana al límite tectónico de la corteza oceánica-corteza continental, corresponden a un manto serpentinizado, característico de un margen continental no volcánico (Lister *et al.*, 1986; Lawrence *et al.*, 1997; Dietze y Kontny, 2011; Kneller y Johnson, 2011; Pindell *et al.*, 2014; Pindell *et al.*, 2016; Van Avendonk *et al.*, 2015; Minguez *et al.*, 2020; Filina y Beutel, 2021; Filina y Hartford, 2021; Filina *et al.*, 2022; Curry *et al.*, 2024).

La intensidad de la anomalía magnética de Campeche (80-130 nT) puede corresponder con lo señalado por Miles *et al.* (1996) para el área serpentinizada del manto en el margen continental de Iberia (~110 nT).

c) Relación temporal de los modelos de margen continental volcánico y no volcánico en el Golfo de México

De acuerdo con las diferencias obtenidas para las velocidades de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México, así como características tectónicas relacionadas con los modelos de margen continental volcánico y no volcánico, definidos en el modelo magnético 2D del sur del golfo, se sugieren dos periodos tectónicos de apertura del Golfo de México.

El primer periodo tectónico es asociado a un margen continental no volcánico, en el cual ocurre la serpentinización del manto durante su exhumación. La exhumación del manto se desarrolla a partir de una falla de despegue a nivel litosférico (Figura 19.15a), bajo el contexto del modelo tectónico de cizalla simple de rompimiento continental propuesto por Wernicke (1981, 1985). En este primer periodo, la Península de Yucatán inicia su separación de la placa Norteamericana, por proceso de ultra lenta expansión de la corteza oceánica del norte del Golfo de México. Lister *et al.* (1986) y Van Avendonk *et al.* (2015) sugieren una falla de despegue a nivel litosférico para el origen del Golfo de México, con base en las diferencias de la secuencia sedimentaria entre el sur y el norte del golfo, así como, a la asimetría entre sus tipos de corteza. Minguez *et al.* (2020) menciona que la exhumación del manto ocurre entre 169 y 166 Ma, y se relaciona a mecanismos de ruptura litosféricos a lo largo de una falla desarrollada entre la corteza y el manto.

El segundo periodo, es asociado a un margen continental volcánico, en el cual se interpreta a una probable migración de la actividad Astenosférica y un incremento en la actividad magmática, responsable de las intrusiones ígneas a lo largo de la corteza transicional. Durante este periodo tectónico se desarrolla en su totalidad la corteza oceánica del Golfo de México (Figura 19.15b), hay un incremento en la velocidad de expansión e inicia la rotación de la Península de Yucatán.

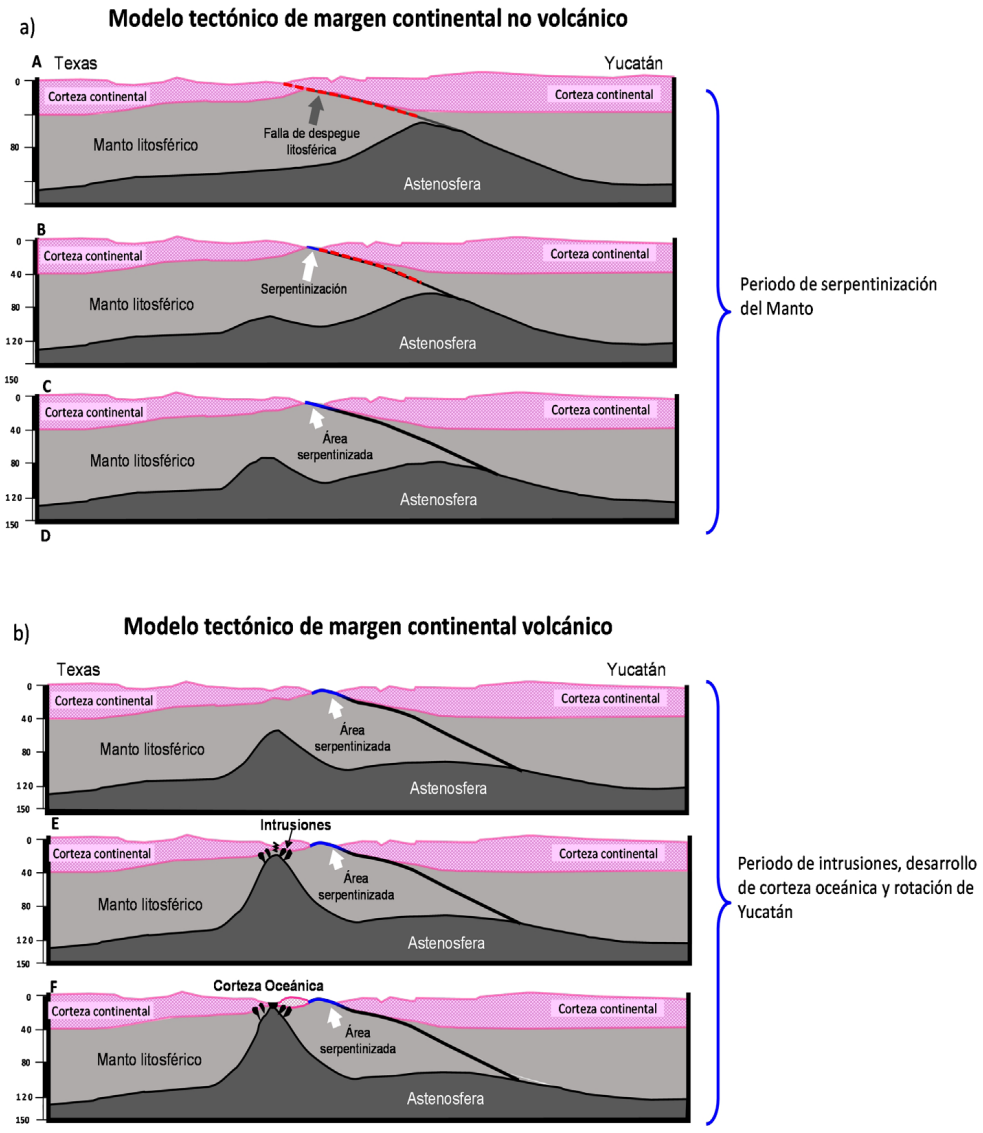


Figura 19.15. Modelo de dos periodos de evolución tectónica del Golfo de México, a) primer periodo asociado a un margen continental no volcánico y serpentinización del Manto, y b) segundo periodo asociado a un margen continental volcánico, caracterizado por intrusiones máficas, desarrollo de la corteza oceánica y rotación de Yucatán. (Tomado de Rosales-Rodríguez, 2024).

Lundin y Doré (2017) sugieren dos fases de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México, la primera se desarrolla entre 190 y 166 Ma y la segunda entre 163-140 Ma. Alvey *et al.* (2015) mencionan que la primera fase de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México corresponde principalmente con extensión (175-165 Ma) y la segunda con la rotación de Yucatán (163-153 Ma). Pindell *et al.* (2020) asigna una edad más reciente a estas dos fase de expansión de la corteza oceánica, la primera fase ocurre de 167 a 147 Ma, y la segunda entre 147 y 139 Ma. Finalmente, Beutel y Filina (2020) y Filina *et al.* (2020) sugieren dos fases de expansión oceánica: a) la primera fase caracterizada por ultralenta expansión y relacionada al inicio de la rotación de Yucatán y baja actividad magmática, ocurre entre 162-151 Ma; b) la segunda fase caracterizada por una lenta expansión oceánica, mayor aporte de magma y la completa separación de Yucatán, tiene lugar entre 151-137 Ma. Izquierdo-Llavall *et al.* (2022) consideran la apertura del Golfo de México inicia con un margen volcánico que evoluciona a un margen pobre en magma, este último caracterizado por la exhumación del manto al oeste de Florida y centro-oeste de Yucatán.

19.6 Expansión de la corteza oceánica del Golfo de México

En ambos casos de modelos de margen continental, volcánico o no volcánico, la fase final es el rompimiento de litosfera continental (corteza y manto), iniciándose la expansión del piso oceánico y por lo tanto la generación de la corteza oceánica. Para el caso del Golfo de México, existen algunas consistencias e inconsistencias para la etapa tectónica de expansión del piso oceánico, principalmente debido a:

i) Geometría del límite tectónico de la corteza oceánica-corteza continental (Figura 19.4), así como la geometría de las fallas, fracturas y depocentros asociados a la expansión de la corteza oceánica (Van Avendonk *et al.*, 2015; Filina y Beutel, 2021).

ii) Magnitud de rotación del bloque de Yucatán y posición del polo de rotación de Euler (Filina *et al.*, 2022).

iii) Escasas evidencias magnéticas y ubicación de la antigua dorsal (Imbert, 2005; Lundin y Doré, 2017; Minguez *et al.*, 2020).

A partir de la delimitación de la corteza oceánica y la distribución de la sal, en el norte y sur del Golfo de México, se sugiere que la expansión del piso oceánico inició posterior al depósito de la sal, Bajociano y Calloviano (Filina *et al.*, 2022; Figura 19.16). Con el inicio de la expansión del piso oceánico del Golfo de México, se da un cambio en la posición del polo de rotación ubicado en el Atlántico (Lundin y Doré, 2017; Hudec y Norton, 2019), el cual controlaba el desplazamiento del bloque de Yucatán hacia el sur durante la etapa de extensión, entre 175-165 Ma (Alvey *et al.*, 2015).

La mayor parte de los autores están de acuerdo en que, durante la expansión del piso oceánico del Golfo de México, el bloque de Yucatán intensificó tanto su rotación en sentido antihorario, así como su separación con respecto a Norteamérica. La rotación del bloque de Yucatán durante la expansión varía entre 30-40° (Eddy *et al.*, 2014; Padilla y Sanchez, 2016; Alvey *et al.*, 2018; Nawaz-Bugti, 2022), sin embargo, a partir de una reconstrucción cinemática Bird *et al.* (2005) sugieren una rotación de 20° para el bloque de Yucatán. Durante la expansión del piso oceánico el polo de rotación es ubicado en el en el sureste del actual Golfo de México o noroeste de Cuba (Pindell, 1985; Dunbar y Sawyer, 1987; Hall y Najmuddin, 1994; Marton y Buffler, 1994; Bird *et al.*, 2005; Pindell y Kennan, 2009; Kneller y Johnson, 2011; Eddy *et al.*, 2014; Pindell *et al.*, 2016; Alvey *et al.*, 2018; Hudec y Norton, 2019; García-Reyes y Dyment, 2022).

Con base en la delimitación temporal del depósito de la sal, el periodo de expansión de la corteza oceánica del Golfo de México y rotación del bloque de Yucatán se estima ocurrió entre ~163 y ~140 Ma, como se muestra en la figura 19.16 (Pindell 1985; Marton y Buffler 1994; Pindell y Kennan, 2009; Stern y Dickinson 2010; Hudec *et al.*, 2013; Eddy *et al.*, 2014; Padilla y Sánchez, 2016; Lundin y Doré, 2017; Hasan *et al.*, 2023; Nawaz-Bugti, 2022). Algunos autores sugieren que el periodo de expansión culmina entre 157 y 150 Ma, durante Oxfordiano-Kimmeridgiano (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2016; Alvey *et al.*, 2018; Escalona *et al.*, 2021), o bien que este periodo representa un cambio en el régimen de expansión del piso oceánico, el cual también cual involucra cambio en la posición del polo de rotación (Pindell *et al.*, 2016; Deighton *et al.*, 2017; Nawaz-Bugti, 2022). Filina *et al.* (2020) consideran que durante una primera etapa de expansión se generó una corteza oceánica delgada y uniforme, con una velocidad de expansión de 1 cm/año, mientras que,

durante una segunda etapa de expansión, que inicia en ~150 Ma, existe un mayor aporte de magma y, por lo tanto, se genera una corteza oceánica más gruesa (> 9 km) con estructura típica de dos capas e incrementan sus velocidades de expansión. Marton y Buffler (1994) y Kneller y Johnson (2011) consideran una tasa de expansión para la corteza oceánica del Golfo de México entre 3 a 5 cm/año.

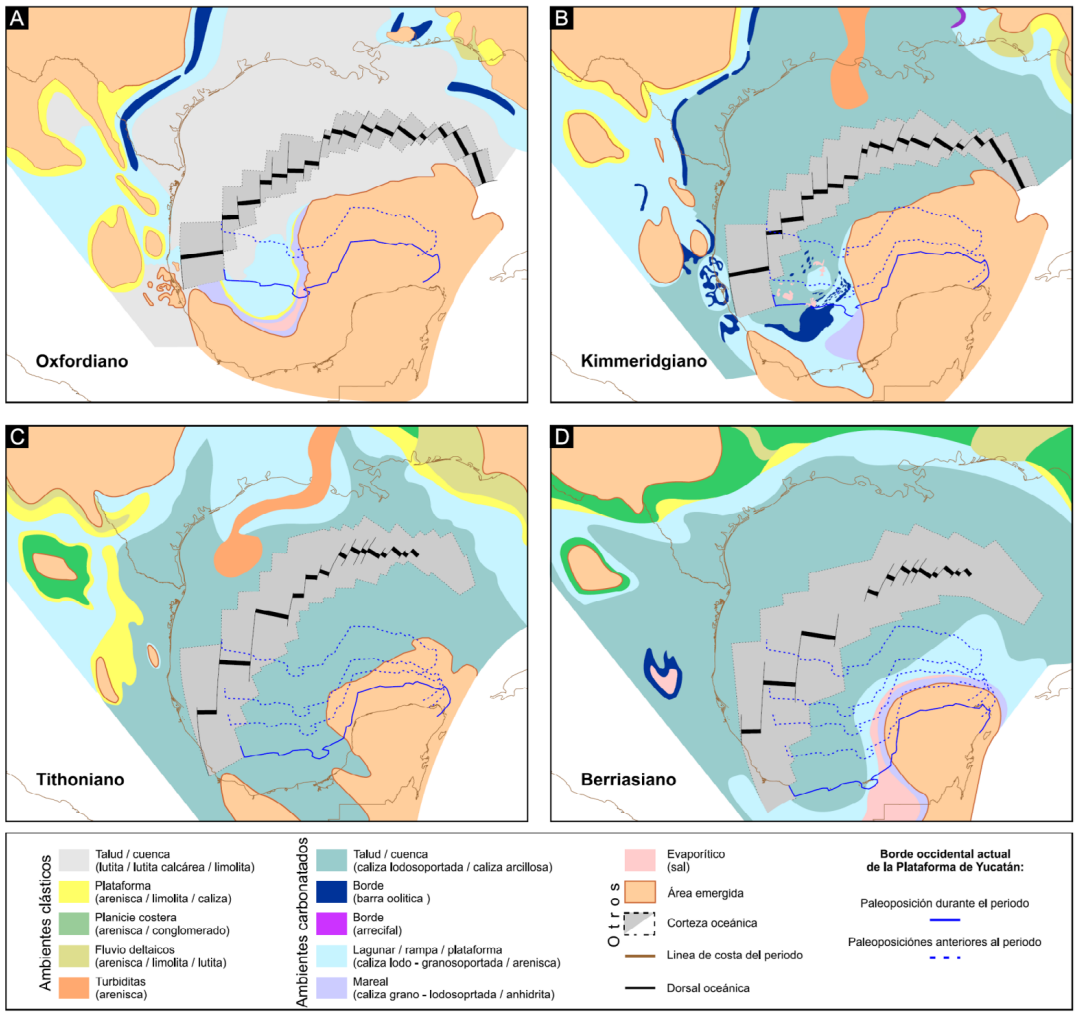


Figura 19.16. Modelo de expansión del piso oceánico del Golfo de México (Tomado de Pindell *et al.*, 2021).

Para la delimitar temporalmente del periodo de expansión del piso oceánico del Golfo de México, además de la edad de depósito de la sal, se ha integrado datos paleomagnéticos del Macizo de Chiapas (Molina-Garza *et al.*, 1992), así como crones magnéticos y estratigrafía del Oxfordiano. Con base en la interpretación de crones magnéticos, la duración de la etapa de expansión del piso oceánico se

define entre el Oxfordiano y el Berriasiano, cronos M29 y M13 (Deighton *et al.*, 2017; García-Reyes y Dyment, 2022; Minguez *et al.*, 2020).

Estratigráficamente, los sedimentos del Jurásico Superior (Oxfordiano), de las formaciones Norphlet, San Cayetano y Bacab (arenas), son asociados a depósitos de ambientes marinos marginales o no marinos de clima árido, desarrollados durante la etapa de expansión del piso oceánico del Golfo de México (Olson *et al.*, 2015; Lin *et al.*, 2019; Snedden *et al.*, 2019; Snedden y Galloway, 2019; Snedden *et al.*, 2020).

Finalmente, el periodo de expansión oceánica y rotación del bloque de Yucatán estuvo acompañado de una falla transformante lateral derecha (falla de Transferencia del Norte de Oaxaca o falla Transformante Principal Occidental, etc.), ubicada en la porción occidental del actual Golfo de México, la cual permitió el desplazamiento del bloque desde el norte hasta su posición actual (Bird *et al.*, 2005; Nguyen y Mann, 2016; Pindell *et al.*, 2016; Escalona *et al.*, 2021; Nawaz-Bugti, 2022).

19.7 Conclusiones

La litología de la corteza continental del Golfo de México se interpreta a partir de la litología cortada por pozos petroleros cercanos a la línea de costa, ubicados en el norte y sur del golfo, así como afloramientos de basamento de la cuenca Tampico-Misantla, representada por granitos y granodioritas, principalmente. La litología de la corteza continental transicional es interpretada a partir de la relación entre velocidades sísmicas con litología de rocas ígneas que constituyen la corteza continental. Está representada por velocidades sísmicas entre 5.5-6.3 km/s y 6.40-6.94 km/s, para la capa superior e inferior de la corteza continental transicional, respectivamente.

Las propiedades litológicas de la corteza oceánica del Golfo de México se interpretan a partir de las velocidades sísmicas, que varían entre 6.1-6.9 km/s, relacionadas con gabros. La capa superior de basaltos de la corteza oceánica del Golfo de México no se diferencia debido a que, en el margen del golfo, estas velocidades sísmicas corresponden con las rocas sedimentarias mesozoicas.

Debido a que no se cuenta con evidencias directas de la corteza oceánica del Golfo de México, la variación de la posición del límite tectónico corteza oceánica-corteza continental depende de los datos y métodos utilizados para definir el área de la corteza oceánica generada durante la apertura del golfo. La principal diferencia de la posición de este límite tectónico se observa en el norte del Golfo de México.

El origen del Golfo de México se define por dos principales etapas tectónicas, la etapa de rompimiento continental y la etapa de expansión de la corteza oceánica. El rompimiento continental ocurre entre el Triásico temprano y el Jurásico medio, mientras que la expansión oceánica ocurre entre la parte final del Jurásico medio y parte inicial del Cretácico temprano.

Las evidencias del rompimiento continental son las secuencias sedimentarias sintectónicas acumuladas en los depocentros y las secuencias evaporíticas actualmente ubicadas en proximidad con el límite tectónico de la corteza oceánica.

Las secuencias sedimentarias presal corresponden principalmente con los sedimentos rojos de las formaciones Eagle Mills y Huizachal, reportadas en el noreste y oeste del Golfo de México, respectivamente.

El depósito de la sal en el Golfo de México se interpreta como un solo cuerpo depositado durante el Bajociano-Bathoniano, durante la etapa final del rompimiento continental, actualmente representado por los cuerpos de sal Louan y sal de Campeche, del norte y sur del Golfo de México.

Las evidencias indirectas de la morfología y litología de la corteza continental transicional del Golfo de México permiten sugerir la evolución del rompimiento continental bajo los modelos de margen continental rico en magma (volcánico) o margen continental pobre en magma (no volcánico).

El margen continental volcánico es evidenciado por la presencia de los reflectores con echado al océano (SDR's) en el norte del golfo y noroeste de la Plataforma de Yucatán, así como, las anomalías de alta velocidad identificadas en la proximidad con la corteza oceánica, las cuales se asocian a cuerpos ígneos intrusivos en la base de la corteza continental, en el norte y sur del Golfo de México.

El margen continental no volcánico es evidenciado por la Anomalía Magnética de Campeche, modelada magnéticamente como manto serpentinizado en el sur del Golfo de México.

La etapa de expansión del piso oceánico está relacionada con la rotación del bloque de Yucatán y generación de la corteza oceánica, con una variación en la posición del polo de rotación que permite desplazar al bloque de Yucatán hasta su posición actual.

19.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. Son mediciones indirectas de métodos geofísicos regionales, utilizadas para extrapolar o interpretar las características litológicas de las rocas de la corteza continental u oceánica

   a) Mineralogía
   b) Velocidades sísmicas
   c) Temperatura
   d) Permeabilidad

2. Litología principal de las rocas del basamento del margen del Golfo de México.

   a) Granito y granodiorita
   b) Gabros
   c) Rocas metamórficas
   d) Rocas paleozoicas

3. Corresponde a la corteza continental afectada tectónicamente durante el rompimiento continental

   a) Corteza continental transicional
   b) Corteza continental engrosada
   c) Corteza tectónica
   d) Corteza oceánica

4. Es el rango de velocidades sísmicas de la corteza continental del margen del Golfo de México

   a) Corteza continental superior 4.0-5.5 km/s e inferior 6.6-7.0 km/s
   b) Corteza continental superior 4.5-5.3 km/s e inferior 6.3-6.8 km/s
   c) Corteza continental superior 5.5-6.3 km/s e inferior 6.4-6.94 km/s
   d) Corteza continental superior 5.0-5.7 km/s e inferior 6.6-7.0 km/s

5. Es el rango de velocidades sísmicas de la cima del manto o discontinuidad de Mohorovicic del Golfo de México

   a) 7.9-8.4 km/s
   b) 8.0-8.2 km/s
   c) ~8.1 km/s
   d) 7.9-8.1 km/s

6. ¿Cuál es la litología asociada con las velocidades sísmicas de 6.1-6.9 km/s? identificadas en la corteza oceánica del Golfo de México.

   a) Basaltos
   b) Gabros
   c) Granitos
   d) Rocas metamórficas

7. Es la etapa tectónica que representa el proceso de extensión de la Litosfera continental previo a la expansión del piso oceánico:

   a) Rompimiento o *rifting* continental
   b) Deriva continental
   c) Generación de corteza oceánica

8. Rocas sedimentarias relacionadas con el rompimiento continental que origino el Golfo de México

   a) Carbonatos Mesozoicos
   b) Terrígenos Cenozoicos
   c) Arenas turbidíticas
   d) Capas rojas y evaporitas

9. Unidades formacionales descritas como depósitos continentales o capas rojas y asociadas al rompimiento continental que originó el Golfo de México

   a) Formaciones La Casita y Pimienta
   b) Formaciones Taman y San Andrés
   c) Formaciones Eagle Mills y Huizachal
   d) Formaciones Huehuetepec y Cahuasas

10. Rango de edad considerado por distintos modelos para el depósito de la sal del Golfo de México

    a) Bajociano-Oxfordiano
    b) Calloviano-Kimmeridgiano
    c) Oxfordiano-Titoniano
    d) Aaleniano-Bajociano

11. Es el rango de velocidades sísmicas anómalas que define la capa de alta velocidad en los márgenes continentales

    a) 7.2-7.7 km/s
    b) 8.0-8.5 km/s
    c) 6.5-7.0 km/s
    d) 6.0-6.5 km/s

12. En los márgenes continentales volcánicos la capa de alta velocidad es interpretada como:

    a) Cuerpos intrusivos máficos
    b) Peridotitas serpentinizadas del manto superior
    c) Dorsal oceánica
    d) Procesamiento sísmico

13. En los márgenes continentales no volcánicos la capa de alta velocidad es interpretada como:

    a) Cuerpos intrusivos máficos
    b) Peridotitas serpentinizadas del manto superior
    c) Dorsal oceánica
    d) Procesamiento sísmico

14. El margen continental del Golfo de México, tanto en su porción norte como su porción sur, ha sido interpretado recientemente como margen continental:

    a) Volcánico
    b) No volcánico
    c) Ambos
    d) Ninguno de los dos

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

15. Es un elemento de morfología sísmica asociado a anomalías magnéticas producidas por flujos de basaltos, que es utilizado para sustentar un margen continental volcánico en el Golfo de México

a) Reflectores sísmicos SDR's (seaward dipping reflectors)
b) Perfiles sísmicos
c) Velocidades sísmicas
d) Amplitudes sísmicas

16. A lo largo de la porción sur del límite corteza oceánica-continental del Golfo de México, las anomalías de alta velocidad son correlacionables con:

a) Anomalías magnéticas
b) Anomalías de temperatura
c) Anomalías sísmicas

17. Siguiendo el modelo de margen continental no volcánico, en el sur del Golfo de México el manto serpentinizado es asociado a:

a) La Anomalía Magnética de Campeche
b) Los campos petroleros de la Zona Marina
c) Campo Volcánico los Tuxtlas
d) Bloque de Yucatán

18. Es un elemento tectónico-estructural a partir del cual se desarrolla la exhumación del manto en el Golfo de México:

a) Falla de despegue a nivel litosférico
b) Fallas normales corticales rotadas
c) Fallas inversas en la corteza
d) Fallas laterales corticales

19. Es el proceso tectónico que indica el fin del rompimiento continental en el Golfo de México e inicio de la rotación del Bloque de Yucatán

a) Exhumación del manto
b) Intrusiones máficas
c) Expansión del piso oceánico
d) Coladas de basaltos

20. ¿Cuáles son las formaciones de edad Oxfordiano relacionadas con la etapa de expansión del piso oceánico del Golfo de México?

a) Tamaulipas inferior y Tamaulipas superior
b) Norphlet, San Cayetano y Bacab
c) Taman y San Andrés
d) Taman y Pimienta

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	b)	11.	a)	16.	a)
2.	a)	7.	a)	12.	a)	17.	a)
3.	a)	8.	d)	13.	b)	18.	a)
4.	c)	9.	c)	14.	c)	19.	c)
5.	d)	10.	a)	15.	a)	20.	b)

19.9 Bibliografía

Adatte, T., Stinnesbeck, W., & Keller, G. (1996). Lithostratigraphic and mineralogic correlations of near K/T boundary clastic sediments in northeastern Mexico: implications for origin and nature of deposition. *Geological Society of America Special Papper, 307*, 211-226.

Allen, P. A., & Allen, J. R. (2013). Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. Oxford, United Kingdom: Willey-Blackwell.

Alvey, A., Kusznir, N. J., y Roberts, A. (2015). Regional crustal structure of the Gulf of Mexico from gravity inversion. AAPG Annual Convention and Exhibition, Denver, CO.

Anderson, D. L. (2007). New Theory of the Earth. United Kingdom. Cambridge University Press.

Becker, K., Franke, D., Trumbull, R., Schnabel, M., Heyde, I., Schreckenberger, B., Koopmann, H., Bauer, K., Jokat, W., & Krawczyk, C. M. (2014). Asymmetry of high-velocity lower crust on the South Atlantic rifted margins and implications for the interplay of magmatism and tectonics in continental breakup. *Solid Earth, 5*(2), 1011-1026. https://doi.org/10.5194/se-5-1011-2014.

Beutel, E., & Filina, I. (2020). New observations demand revisions of currently accepted tectonic models of the Gulf of Mexico. AAPG Annual Convention & Exhibition.

Bird, D. E., Hall, S. A., Casey, J. F., & Burke, K. (2005). Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution, *AAPG Bulletin, 89*(3), 312-328.

Buffler, R. T., & Sawyer, D.S. (1985). Distribution of Crust and Early History. Gulf of Mexico basin. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transaction, 35,* 333-344.

Buffler, R. T., Schlager, W., Bowdler, J. L., Cotillon, P. H., Halley, R. B., Kinoshita, H., Magoon, L. B., McNulty, C. L., Patton, J. W., Premoli, S. I., Suarez, O. A., Testarmata, M. M., Tyson, R. V., Watkins, D. K., & Kenneth, A. (1984). Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 77 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger; Ft. Lauderdale, Florida to San Juan, Puerto Rico, December 1980-February 1981. University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States.

Chávez-Zambrano, L. Y. (2017). *Geometría y composición de la Corteza del sur del Golfo de México a partir del modelado magnético 2D* [Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional].

Christeson, G. L., Van Avendonk, H. J. A., Norton, I. O., Snedden, J. W., Eddy, D. R., Karner, G. D., & Johnson, C. A. (2014). Deep crustal structure in the eastern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119*(9), 6782-6801.

Chulick, G. S., & Mooney, W. D. (2002). Seismic Structure of the Crust and Uppermost Mantle of the North America and Adjacent Oceanic Basins: A Synthesis. *Bulletin of the Seismological Society of America, 92*(6), 2478-2492.

Comisión Nacional de Hidrocarburos (2015). Atlas Geológico del Golfo de México-Aguas Profundas Norte. Comisión Nacional de Hidrocarburos.

Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M. A., Sahabi, M., Malod, J., & Rehault, J. P. (2004). The crustal of the NW Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data. *Geophysical Journal International, 159*(1), 117-128. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02391.x.

Curry, M. E., Hudec, M. R., Peel, F. J., Fernandez, N., Apps, G., & Snedden, J. W. (2024). Structural restorations of the complete conjugate US-Mexico eastern Gulf of Mexico margin. *Tectonics, 43*(1), 1-25. https://doi.org/10.1029/2023TC007897.

d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M. O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., & Gente, P. (2005). Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. *Geophysical Journal International, 160*(3), 869-890. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02524.x.

Davison, I., Anderson, L., & Nuttall, P. (2012). Salt deposition, loading and gravity drainage in the Campos and Santos salt basins. *Geological Society of London, Special Publications, 363*(1), 159-174.

Deighton, I. C., Winter, F., & Chisari, D. (2017). Recent high-resolution seismic, magnetic and gravity data throws new light on the early development of the Gulf of Mexico. AAPG Annual Meeting Abstracts, Houston.

Dias, J. L. (2005). Tectônica, estratigrafia e sedimentaçao no Andar Aptiano da margen leste brasileira. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 13(1), 7-25.

Dietze, F., & Kontny, A. (2011). A study of rock magnetic properties of serpentinites from the

Outokumpu Deep Drill Hole, Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper, 51,* 133-150.

Dobson, L. M., & Buffler, R. T. (1997). Seismic stratigraphy and geologic history of Jurassic rocks, northeastern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin, 81*(1), 100-120. https://doi.org/10.1306/522B42A3-1727-11D7-8645000102C1865D.

Doré, T., & Lundin, E. (2015). Hyperextended continental margins-Knowns and unknowns. Geology, Research Focus, Focus_geoy4301 3rd pages. doi:10.1130/focus012015.1.

Dunbar, J. A., & Sawyer, D. S. (1987). Implications of continental crust extension for plate reconstruction: An example from the Gulf of Mexico. *Tectonophysics, 6,* 739-755.

Eddy, D. R., Van Avendonk, H. J. A., Christeson, G. L., Norton, I. O., Karner, G. D., Johnson, C. A., & Snedden, J. W. (2014). Deep crustal structure of the northeastern Gulf of Mexico: Implications for *rift* evolution and seafloor spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119,* 6802-6822, doi:10.1002/2014JB011311.

Eldholm, O., Thiede, J., & Taylor, E. (1989). Evolution of the Vøring volcanic margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* 1033-1065.

Ervin, C. P., & McGinnis, L. D. (1975). Reelfoot Rift: Reactivated Precursor to the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin, 86*(9), 1287-1295. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<1287:RRRPTT>2.0.CO;2.

Escalona, A., Norton, I. O., Lawver, L. A., & Gahagan, L. (2021). Quantitative plate tectonic reconstructions of the Caribbean region from Jurassic to present. En C. Bartolini (Ed.), Eastern Caribbean–northeastern South American boundary: Tectonic evolution, basin architecture, and petroleum systems. *AAPG Memoir, 123.*

Eskamani, P. K. (2014). Seafloor spreading in the eastern Gulf of Mexico: new evidence for marine magnetic anomalies [Master Thesis, Colorado University].

Ewing, M., Worzel, J. L., Ericson, D. B., & Heezen, B. C. (1955). Geophysical and geological investigations in the Gulf of Mexico, Part I. *Geophysics, 20*(1), 1-18. doi: https://doi.org/10.1190/1.1438120.

Fiduk, J. C., Weimer, P., Trudgill, B. D., Rowan, M. G., Gale, P. E., Phair, R. L., Korn, B. E., Roberts, G. R., Gafford, W. T., Lowe, R. S., & Queffelec, T. A. (1999). The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico, part 2: seismic stratigraphy and petroleum systems. *AAPG Bulletin, 83*(4), 578-612.

Filina. I., & Hartford, L. (2021). Subsurface structures along western Yucatan, from integrated geophysical analysis. *Marine and Petroleum Geology, 127,* 104964. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104964.

Filina, I., Liu, M., & Beutel, E. (2020). Evidence of ridge propagation in the eastern Gulf of Mexico from integrated analysis of potential fields and seismic data. *Tectonophysics, 775,* 228307.

Filina, I. (2019). Crustal architecture of the northwestern and central Gulf of Mexico from integrated geophysical analysis. *Interpretation, 7*(4), T899-T910.

Filina, I., Austin, J., Doré, T., Johnson, E., Minguez, D., Norton, I., Snedden, J., & Stern, R. (2022). Opening of the Gulf of Mexico: What we know, what questions remain, and how we might answer them. *Tectonophysics,* 822, 229150, 1-30. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229150.

Filina, I., & Beutel, E. (2021). Geological and geophysical constraints guide new tectonic reconstruction of the Gulf of Mexico. En I. Çemen, & E. Catlos (Eds.), *Tectonic Processes: A Global View, Volume I* (pp. 1-35). John Wiley & Sons Inc.

Fowler, C. M. R. (2005). The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics (2nd ed). Cambridge University Press.

Fries, C., Rincon-Orta, C., Silver, L. T., McDowell, F. W., Solorio-Munguia, J., Schmitter-Villada, E., y de Cserna, Z. (1974). Nuevas aportaciones a la geocronología de la tectónica Oaxaqueña. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 26*(4-6), 157-182.

García-Reyes, A, & Dyment, J. (2022). Structure, age, and tectonic evolution of the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters, 577,* 117259. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117259.

Grajales, N. J. M. (1999). El IMP: tres décadas de apoyo a la exploración petrolera. *Boletín del 50 aniversario de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 48*(1-2), 43-48.

Hales, A. L., Helsley, C. E., & Nation, J. B. (1970). Crustal Structure Study on Gulf Coast of Texas. *AAPG Bulletin, 54*(11), 2040-2057. https://doi.org/10.1306/5D25CC6B-16C1-11D7-8645000102C1865D.

Hall, S. A., & Najmuddin, I. J. (1994). Constraints on the tectonic development of the eastern Gulf of Mexico provided by magnetic anomaly data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99*(B4), 7161-7175.

Harry, D. L., Londono, J., & Huerta, A. (2003). Early Paleozoic transform-margin structure beneath the Mississippi coastal plain, southeast United

States. Geology, 31(11), 969-972. doi: https://doi.org/10.1130/G19787.1

Hasan, Md. N., Pepper, A., & Mann, P. (2023). Basin-scale estimates of thermal stress and expelled petroleum from Mesozoic-Cenozoic potential source rocks, southern Gulf of Mexico. Marine and Petroleum *Geology, 148,* 105995. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105995.

Horn, B., Hartwig, A., Faw, J., Novianti, I., Goswami, A., & McGrail, A. (2017). Refining exploration opportunities in Mexico. *GEOExPro, 14,* 64-69.

Hudec, M. R., Dooley, T. P., Peel, F. J., & Soto, J. I. (2020). Controls on the evolution of passive-margin salt basins: structure and evolution of the Salina del Bravo region, northeastern Mexico. *AAPG Bulletin, 132*(5-6), 997-1012.

Hudec, M. R., & Norton, I. O. (2019). Upper Jurassic structure and evolution of the Yucatán and Campeche subbasins, southern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin, 103*(5), 1133-1151. DOI:10.1306/11151817405.

Hudec, M. R., Norton, I. O., Jackson, M. P., & Peel, F. J. (2013). Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin. *AAPG Bulletin, 97*(10), 1683-1710.

Ibrahim, A. K., Carye, J., Latham, G., & Buffler, R. T. (1981). Crustal Structure in Gulf of Mexico from OBS Refraction and Multichannel Reflection Data. *AAPG Bulletin, 65*(7), 1207-1229. https://doi.org/10.1306/03B5948B-16D1-11D7-8645000102C1865D.

Imbert, P. (2005, December). The Mesozoic opening of the Gulf of Mexico: Part 1, Evidence for oceanic accretion during and after salt deposition. En *Transactions of the 25th Annual GCS-SEPM Research Conference: Petroleum Systems of Divergent Continental Margins* (pp. 1119-1150).

Izquierdo-Llavall, E., Ringenbach, J. C., Sapin, F., Rives, T., & Callot J. P. (2022). Crustal structure and lateral variations in the Gulf of Mexico conjugate margins: From *rifting* to break-up. Marine and Petroleum *Geology, 136,* 105484. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105484.

Jacobo, A. J. (1986). El basamento del distrito de Poza Rica y su implicación en la generación de hidrocarburos. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 18*(1), 6-24.

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. Oxford, United Kingdom: Blalckwell Science Ltd.

Kern, H., Gao, S., & Liu, Q.S. (1996). Seismic properties and densities of middle and lower crustal rocks exposed along the North China Geoscience Transect. *Earth and Planetary Science Letters, 139*(3-4), 439-455. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00240-D.

Kneller, E. A., & Johnson, C. A. (2011). Plate kinematics of the Gulf of Mexico based on integrated observations from the Central and South Atlantic. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 61,* 283-299.

Kocel, E. (2012). An integrated geophysical study of the northern Gulf of Mexico. Master Thesis. University of Houston.

Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J., & Wilson, D. S. (1999). Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature, 400*(6745), 652-655.

Labails, C., Olivet, J. L., & The Dakhla study group (2009). Crustal structure of the SW Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B-The tectonic heritage. *Tectonophysics, 468,* 83-97. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.028

Ladd, J. W., Buffler, R. T., Watkins, J. S., Worzel, J. L., & Carranza, A. (1976). Deep seismic reflection results from the Gulf of Mexico. *Geology, 4*(6), 365-368. doi: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<365:DSRRFT>2.0.CO;2.

Larsen, H. C., Saunders, A. D., & Clift, P. D. (1994). Introduction: Breakup of the southeast Greenland margin and the formation of the Irminger Basin: background and scientific objectives. Proceedings Ocean Drilling Program, Initial Reports, 152, 5-16.

Lau, K. W. H., Louden, K. E., Funck, T., Tucholke, B. E., Holbrook, W. S., Hopper, J. R., & Larsen, H. C. (2006). Crustal structure across the Grand Banks-Newfoundland Basin Continental Margin-I. Results from a seismic refraction profile. *Geophysical Journal International, 167*(1), 127-156. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02988.x.

Lavier, L. L., Ball, P. J., Manatschal, G., Heumann, M. J., MacDonald, J., Matt, V. J., & Schneider, C. (2019). Controls on the Thermomechanical Evolution of Hyperextended Lithosphere at Magma-Poor Rifted Margins: The Example of Espirito Santo and the Kwanza Basins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20*(11), 5148-5176.

Lawrence, R. M., Gee, J. S., & Hurst, S. D. (1997). Magnetic anisotropy in serpentinized peridotites from site 920: its origin and relationship to deformation fabrics. En J. A. Karson, M. Cannat, D. J. Miller, & D. Elthon (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 153* (pp. 419-427).

Lawton, T. F., & Amato, J. M. (2017). U-Pb ages of igneous xenoliths in a salt diapir, La Popa basin:

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

Implications for salt age in onshore Mexico salt basins. *Lithosphere, 9*(5), 745-758.

Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P. C., & Kisslinger, C. (2002). International Handbook of Earthquakes and Engineering Seismology, Part A. Elsevier.

Lin, P., Bird, D. E., & Mann, P. (2019). Crustal structure of an extinct, late Jurassic-to-earliest Cretaceous spreading center and its adjacent oceanic crust in the eastern Gulf of Mexico. *Marine Geophysical Research, 40*(3), 395-418.

Lister, G. S., Etheridge, M. A., & Symonds, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology, 14*(3), 246-250. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<246:-DFATEO>2.0.CO;2.

Liu, M., Filina, I., & Mann, P. (2019). Crustal structure of Mesozoic rifting in the northeastern Gulf of Mexico from integration of seismic and potential fields data. *Interpretation, 7*(4), T857-T867. doi: https://doi.org/10.1190/INT-2018-0259.1

López-Infanzón, M. (1986). Petrología y radiometría de rocas ígneas y metamórficas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 38*(2), 59-98.

López-Ramos, E. (1973). Estudio geológico de la Península de Yucatán. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 25*(1-3), 23-76.

Lundin, E. R., & Doré, A. G. (2017). The Gulf of Mexico and Canada Basin: genetic siblings on either side of North America. *GSA Today, 27*(1), 4-11.

Maffione, M., Morris, A., Plümper, O. & Hinsberger, D. J. (2014). Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15*(4), 923-944.https://doi.org/10.1002/2013GC004993.

Mancini, E. A., Badalli, M., Pucket, T. M., Llinas, J. C., & Parcell, W. C. (2001). Mesozoic Carbonate Petroleum Systems in the Northeastern Gulf of Mexico Area. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, Houston, Texas.

Marton, G. L. (1995). Jurassic evolution of the Southeastern Gulf of Mexico. PhD Thesis, University of Texas at Austin, Texas.

Marton, G. L., & Buffler R. T. (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review, 36,* 545-586.

Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J.H., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., & Jourdan, F. (2018). The Central Atlantic magmatic province (CAMP): a review. En J. H. Davies (Ed.), *The Late Triassic World* (pp. 91-125). Springer, Cham.

Mickus, K. L., & Keller, G. R. (1992). Lithospheric structure of the south-central United States. *Geology, 20*(4), 335-338. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0335:LSOTS-C>2.3.CO;2.

Mickus, K., Stern, R. J., Keller, G. R., & Anthony, E. Y. (2009). Potential field evidence for a volcanic rifted margin along the Texas Gulf Coast. *Geology, 37*(5), 387-390.https://doi.org/10.1130/G25465A.1.

Miles, P. R., Verhoef, J., & Macnab, R. (1996). Compilation of magnetic anomaly chart west of Iberia. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 149,* 659-664.

Minguez, D., Hensel, E., & Johnson, E. A. E. (2020). A fresh look at Gulf of Mexico tectonics: Testing rotations and breakup mechanisms from the perspective of seismically constrained potential-fields modeling and plate kinematics. *Interpretation, 8*(4), SS31-SS45.http://dx.doi.org/10.1190/INT-2019-0256.1.

Miranda-Peralta, L. R., Cardenas-Alvarado, A., Maldonado-Villalon, R., Reyes-Tovar, E., Ruiz-Morales, J., y Williams-Rojas, C. (2014). Play hipotético pre-sal en aguas profundas del Golfo de México. *Ingeniería Petrolera, 54,* 256-266.

Mjelde, R., Raum, T., Kandilarov, A., Murai, Y., & Takanami, T. (2009). Crustal structure and evolution of the outer More Margin, NE Atlantic. *Tectonophysics, 468,* 224-243.

Mjelde, R., Raum, T., Murai, Y., & Takanami, T. (2007). Continent-ocean-transitions: Review, and a new tectono-magmatic model of the Voring Plateau, NE Atlantic. *Journal of Geodynamics, 43,* 374-392.

Molina-Garza, R. S., Van Der Voo, R. O. B., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1992). Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: Evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 104*(9), 1156-1168.

Montaron, B., & Tapponnier, P. (2010). A quantitative model for salt deposition in actively spreading basins. *Search and Discovery Article, 30117*.

Mooney, W. D., & Brocher, T. M. (1987). Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere: a global review. *Geophysical Journal International, 89*(1), 1-6. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb04379.x.

Mooney, W. D., Laske, G., & Masters, G. (1998). Crust 5.1: A global crustal model at 5°x5°. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103*(B1), 727-747. https://doi.org/10.1029/97JB02122.

Mooney, W. D., & Meissner, R. (1992). Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. En C. C. Fountain, D. M. Arculus, & R. W. Kay (Eds.), *Continental Lower Crust* (pp. 45-79). Elsevier.

Muller, M. R., Robinson, C. J., Minshull, T. A., White, R. S., & Bickle, M. J. (1997). Thin crust beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwestern Indian Ridge? *Earth and Planetary Science Letters,* 148, 93-107.

Mutter, J. C., Buck, W. R., & Zehnder, C. M. (1988). Convective partial melting: 1. A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93*(B2), 1031-1048.

Nakamura, Y., Sawyer, D. S., Shaub, F. J., MacKenzie, K., & Oberst, J. (1988). Deep crustal structure of the northwestern Gulf of Mexico. *GCAGS Transactions, 38,* 207-215.

Nawaz-Bugti, M. (2022). Mesozoic Plate Reconstruction, Salt Tectonics, and Hydrocarbon Potential of Western Gulf of Mexico basin. [PhD Thesis, University of Houston, Texas, USA].

Nguyen, L. C., & Mann, P. (2016). Gravity and magnetic constraints on the Jurassic opening of the oceanic Gulf of Mexico and the location and tectonic history of the Western Main transform fault along the eastern continental margin of Mexico. *Interpretation, 4(1),* SC23-SC33.

Odegard, M. E. (2005). Passive Margin Development in the Atlantic and Gulf of Mexico with a Special Emphasis on Proto-Oceanic Crust. En A. Paul, J. Post, N. C. Rosen, D. L. Olson, S. L. Palmes, K. T. Lyons, & G. B. Newton (Eds.), *Petroleum systems of divergent continental margin basins* (pp. 1062-1090). SEPM Society for Sedimentary Geology. https://doi.org/10.5724/gcs.05.25.1062

Olivas, R. M. (1953). Influencia del Macizo de Teziutlán sobre los sedimentos mesozoicos y terciarios, y posibilidades petrolíferas de estos. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 5*(5-6), 167-176.

Olsen, K. H. (2006). Continental rifts: Evolution, structure, tectonics. *Developments in Geotectonics.* Elsevier.

Olson, H. C., Snedden, J. W., & Cunningham, R. (2015). Development and application of a robust chronostratigraphic framework in Gulf of Mexico Mesozoic exploration. *Interpretation, 3*(2), SN39-SN58.

Ortiz-Ubilla, A. (2006). *Evolución Geológica-Estructural de la Región Arcabuz-Culebra, Oeste de la Cuenca de Burgos, Noreste de México.* [Tesis de Doctorado], Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.

Padilla y Sánchez, R. J. (2016). Late Triassic-Late Cretaceous Paleogeography of Mexico and the Gulf of Mexico. Mesozoic of the Gulf Rim and Beyond: New Progress in Science and Exploration of the Gulf of Mexico Basin

Padilla y Sanchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59*(1), 19-42.

Pantoja-Alor, J., Fries, C. Jr., Rincon-Orta, C., Silver, L.T., y Solotio-Munguia, J. (1974). Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 26*(4-6), 205-223.

Paton, D. A., Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P., & Horn, B. (2017). Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: insights from the South Atlantic. *Geology, 45,* 439-442.

Peel, F. J. (2019). Paleo-Oceanographic preconditioning promotes precipitation: how the global context is a key factor for understanding Bajocian Louann Salt deposition. In: GCSSEPM Foundation 37th Annual Perkins-Rosen Research Conference.

Peel, F. J., Travis, C. J., & Hossack, J. R. (1995). Genetic structural provinces and salt tectonics of the Cenozoic offshore US Gulf of Mexico: A preliminary analysis. En M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, & S. Snelson (Eds.), Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Memoir, 65,* 153-175.

Pérez-Gussinyé, M. (2013). A tectonic model for hyperextension at magma-poor rifted margins: an example from the West Iberia–Newfoundland conjugate margins. Geological Society of London, Special Publications, 369(1), 403-427.

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Dean, S. M., & Minshull, T. A. (2008). Compressional structures on the West Iberia rifted margin: Controls on their distribution. *Geological Society of London, Special Publications, 306*(1), 169-183.

Pickup, S. L. B., Whitmarsh, R. B., Fowler, C. M. R., & Reston, T. J. (1996). Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile. *Geology, 24*(12), 1079-1082. doi: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1079:IITNOT>2.3.CO;2.

Pindell, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics, 4*(1), 1-39.

Pindell, J. L., & Erikson, J. P. (1994). The Mesozoic passive margin of northern South America. En J. A. Salfity (Ed.), Cretaceous *Tectonics in the Andes* (pp. 1-66). Vieweg Publishing.https://doi.org/10.1007/978-3-322-85472-8_1.

Pindell, J. L., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society of London Special Publication, 328,* 1-55.

Pindell, J., Miranda, C. E., Cerón, A., & Hernandez, L. (2016) Aeromagnetic map constrains Jurassic-Early Cretaceous synrift, break up, and rotational seafloor spreading history in the Gulf of Mexico. En *Mesozoic of the Gulf Rim and beyond: New progress in science and exploration of the Gulf of Mexico Basin: SEPM Society for Sedimentary Geology, 35,* 123-153.

Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., & Weber, B. (2020). A Revised Synthesis of the Rift and Drift History of the Gulf of Mexico and Surrounding Regions in the Light of Improved Age Dating of the Middle Jurassic Salt. *Geological Society, London, Special Publications, 504.*

Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., & Weber, B. (2021). A revised synthesis of the *rift* and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. *Geological Society, London, Special Publications, 504*(1), 29-76.

Pindell, J., Weber, B., Elrich, W. H., Cossey, S., Bitter, M., Molina, R., Graham, R., & Erlich, R. (2019). Strontium isotope dating of evaporites and the breakup of the Gulf of Mexico and Proto-Caribbean Seaway. En 2019 AAPG Annual Convention and Exhibition.

Pindell, J., Graham, R., & Horn, B. (2014). Rapid outer marginal collapse at the *rift* to drift transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study. *Basin Research, 26*(6), 701-725. https://doi.org/10.1111/bre.12059.

Pompa, *M.V. (2009). Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México* [Tesis de Maestría, México, Instituto de Geofísica, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM].

Román-Ramos, J. R., Cruz-Mercado, M. A., Salomón Mora, L. E., Rosas-Lara, C., Sánchez-Ferrer, F., Biegert, E., & Bartsch, E (2008). Continental-oceanic boundary deep structure in a shear margin: Western main transform, offshore Veracruz, Southern Gulf of Mexico. En C. C. Bartolini & J. R. Román Ramos (Eds.), *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico* (pp. 409-420). AAPG Special Volumes.

Romanyuk, T., Mooney, W. D., & Detweiler, S. (2007). Two lithospheric profiles across southern California derived from gravity and seismic data. *Journal of Geodynamics, 43*(2), 274-307. https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.011.

Rosales-Rodríguez, J. (2024). Nuevas observaciones en la corteza continental transicional del sur del Golfo de México y sus implicaciones en los modelos de margen continental. *Geofísica Internacional, 63*(4), 1147-1164. https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1780

Rosales-Rodríguez, J., Bandy, W. L., y Centeno-García E. (2014). Profundidad de la base de la fuente magnética y estructura térmica del Golfo de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31*(2), 190-202.

Rowan, M. G. (2014). Passive-margin salt basins: Hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics. *Basin Research 26*(1), 154-182. https://doi.org/10.1111/bre.12043.

Rueda-Gaxiola, J. (1998). El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas, con base en la palinoestratigrafía de lechos rojos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15*(1), 78-86.

Rueda-Gaxiola, J. (2004). A triple junction in the Gulf of Mexico: Implications for deep petroleum exploration. *Geofísica lnternacional, 43*(3), 395-414. https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2004.43.3.966.

Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *AAPG Bulletin, 71*(4), 419-451.

Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. En A. Salvador (Ed.), The Gulf of Mexico Basin: *The Geology of North America* (pp. 389-444). Geological Society of America.

Sánchez, L. R. (1961). Aplicación de la paleogeografía a la búsqueda de yacimientos petrolíferos en el área Misantla-Ebano-Pánuco. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13*(11-12), 361-376.

Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H., Garcia, E., & Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science, 346,* 65-67, https://doi.org/10. 1126/science.1258213.

Saunders, M., Geiger, L., Rodriguez, K., & Hargreaves, P. (2016). The Delineation of Pre-Salt License Blocks in the Deep Offshore Campeche-Yucatan Basin. AAPG 2016 Annual Convention and Exhibition, Calgary, Alberta, Canada.

Sawyer, D. S., Buffler, R. T., & Pilger Jr., R. H. (1991). The crust under the Gulf of Mexico Basin. En *The*

Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America (pp. 53-72).

Schouten. H., & Klitgord K. D. (1994). Mechanistic solutions to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology 22,* 507-510. https://doi.org/10.1130/0091-7613.

Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., & Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews, 113*(3-4), 212-270.

Shaub, F. J., Buffler, R. T., & Parsons, J. G. (1984). Seismic Stratigraphic Framework of Deep Central Gulf of Mexico Basin. *AAPG Bulletin, 68*(11), 1790-1802. https://doi.org/10.1306/AD4619A3-16F7-11D7-8645000102C1865D.

Snedden, J. W. & Galloway, W. E. (2019). The Gulf of Mexico Sedimentary Basin: Depositional Evolution and Petroleum Applications. Cambridge University Press. DOI: 10.1017/9781108292795, ISBN 978-1-108-41902-4.

Snedden, J. W., Norton, I. O., Hudec, M. R., & Peel, F., (2019). Paleogeographic reconstruction of the Louann Salt Basin. *Proceedings of GCSSEPM Foundation 37th Annual Perkins-Rosen Research Conference, 24-27.*

Snedden, J. W., Stockli, D. F., & Norton, I. O. (2020). Palaeogeographical reconstruction and provenance of Oxfordian aeolian sandstone reservoirs in Mexico offshore areas: Comparison to the Norphlet aeolian system of the northern Gulf of Mexico. En I. Davison, J. N. F. Hull, & J. Pindell (Eds.), *The basins, orogens and evolution of the southern Gulf of Mexico and northern Caribbean: Geological Society 504. Special Publications, London* (p. 21). https://doi.org/10.1144/SP504-2019-219.

Steier, A., & Mann, P. (2019). Late Mesozoic gravity sliding and Oxfordian hydrocarbon reservoir potential of the northern Yucatan margin. *Marine and Petroleum Geology, 103,* 681-701. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.03.001.

Stern, R. J., Anthony, E. Y., Ren, M., Lock, B. E., Norton, I., Kimura, J. I., Miyazaki, T.; Hanyu, T.; Chang, Q., & Hirahara, Y. (2011). Southern Louisiana salt dome xenoliths: First glimpse of Jurassic (ca. 160 Ma) Gulf of Mexico crust. *Geology, 39*(4), 315-318. https://doi.org/10.1130/G31635.1

Stern, R. J., & Dickinson, W. R. (2010). The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. Geosphere, 6(6), 739-754.

Trudgill, B. D., Rowan, M. G., Fiduk, J. C., Weimer, P., Gale, P. E., Korn, B. E., Phair, R. L., Gafford, W.T., Roberts, G. R., & Dobbs, S. W. (1999). The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico, part 1: structural geometry, evolution and regional implications. *AAPG Bulletin, 83*(1), 1320-1336.

Van Avendonk, H. J. A., Christeson, G. L., Norton, I. O., & Eddy, D. R. (2015). Continental *rifting* and sediment infill in the northwestern Gulf of Mexico. *Geology, 43*(7), 631-634. https://doi.org/10.1130/G36798.1.

Warren, J. K. (2006). *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN-10: 3-540-26011-0, ISBN-13: 978-3-540-26011-0.

Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the *Basin and Range* province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 291, 645-648.

Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences, 22, 108-125.

Whitmarsh, R.B., Manatschal, G., & Minshull, T.A. (2001). Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature. 413*(6852), 150-154.

Williams-Rojas, C. T., Reyes-Tovar, E., Miranda-Peralta, L., Reyna-Martinez, G., Cardenas-Alvarado, A., Maldonado-Villalon, R., Muñoz-Bocanegra, V., & Lora de la Fuente, C. (2011). Hydrocarbon Potential of the Deepwater Portion of the "Salina del Istmo" Province. Southeastern Gulf of Mexico, Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 62,* 641-644.

Winker, C. D., & Buffler, R. T. (1988). Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). *AAPG Bulletin, 72*(3), 318-346.

Winterer, E. L. (1991). The Tethyan Pacific during Late Jurassic and Cretaceous times. Palaeogeography, Palaeoclimatology, *Palaeoecology, 87*(1-4), 253-265.

Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences, 22*(1), 108-125.

Woods, R. D., & Addington, J. W. (1973). Pre-Jurassic Geologic Framework Northern Gulf basin: Abastract. AAPG Bulletin, 57(9), 1840-1841.

Woods, R. D., Salvador, A., & Miles, A. E. (1991). Pre-Triassic. En A. Salvador (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America* (pp. 109-129).

Worzel, J. L., Bryant, W., Beall, A. O. Jr., Capo, R., Dickinson, K., Foreman, H. P., Laury, R., McNeely, B. W., & Smith, L. A. (1970). Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project; covering Leg 10 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Galveston, Texas to Miami, Florida. University, Ocean Drilling Program.

20 Golfo de México Profundo

Paola Judith Villa Mancilla y Sandra Isabel Pérez Hernández

Sumario

20.1 Resumen
20.2 Abstract
20.3 Introducción
20.4 Generalidades
20.4.1 Ubicación
20.4.2 Estado del arte
20.5 Desarrollo
20.5.1 Tipo de cuenca
20.5.2 Descripción general
20.5.3 Sedimentología
20.5.4 Estratigrafía
20.5.5 Geología Estructural
20.5.6 Contenido Paleontológico
20.5.7 Evolución geológica
20.5.8 Propuesta de modelo de cuenca
20.6 Consideraciones económicas
20.7 Conclusiones
20.8. Autoevaluación
20.9. Bibliografía

20.1 Resumen

La Provincia del Golfo de México Profundo está limitada por la isobata de 500 m y el límite de la Zona Económica Exclusiva, formada por siete provincias con características geológicas distintivas. Es clasificada como una cuenca oceánica de margen pasivo a partir del Cenozoico, sin embargo, inició su desarrollo durante el rompimiento del supercontinente Pangea en el Mesozoico. En su parte central se localiza la planicie abisal, en la parte norte está el talud continental que termina en el Escarpe de Sigsbee y hacia el este termina con la plataforma de Florida. La margen oeste del Golfo contiene una topografía muy compleja debido a los eventos de deformación de la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Plegado de Chiapas; mientras que la parte Este tenemos la Plataforma de Yucatán terminando con la cuenca del Caribe.

Las unidades estratigráficas fueron generadas durante el Triásico tardío depositándose lechos rojos; en el Calloviano se formaron rocas evaporíticas. Para el Jurásico superior comienza la rotación del bloque de Yucatán y la formación de corteza oceánica y corteza continental. En el Tithoniano prevalecieron periodos de transgresión marina para formar ambientes de plataformas de aguas someras. Para el Cretácico se depositaron extensos paquetes de rocas carbonatadas. En el límite Cretácico-Paleógeno, debido al impacto del meteorito Chicxulub, se generaron flujos de escombros y flujos turbidíticos. Durante el Cenozoico se produce el levantamiento de la Sierra Madre Oriental y el levantamiento de la Orogenia Chiapaneca que aportó sedimentos clásticos y generó depocentros debido a la movilización de las rocas evaporíticas del Calloviano; además de basculamientos y grandes fallas de crecimiento.

La cuenca del Golfo de México ha sido explorada a través de métodos geofísicos y estudios geológicos y no solo ha ayudado a describir la compleja morfología que presenta; sino que ha demostrado que es el lugar con las características particulares para albergar recursos económicos de interés como yacimientos petroleros.

20.2 Abstract

The Deep Gulf of Mexico Province is bounded by the 500 m isobath and the limit of the Exclusive Economic Zone, formed by seven provinces with distinctive geological characteristics. It is classified as an oceanic basin of a passive margin formed during the breakup of the supercontinent Pangea in the Mesozoic. In its central part is located the abyssal plain, in the northern part is the continental slope that ends at the Sigsbee Escarpment, and to the east it ends with the Florida platform. The western margin of the Gulf contains very complex topography due to the deformation events of the Sierra Madre Oriental and the Chiapas Fold Belt; while in the east we have the Yucatán Platform ending with the Caribbean basin.

The stratigraphic units were generated during the late Triassic, depositing red beds; evaporitic rocks were formed in the Callovian. In the late Jurassic, the rotation of the Yucatán block begins, along with the formation of oceanic and continental crust. In the Tithonian, periods of marine transgression prevailed, forming shallow water platform environments. During the Cretaceous, extensive packages of carbonate rocks were deposited. At the Cretaceous-Paleogene boundary, due to the impact of the Chicxulub meteorite, debris flows and turbidite flows were generated. During the Cenozoic, the uplift of the Sierra Madre Oriental and the uplift of the Chiapaneca Orogeny occurred, which contributed clastic sediments and generated depocenters due to the mobilization of Callovian evaporitic rocks; in addition to tilting and large growth faults.

The Gulf of Mexico basin has been explored through geophysical methods and geological studies, which have not only helped to describe the complex morphology it presents but have also demonstrated that it is a place with particular characteristics to contain economically interesting resources such as oil fields.

20.3 Introducción

El Golfo de México (GOM por sus siglas en inglés) es una cuenca oceánica que se encuentra entre la placa de Norteamérica y el bloque de Yucatán. Esta cuenca ha sido ampliamente explorada y estudiada, y en donde se han interpretado y

descubierto recursos de gran interés económico dadas las diversas condiciones geológicas presentes desde su origen y evolución.

Los procesos tectónicos y geológicos ocurridos durante millones de años permitieron que el Golfo de México desarrollara una variada y compleja morfología, contiene fallas, domos de sal, flujos de sedimentos, con una amplia variedad de formas, tamaño y complejidades estructurales y sedimentológicas.

En consecuencia, la cuenca del Golfo de México se encuentra subdividida en 7 provincias que han sido exploradas por Pemex y diversas compañías extranjeras, con la finalidad de definir su morfología, entender su origen; así como conocer el potencial petrolero de cada provincia.

Diversos autores han estudiado a la cuenca del Golfo de México a través de información geofísica, paleontológica, análogos de afloramientos y han aportado información sobre los aspectos tectónicos, estructurales y estratigráficos que definen cada una de las provincias localizadas dentro de la cuenca del Golfo de México. Con ello y gracias a la exploración realizada por diversas compañías petroleras, se han localizado recursos de interés para la nación.

20.4 Generalidades

20.4.1 Ubicación

La Provincia del Golfo de México Profundo corresponde a la porción central del Golfo de México, está limitada por la isobata de 500 m y el límite de la Zona Económica Exclusiva, y tiene un área aproximada de 575,000 km^2 (Petróleos Mexicanos [PEMEX], 2013). Con base en modelos geológicos, trabajos exploratorios, perforación de pozos, en la zona se han identificado siete provincias con características geológicas distintivas (Figura 20.1).

A) Provincia Salina del Bravo
B) Cordilleras Mexicanas
C) Cinturón Plegado Perdido

D) Planicie Abisal
E) Cinturón Plegado Catemaco
F) Provincia Salina del Istmo (porción de aguas profundas)
G) Escarpe de Campeche

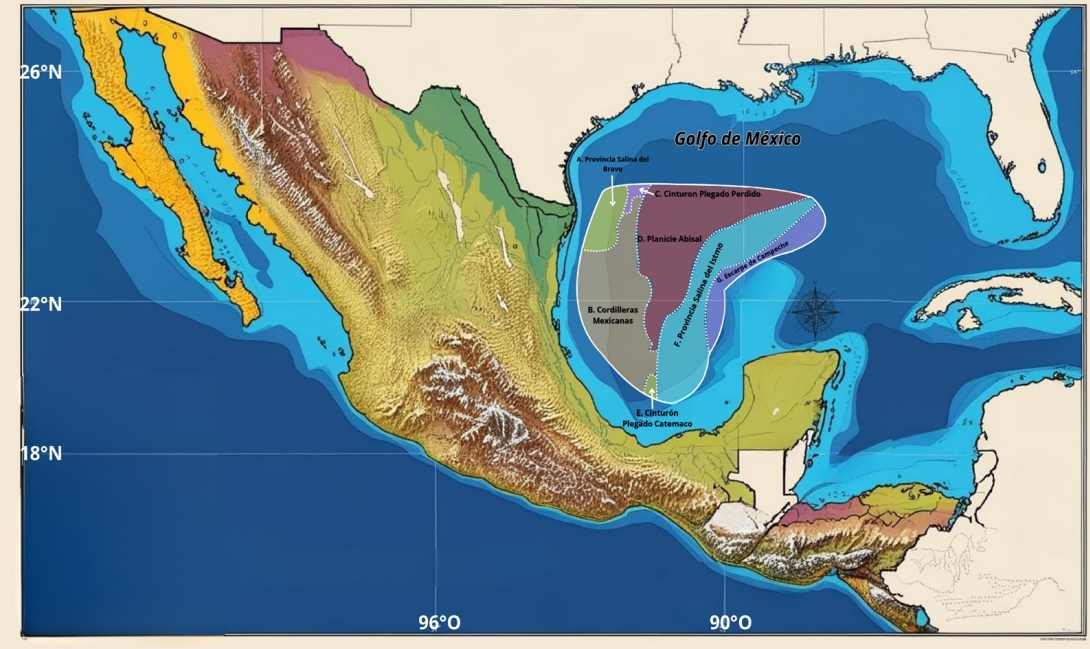


Figura 20.1. Mapa con la ubicación de las provincias en las que se subdivide el Golfo de México (Modificada de Pemex, 2013).

20.4.2 Estado del arte

Galloway en 2008 integra información acerca de la tectónica, paleogeografía, sistemas de depósito, el marco sedimentológico y estratigráfico que están presentes en la cuenca.

El trabajo de Pindell y Kennan (2001) presenta las reconstrucciones tectónicas actualizadas del Golfo de México reevaluando el rompimiento de Pangea en el Mesozoico y proponiendo un modelo en dos etapas, a) para el Jurásico tardío a medio hubo desplazamiento a través de la megacizalla Mojave-Sonora, posteriormente b) en el Calloviano tardío al Oxfordiano ocurrió la rotación de

Yucatán definiendo una falla transforme que pasa por la parte frontal de Veracruz, la cuenca de Córdoba y al este del campo volcánico Los Tuxtlas (Pérez y Villa, 2017).

Bird *et al.* (2011) proponen que el origen del Golfo de México es debido a dos movimientos de rotación en sentido antihorario del bloque de Yucatán; el primer movimiento ocurrió aproximadamente entre los 160 a 150 ma rotando 22° y el segundo movimiento con una rotación de 20° entre los 150 a 140 ma (Pérez y Villa, 2017).

Autores mexicanos incorporaron información acerca del origen y geología de la cuenca a partir del análisis de diferentes formaciones y morfologías presentes en afloramientos en la República Mexicana.

Rueda-Gaxiola (1998) propone un modelo tectónico del origen y evolución del Golfo de México. El principal componente deducido fue la megacizalla llamada Tampico-Lázaro Cárdenas, la cual es el principal elemento que dio origen al Golfo de México, además de definir estadíos tectónicos relacionados con su origen (Pérez y Villa, 2017).

Padilla y Sánchez (2007) presenta la evolución del Golfo de México desde el rompimiento y dispersión de la Pangea; hace referencia en la sedimentología de las diferentes etapas tectónicas ocurridas en la Cuenca del Golfo de México y de los elementos tectónicos que influyeron en la sedimentación y la geomorfología de la cuenca posterior al evento de *rift* intracontinental (Pérez y Villa, 2017).

20.5 Desarrollo

20.5.1 Tipo de cuenca

La cuenca del Golfo de México es clasificada como una cuenca oceánica que se encuentra limitada por un margen pasivo. Fue creada durante los episodios de extensión de la corteza y expansión del piso oceánico durante el rompimiento del supercontinente Pangea en el Mesozoico (Galloway 2008). De acuerdo al

régimen tectónico que gobernaba en aquel momento, prevalecía un margen divergente en donde se constituyó una etapa inicial de *rift* intracontinental entre la placa Norteamericana que se estaba separando de las placas Sudamericana y Africana.

El área que actualmente ocupa el Golfo de México formaba parte de la placa Norteamericana y se encontraba fragmentada en varias fosas tectónicas que fueron rellenadas por depósitos volcánicos y sedimentarios continentales conforme el proceso de *rift* continuaba.

Las características, espesores y distribución de sedimentos de la cuenca del Golfo de México dependieron de la extensión y adelgazamiento de la corteza, de la velocidad de subsidencia, de la erosión de los elementos continentales y del contacto con el océano para el depósito de sedimentos marinos que se distribuyeron hacia las partes más distales de la cuenca.

20.5.2 Descripción general

El Golfo de México es una cuenca heterogénea, consiste en subcuencas localizadas en el área principal de la cuenca. Cada subcuenca está caracterizada por diferentes estructuras y depósitos particulares de sedimentos. La extensión de la cuenca abarca desde la parte sureste de la plataforma costera de Estados Unidos hasta el sureste de la planicie costera de México y los estados de Chiapas y Tabasco; al este se extiende por la plataforma de Yucatán y Cuba hasta el área costa afuera de Florida (Snedden y Galloway, 2019).

Morfológicamente, en la parte central se tiene la planicie abisal con aproximadamente 13 km de profundidad; la parte norte está formada por el talud continental que termina hacia el oeste en el Escarpe de Sigsbee y se une al Abanico del Mississippi hacia el este terminando con la plataforma de Florida (Snedden y Galloway, 2019).

La margen oeste del Golfo contiene una topografía muy compleja debido a los eventos de deformación de la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Plegado de

Chiapas; mientras que la parte Este se conforma de la Plataforma de Yucatán terminando con la cuenca del Caribe (Figura 20.2) (Snedden y Galloway, 2019).

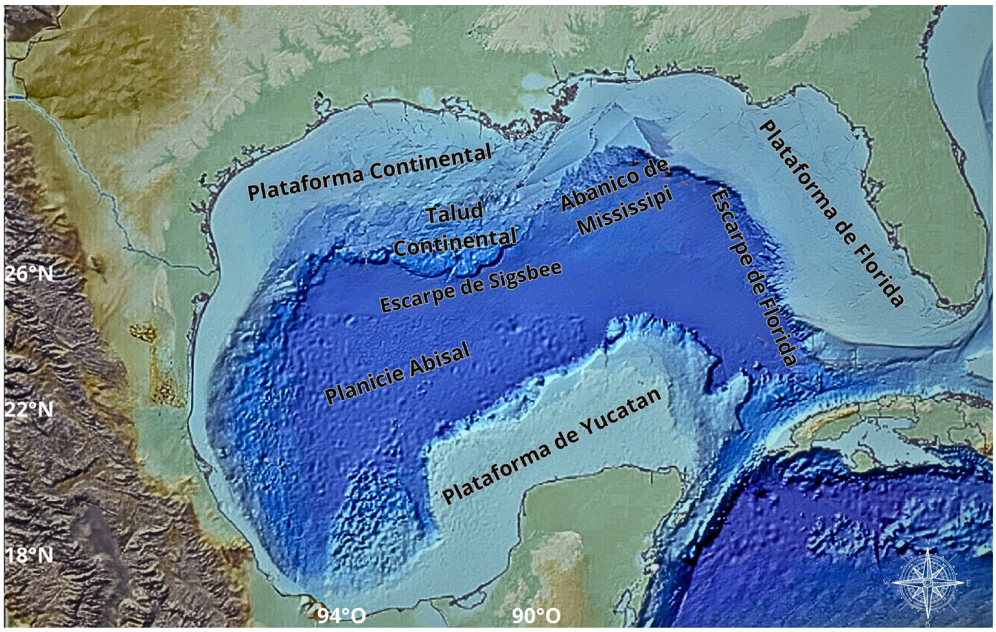


Figura 20.2. Localización de las principales morfologías dentro del Golfo de México (Modificada de Snedden y Galloway, 2019).

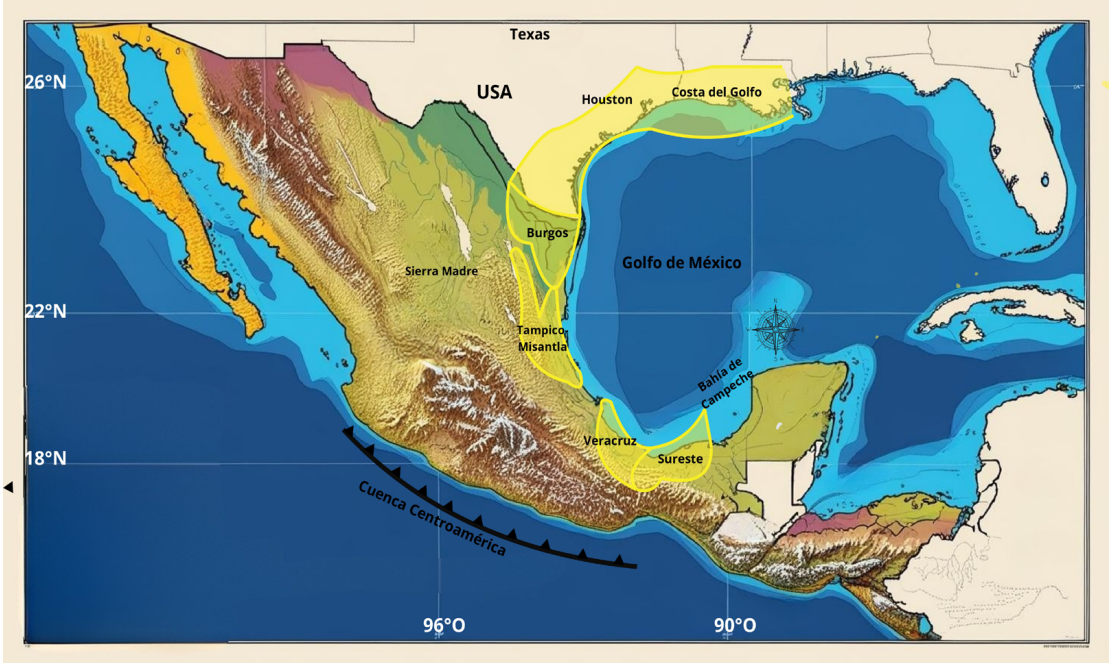


Figura 20.3. Localización de las subcuencas que bordean el Golfo de México (Modificado de Konyukhov, 2008).

A lo largo del borde del Golfo existen diferentes subcuencas que presentan particularidades geológicas: subcuenca Mississippi-Louisiana, la Costa del Golfo frente a los estados de Texas y Nuevo México, el Sector Mexicano que se localiza frente a las costas de los estados de Tamaulipas, Veracruz, Tabasco y Campeche; la Plataforma de Yucatán y el Sistema Cuba-Bahamas, como se observa en la figura 20.3, (Konyukhov, 2008).

Durante la formación del Golfo de México, conforme la etapa de *rift* intracontinental avanzaba, se formó corteza oceánica; por lo que en esta zona existen dos tipos de corteza, una oceánica y una continental.

De acuerdo con datos sísmicos, la parte central del Golfo de México está conformada por corteza oceánica cuyo espesor varía entre los 5 a 8 km y el tirante de agua excede los 3000 m (Konyukhov, 2008). Se ha interpretado que fue formada durante la evolución del *rift* continental a margen pasivo. Hacia los lados tenemos la transición hacia la corteza continental. Esta corteza de transición es una corteza continental que por diferentes procesos se adelgaza y estira y se sitúa en zonas en las que horizontalmente se produce un cambio gradual (Figura 20.4).

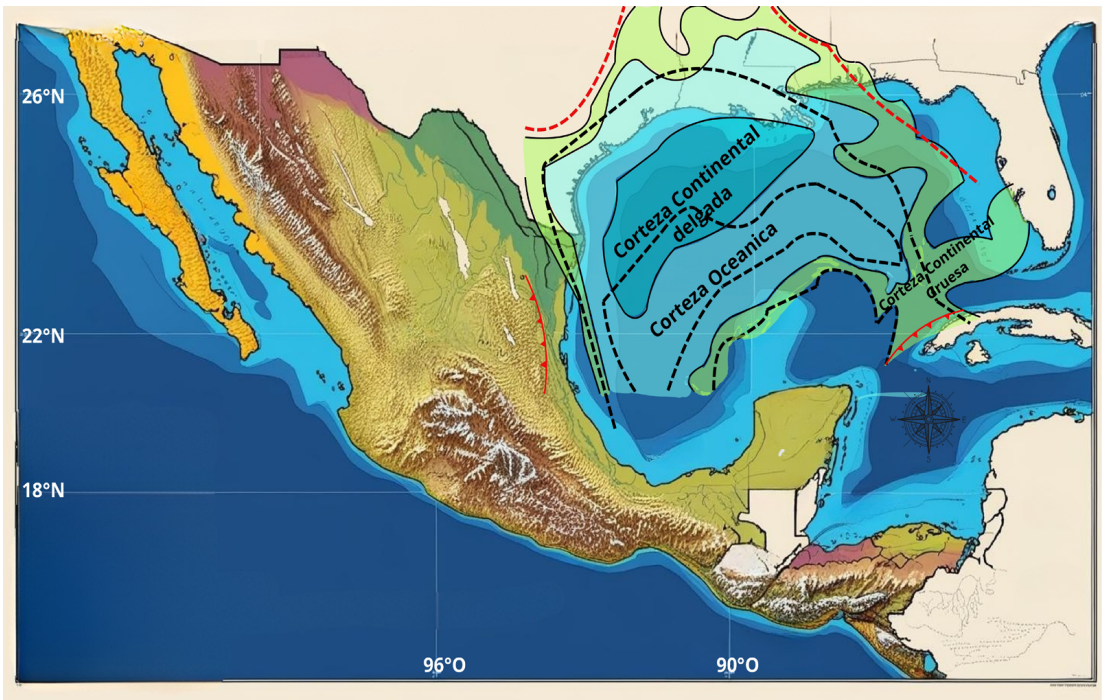


Figura 20.4. Mapa que muestra la zonificación de las cortezas oceánica y continental dentro del Golfo de México (Modificado de Snedden y Galloway, 2019).

Se ha analizado que el límite entre ambas cortezas coincide en algunas zonas con la isobata de 3000 m hacia el Escarpe de Sigsbee mientras que hacia la Plataforma de Yucatán el espesor de la corteza de transición varía entre los 12.5 a 22.5 km (Konyukhov, 2008).

Otras estructuras geológicas importantes en el Golfo de México son los depósitos de rocas evaporíticas que se localizan al norte en la subcuenca de Mississippi y al sur en la cuenca Salina del Istmo (Figura 20.5) (Pérez y Villa, 2017).

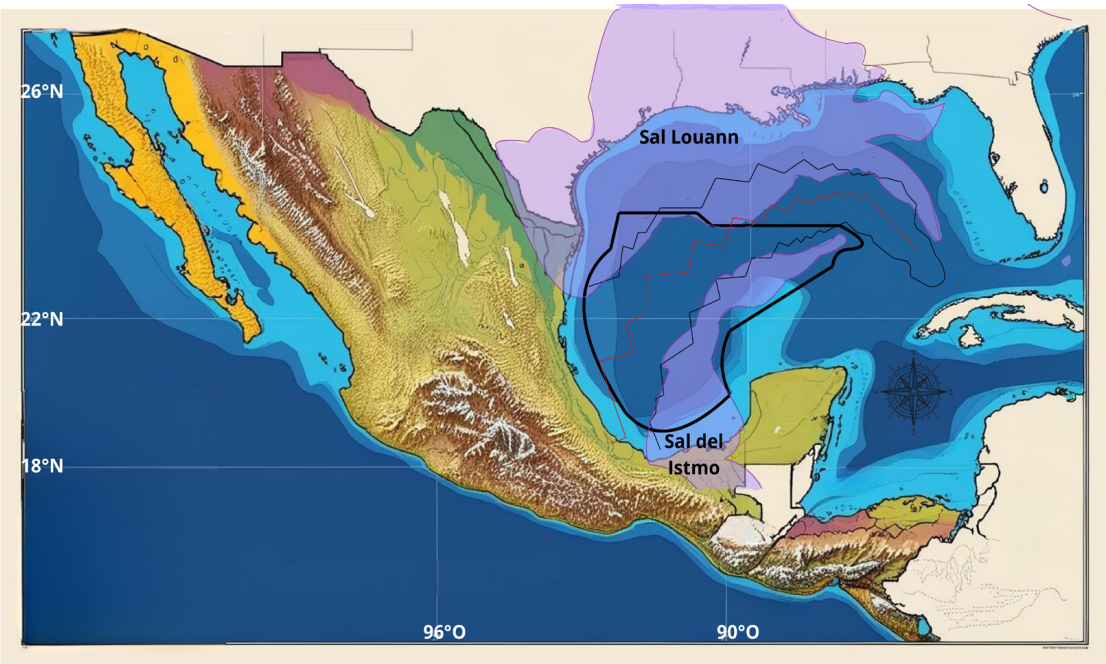


Figura 20.5. Límites y extensión de los depósitos de sal dentro de la cuenca (Modificado de Pemex, 2013).

20.5.3 Sedimentología

La cubierta sedimentaria presente en la cuenca se compone de unidades estratigráficas que fueron generadas por diversos episodios de depósito que se relacionan con la apertura del Golfo de México, el proceso de *rifting* y de posteriores eventos tectónicos que modificaron el relieve creando fallas, bajos estructurales y grandes cadenas montañosas que sirvieron de aporte de sedimentos a la cuenca.

La sedimentación de la cuenca comienza durante el Triásico tardío-Jurásico temprano donde prevalecieron ambientes continentales fluviales y aluviales que depositaron lechos rojos en las depresiones formadas por la fragmentación y dispersión de la Pangea, cuya geometría estaba controlada por grabenes estrechos (Padilla y Sánchez, 2007). Durante el Jurásico temprano–Jurásico medio continuaba el proceso de separación de Florida y el bloque de Yucatán, permitiendo que la corteza se adelgazara y facilitara el paso de aguas marinas hipersalinas. Las condiciones climáticas áridas constituyeron ambientes transicionales como sabkhas que permitieron la formación de rocas evaporítica (Martini, 2021).

Para el Jurásico superior comienza la rotación del bloque de Yucatán y la formación, en la parte central, de una zona con fracturamiento dando lugar a una depresión marina de cerca de 1 km de profundidad cuya amplitud se incrementaba a medida que el bloque de Yucatán se movía hacia el sur provocando que en la parte central se desarrollara corteza oceánica y hacia los márgenes se desplazara la corteza continental (Araujo, 2004).

En el Oxfordiano prevalecieron periodos de transgresión marina para formar ambientes de plataformas de aguas someras en los bordes del protogolfo, así como la formación de playas en las zonas litorales producto de la erosión de las paleoislas emergidas (Padilla y Sánchez, 2007).

Durante el Tithoniano se presentaron cambios en el tirante de agua que aunado al clima templado favoreció el aumento de organismos. Además, hubo una disminución del aporte sedimentario hacia las zonas litorales debido a que las zonas emergidas eran cubiertas por el agua. No obstante, los ambientes lagunares y de plataformas someras seguían extendiéndose en el lugar mientras que permanecía el depósito de sedimentos en las rampas y en las partes profundas de la cuenca (Padilla y Sánchez, 2020).

Para el Cretácico se mantienen los ambientes de cuenca profunda depositándose extensos paquetes de rocas carbonatadas, de la misma manera que facies carbonatadas en ambientes de plataforma y talud generados en forma de flujos clásticos producto de deslizamientos sinsedimentarios y de la erosión de los altos de basamento expuestos (Comisión Nacional de Hidrocarburos [CNH],

2015a). Cabe destacar que los bordes de las plataformas fueron constituidos por largas franjas de arrecifes de rudistas en áreas que anteriormente estaban emergidas al igual que en todo el borde de la cuenca del Golfo, esto debido al aumento en la velocidad de subsidencia de las áreas (Padilla y Sánchez, 2007).

En el límite Cretácico-Paleógeno ocurre el impacto del meteorito Chicxulub en la Plataforma de Yucatán, provocando un cambio en los ambientes sedimentarios; la plataforma carbonatada fue destruida por el impacto y generando flujos de escombros y flujos turbidíticos depositados en los ambientes de talud localizados en la parte sur del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2020).

Para la parte norte, debido al bajo nivel del mar que prevalecía se depositaron facies clásticas en canales amalgamados y de abanicos submarinos que aportaron sedimentos al talud y la cuenca. Otro aporte significativo se generaba en los ambientes deltaicos formados por los distintos paleoríos tales como Pánuco, Papaloapan, Tuxpan, Usumacinta, Grijalva, entre otros (Pérez y Villa, 2017).

Durante el Paleoceno se da la convergencia de la placa Farallón contra la placa Norteamericana, produciendo el levantamiento de la Sierra Madre Oriental. Dado este evento geológico, se continuó el depósito de sedimentos clásticos en ambientes fluviales, así como en ambientes transicionales como los deltas (Padilla y Sánchez, 2020).

En el Neógeno, otro evento de suma importancia fue el levantamiento de la Orogenia Chiapaneca que aportó buenas cantidades de sedimentos clásticos a la cuenca. Este evento también generó depocentros a causa de la movilización de la sal Calloviana. Posterior a la deformación, se inició un basculamiento hacia la parte norte del Pilar Reforma-Akal; mientras que la sobrecarga ocasionada por los sedimentos de la Orogenia Chiapaneca produjo grandes fallas de crecimientos con orientación NE-SW (Padilla y Sánchez, 2007).

El dominio de ambientes profundos, hacia la parte sur del Golfo de México, se vio afectado debido a los movimientos y emplazamientos de la sal cambiando el relieve del fondo marino como consecuencia de la distribución y acumulación de sedimentos terrígenos por encima de las capas salinas (Pérez y Villa, 2017).

En la parte norte del Golfo de México, la sedimentación formada correspondió a ambientes de plataforma en zona batial a nerítica que fueron depositados en zonas más profundas de la plataforma, el talud y la cuenca en facies de lóbulos turbidíticos (Pérez y Villa, 2017).

20.5.4 Estratigrafía

El basamento de la cuenca profunda del Golfo de México involucra dos tipos de cortezas, corteza oceánica y corteza continental. En el centro de la cuenca, se interpreta la presencia de rocas de probable edad Jurásico tardío que sobreyacen una corteza oceánica. Hacia las márgenes del bloque Yucatán y Norteamérica, se tienen rocas evaporíticas y depósitos terrígenos continentales que cubren la corteza continental adelgazada (PEMEX, 2013).

A continuación, se describen las características principales de las secuencias estratigráficas por edades de la parte norte como de la parte sur del Golfo de México que corresponde a la zona mexicana (Figura 20.6).

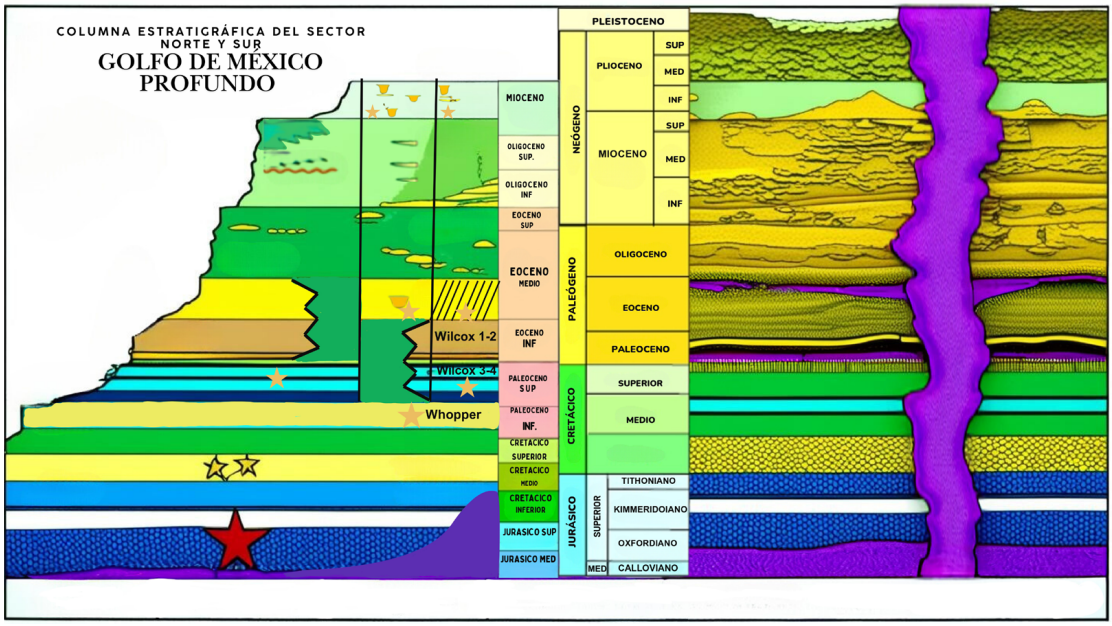


Figura 20.6. Columnas geológicas representativas de los depósitos sedimentarios de la parte Norte y Sur de la cuenca del Golfo de México (Modificado de CNH, 2015a).

El Jurásico medio está caracterizado por depósitos terrígenos continentales (lechos rojos), acumulados sobre un basamento ígneo-metamórfico y que se encuentran sobreyaciendo a extensos depósitos de rocas evaporíticas de edad Calloviana asociadas a la apertura del Golfo de México. Entre el Calloviano al Oxfordiano predominaron las condiciones marinas ocurriendo una gran transgresión que paulatinamente fue inundando zonas bajas y áreas que entraron en subsidencia, por lo que se generalizó la invasión de aguas oceánicas en toda la cuenca (Comisión Nacional de Hidrocarburos [CNH], 2015a).

Durante el Jurásico superior acontecieron periodos de transgresión marina que generaron depósitos de sedimentos carbonatados en facies de *mudstone* ricos en materia orgánica que varían de rampa interna a rampa externa; en la rampa intermedia se localizan variaciones laterales de depósitos de carbonatos y sedimentos terrígenos en forma de lóbulos arenosos durante el Oxfordiano y Kimmeridgiano. Asimismo, coexistieron altos de basamento que fueron bordeados de secuencias carbonatadas que posteriormente fueron dolomitizados (CNH, 2015a).

Los depósitos sedimentarios que prevalecieron en la parte continental se asocian a ambientes de transición, por lo que se tiene una llanura costera con desarrollo de dunas en la parte oriental, pasando a ambientes de llanura interna y media hacia el oeste. Además, se depositaron bancos de oolitas formando franjas paralelas a la costa (Comisión Nacional de Hidrocarburos [CNH], 2015b).

En el Tithoniano se presenta el máximo periodo de transgresión marina, donde se originaron depósitos laminados de carbonatos de cuenca, con lutitas y limolitas carbonosas con abundante contenido en materia orgánica (CNH, 2015b).

Para el Cretácico los sedimentos depositados se asocian a un ambiente de cuenca abierta con facies carbonatadas de tipo *mudstone*; también ocurrió el depósito de carbonatos de plataforma y de talud, por lo que contienen intercalaciones de flujos clásticos carbonatados generados por deslizamientos sinsedimentarios, así como flujos turbidíticos calcáreo-arenosos provenientes de la plataforma carbonatada de Yucatán. Así mismo, se depositaron facies de lentes halocinéticos, producto del movimiento de la sal (CNH, 2015b).

En el Paleoceno prevaleció un periodo de bajo nivel del mar, donde predominó el depósito de secuencias clásticas y en el depocentro ocurrió sedimentación de turbiditas, que se caracterizan por la acumulación de arenas de grano fino intercaladas con gruesos depósitos de arcillas. En condiciones de mayor batimetría se acumularon sedimentos limo-arcillosos depositados en facies de cuenca hemipelágica, intercalados en los intervalos arenosos (CNH, 2015b).

Las fuentes de aporte de estos sedimentos provienen de las zonas elevadas y transportadas por los deltas del Río Bravo en la parte norte-noroeste mientras que, en la parte central y sur de la zona, las fuentes fueron los deltas que se formaron en los paleoríos Pánuco, Papaloapan, Tuxpan, Usumacinta y Grijalva y en los cañones de Veracruz hacia el occidente del Golfo de México (CNH, 2015b).

En el Eoceno inferior y medio predominó un ambiente batial, dominado por la acumulación de arcillas, correspondientes a las facies distales de turbiditas siliciclásticas cuyos componentes provinieron principalmente del sur/suroeste. En el norte del área también ocurren depósitos turbidíticos que culminan en forma de enormes lóbulos de abanicos amalgamados y canalizados. También se tienen algunos complejos de abanicos y canales con influencia carbonatada hacia el oriente del área, cuyo origen se debe a la erosión de la plataforma de Yucatán, desarrollados como facies de talud (CNH, 2015a).

Para el Eoceno superior se presentan facies de limolitas y lutitas con intervalos de areniscas en forma de lóbulos y capas turbidíticas amalgamadas. Posteriormente, en la parte norte del Golfo, se generaron minicuencas debido a la intensa deformación causada por la deformación tectónica salina, cuyo efecto determinó la distribución de los sedimentos al lugar (CNH, 2015b).

En el Oligoceno inferior se generaron intercalaciones de arenas de grano fino junto con limos predominantes a facies de lóbulos turbidíticos distales, confinados en una matriz arcillosa; también hay presencia de canales meandriformes. En la parte más profunda de la cuenca se tiene presentes gruesos depósitos de arcillas y hacia la parte oriental, cercana a la Plataforma de Yucatán, el predominio de depósitos calcáreos (CNH, 2015a).

La sedimentación en el Mioceno correspondió a ambientes que cambian de batiales a neríticos con grandes volúmenes de sedimentos arenosos, limo-arcillosos depositados en la plataforma, en el talud y en la cuenca. Hacia el área de minicuencas predominan intercalaciones de arenas finas y lutitas, principalmente de facies de lóbulos turbidíticos (CNH, 2015b).

El desarrollo de minicuencas fue producto de los movimientos y emplazamientos de la sal por lo que cambió el relieve del fondo marino como consecuencia la distribución y acumulación de sedimentos terrígenos por encima de las capas salinas. Las secuencias sedimentarias del Cretácico y Paleógeno incrementaron la actividad de la tectónica salina y arcillosa en la porción de minicuencas, dando lugar a la creación de paleotopografías negativas que corresponden a diversas cuencas interdiapíricas por el desalojo de sal o de arcilla (CNH, 2015b).

Debido a que se tenía un relieve del fondo marino irregular, la sedimentación es distinta en espacios próximos. Hacia la parte sur y sureste predominó el depósito en canales, abanicos y lóbulos que se acumularon en las minicuencas formadas por los movimientos de las masas de sal que constituyeron domos y diapiros salinos. Asimismo, las fuentes de aporte provenientes del occidente ocasionaron depósitos de terrígenos de manera más directa al interior del área (CNH, 2015a).

20.5.5 Geología Estructural

Los diversos estilos estructurales que actualmente presenta el Golfo de México son producto de diversos eventos geológicos que acontecieron a lo largo de su origen y evolución. Gracias al estudio de la batimetría, fisiografía, rasgos estratigráficos, estructurales y tectono-sedimentarios, el Golfo de México se encuentra dividida en 6 provincias geológicas con diversos estilos estructurales que se describen a continuación.

Provincia Salina del Bravo: ubicado en la parte nororiental del Golfo de México, frente al delta del Río Bravo y en tirantes de agua que van desde los 500 a 2,500 m. Se caracteriza por presentar una tectónica de tipo gravitacional, es decir, durante el evento de la Orogenia Laramide prevalece un sistema tectónico

compresivo que levantó y erosionó los sedimentos depositados en la parte continental. Posteriormente los sedimentos fueron transportados por la gravedad y depositados hacia la plataforma continental y hacia las zonas más profundas del Golfo de México añadiendo el aporte sedimentario del Paleorío Bravo. Debido a la gran cantidad de sedimentos depositados, se generaron fallas lístricas que provocaron en la zona extensión y compresión de los paquetes rocosos. Por otro lado, la presencia de diversas estructuras salinas formadas a partir de la deformación de la sal del Calloviano alteraron los depósitos sedimentarios más jóvenes y generaron morfologías que han subdividido a esta provincia:

La zona del Cinturón subsalino presenta un estilo estructural de tipo compresivo que generó pliegues amplios por propagación de fallas inversas en sus crestas y flancos, orientados al noreste-sureste, nucleados por sal y cubiertos por canopies y lengüetas de sal alóctona (Figura 20.9) (CNH, 2015a).

La zona de Mini-cuencas se localiza al occidente del Cinturón Subsalino y está representada por un estilo estructural de tipo extensivo y gravitacional. Constituye una franja casi paralela al borde del talud continental, con la presencia de diapiros de sal o arcilla, con niveles de despegue someros sobre las arcillas del Eoceno Superior y creando estructuras de relleno sinsedimentario y acuñamiento de sedimentos contra diapiros de sal o arcilla (Figura 20.7) (CNH, 2015a).

Cinturón Plegado Perdido: se localiza al oriente de la Provincia Salina del Bravo y se extiende hacia la parte estadounidense del Golfo de México, afectado por el mismo estilo estructural de la Provincia Salina del Bravo; dado los efectos de compresión, extensión y deformación de la sal originado por la tectónica gravitacional ocurrida al occidente del área (CNH, 2015b).

Se ha interpretado que esta provincia está constituida por diversos pliegues formados por propagación de fallas inversas, nucleados por sal, con fallas en los flancos y en las crestas; de orientación NE-SW, que despegan en la sal autóctona del Calloviano producido principalmente por el sistema extensional que generó fallas normales que se movilizaron a partir de sedimentos salinos y se propagaron a este nivel. Otras estructuras presentes son diapiros y minicuencas (Figura 20.7) (CNH, 2015b).

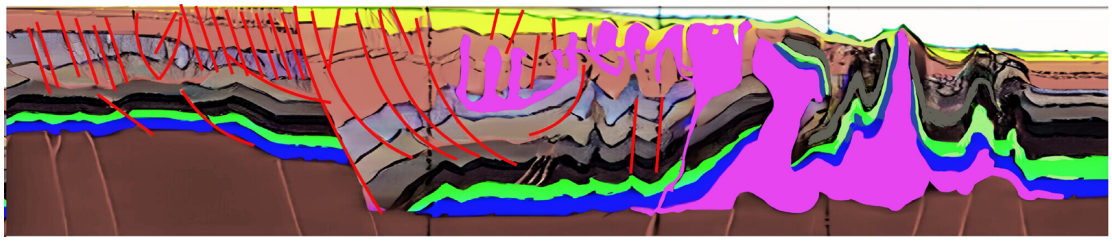


Figura 20.7. Perfil geológico orientado casi E-W con las estructuras formadas en la cuenca Salina del Bravo y Plegado Perdido (Modificado de CNH, 2015b).

Cordilleras Mexicanas: limitada en tirantes de agua que van desde los 1,000 y 3,000 m, está al oriente de la plataforma continental del Golfo de México y frente a la costa de los estados de Veracruz y Tamaulipas. En esta zona, se formó un amplio cinturón plegado, desde la parte Sur de la Provincia Salina del Bravo hasta el Sur del Golfo de México que se extiende a lo largo de 500 km y cubre cerca de 70,000 km^2 (CNH, 2015b).

Se desarrolló un sistema de fallas lístricas combinando los procesos de extensión y compresión formando pliegues alargados con rumbo NNW-SSE. Se ha descrito que los anticlinales son asimétricos, largos y angostos; con vergencia al Este. Por otro lado, los pliegues más jóvenes se sitúan hacia la parte central de la provincia y presentan mayor amplitud (Figura 20.8). El sistema combinado, contrario a lo presentado en las provincias anteriores, presenta una tectónica de tipo arcilloso; los pliegues tuvieron como principal plano de despegue los horizontes arcillosos del Eoceno superior y algunos otros planos de despegue secundarios en la secuencia terciaria (Figura 20.9) (CNH, 2015b).

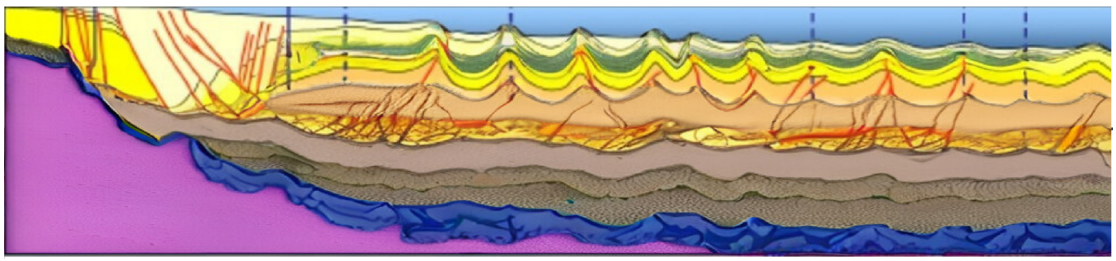


Figura 20.8. Perfil que muestra la vergencia de los anticlinales y la distribución de los pliegues a lo largo de la zona (Modificado de CNH, 2015b).

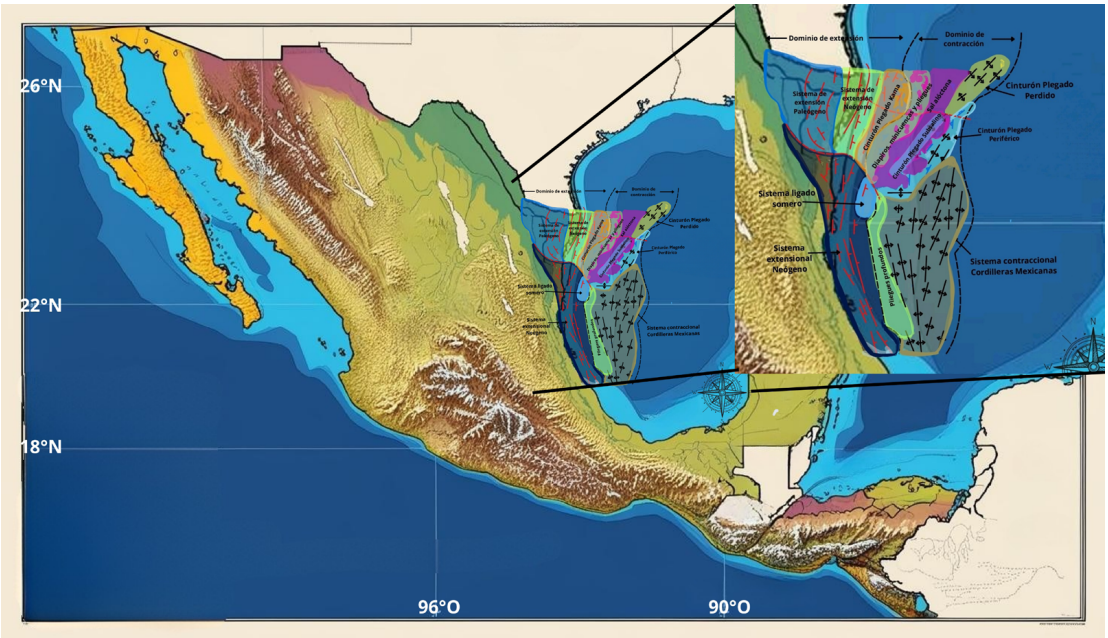


Figura 20.9. Representación del dominio estructural y de las estructuras formadas en las provincias Salina del Bravo, Cinturón Plegado Perdido y Cordilleras Mexicanas (Modificado de CNH, 2015b).

Cinturón Plegado Catemaco: se encuentra al norte del Complejo Volcánico de los Tuxtlas, en la porción marina profunda. Su estilo estructural está asociado con la deformación de la Orogenia Chiapaneca y posterior colapso gravitacional de sedimentos depositados durante el Neógeno (Figura 20.10). Es un cinturón deformado con pliegues asimétricos con orientación noreste-suroeste y vergencia al noroeste, afectados por fallas inversas y cabalgaduras que despegan de superficies ubicadas en la base del Paleoceno y el Eoceno. Estos eventos tectónicos estructuraron la columna sedimentaria cenozoica que contiene areniscas de canales y abanicos submarinos en la sección del Oligoceno al Mioceno superior (PEMEX, 2013).

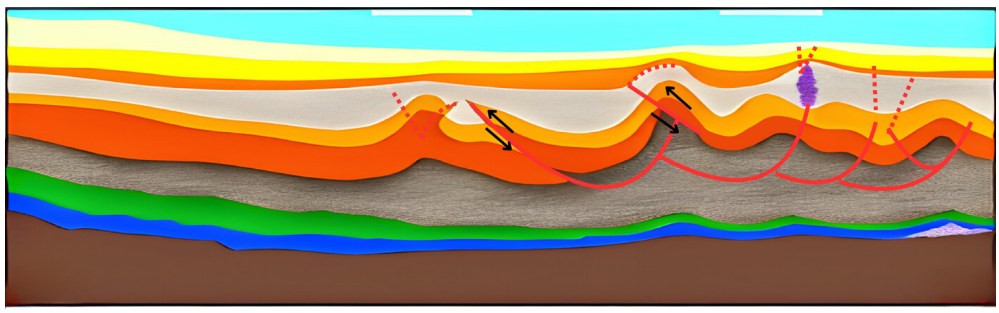


Figura 20.10. Deformación asociada a fallamiento inverso, cabalgaduras y estructuras geológicas presentes en la cuenca (Modificado de CNH, 2015a).

Provincia Salina del Istmo en su porción de aguas profundas: esta provincia es la extensión hacia aguas profundas de la Provincia Salina del Istmo y se distribuye desde la isobata 500 m hasta la planicie abisal (Pemex, 2013). Su morfología consiste en intrusiones de masas salinas que originaron el desarrollo de una serie de estructuras en forma de anticlinales amplios nucleados por sal, bloques fallados con ángulos de buzamiento alto, bloques expulsados y canopies salinos extrusionados hasta niveles subsuperficiales (CNH, 2015a).

Presenta estilos de deformación tectónica de tipo extensional, compresional y tectónica salina. La formación de las primeras estructuras salinas fue durante el Jurásico superior al Cretácico debido a que se desarrollaba un sistema extensional gravitacional y carga diferencial en la cuenca, generando estructuras de sal y almohadillas. Durante el Eoceno al Mioceno medio la Orogenia Laramide y la Orogenia Chiapaneca originaron que las estructuras salinas presentes se modificaran y la sal continuara movilizándose; debido a esto se generaron anticlinales nucleados por sal, diapiros, intrusiones de sal hacia los estratos más recientes y fallas inversas que despegaron sobre la base de las mismas para formar estructuras tipo pop-up (CNH, 2015a).

Posteriormente, en el Mioceno superior se incrementó la tectónica gravitacional dado el gran aporte de sedimentos hacia la zona, lo que originó la movilización de la sal autóctona y alóctona; produciéndose diversas estructuras salinas como canopies, lengüetas de sal, cierre de estructuras diapíricas generando fallas por soldadura de sal y minicuencas, pertenecientes a un sistema de extensión-contracción y tienen una dirección sur-sureste a norte-noroeste (Figura 20.11).

La parte norte de la cuenca presenta menor deformación, por lo que, las estructuras salinas tienen un menor desarrollo estructural que las que se localizan en la parte sur donde hay mayor deformación y mayor actividad salina (Figura 20.12).

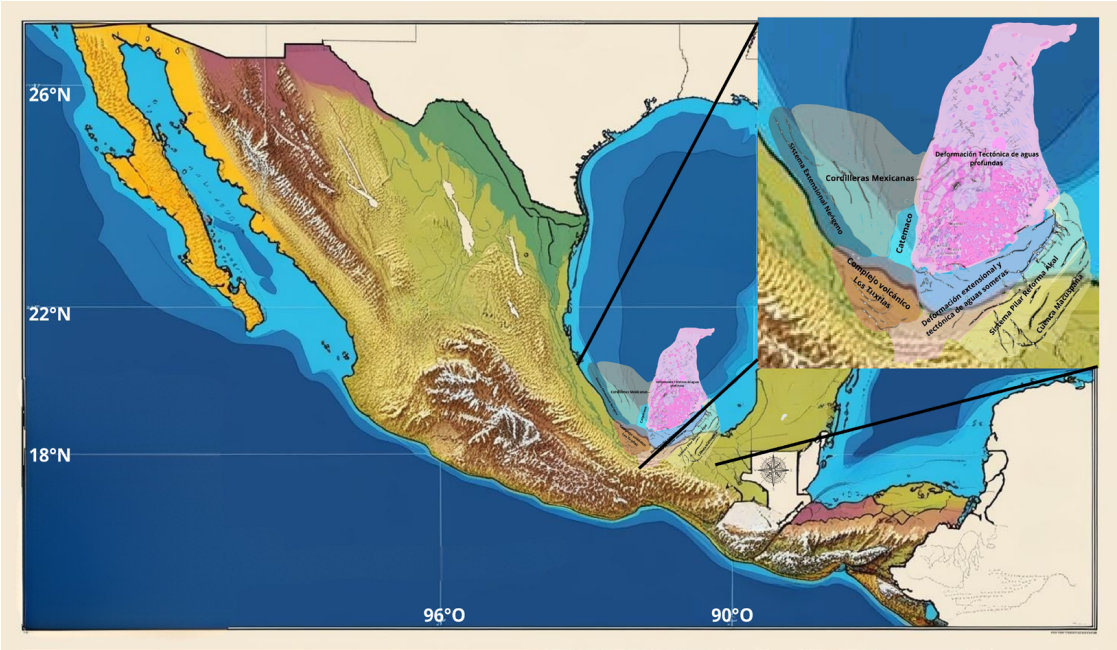


Figura 20.11. Representación del dominio estructural y de las morfologías representativas de la provincia Cuenca Salina del Istmo en su parte marina observando que las manchas rosas muestran la mayor deformación de esta zona (Modificado de CNH, 2015a).

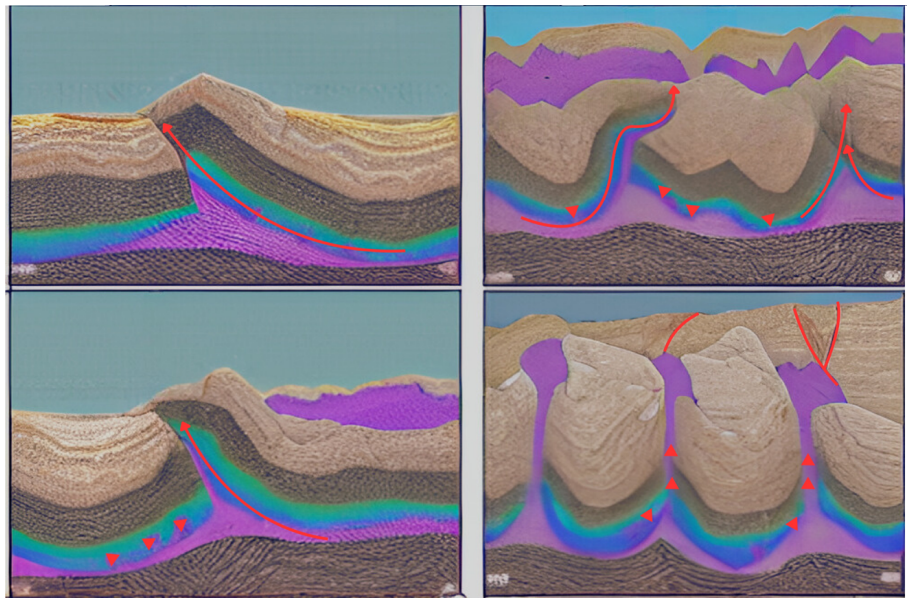


Figura 20.12. Tipos de estructuras geológicas salinas formadas por el ascenso de la sal a niveles más jóvenes. Observe que la parte norte (imágenes del lado izquierdo) presenta menor deformación salina que lo que se encuentra en la parte sur (imágenes del lado derecho) donde observamos formación de diapiros y canopies asociados a una mayor deformación salina (Modificada de CNH, 2015a).

Abisal del Golfo de México: se localiza en la parte central y más profunda del Golfo de México. Esta área no tiene una deformación importante, solo existen estructuras de muy bajo relieve. Están contenidas rocas arcillosas y desarrollos de areniscas de abanicos de piso de cuenca y por su tirante de agua representa la última frontera en el Golfo de México Profundo (Pemex, 2013).

20.5.6 Contenido Paleontológico

El registro fósil presente en el Golfo de México ha sido definido a partir de la información de pozos y correlaciones bioestratigráficas realizadas por diversos autores como Berggren *et al.* (1995), Jiang (1997), King *et al.* (2020); Sansores-Flores (1972) entre otros y está constituido por dos grandes grupos de microfósiles los cuales son foraminíferos bentónicos y planctónicos y nanoplancton calcáreo. Estos grupos de microfósiles son ampliamente usados en la bioestratigrafía debido a que son de pequeño tamaño, abundantes y de amplia diversidad, presentan una evolución rápida en el tiempo, amplia distribución geográfica y se preservan en los sedimentos por millones de años.

Los géneros más representativos de Foraminíferos Planctónicos cuya distribución estratigráfica ha cubierto edades desde el Paleógeno, Neógeno hasta el Reciente han sido los géneros *Globigerina, Globigerinoides, Globigerinita* y la *Globorotalia* (Bolli-Saunders, 1985).

Por otro lado, los géneros *Orbulina, Tinophodella, Hastigerina, Pulleniatina, Candeina, Neogloboquadrina* e *Sphaeroidinella* presentan un rango estratigráfico desde el Neógeno al Reciente; resaltando la aparición de Hastigerina durante un periodo corto de tiempo en el Eoceno. Mientras que los géneros que destacan durante el Reciente son *Beella, Hastigerinella* y *Bolliella* (Bolli-Saunders, 1985).

Cabe señalar que hay especies cuyo alcance estratigráfico fue restringido lo cual permite que sean buenos indicadores para dataciones de edad. Los géneros son *Globigerinoita, Globigerinatella, Praeorbulina* y *Clavatorella* cuya aparición fue durante el Mioceno (Bolli-Saunders, 1985).

El nanoplancton calcáreo también ha sido ampliamente utilizado como fósil índice para dataciones de edad y toma mayor relevancia donde los foraminíferos no son capaces de datar.

Diversos estudios bioestratigráficos en el Golfo de México han podido registrar diversas especies de nanoplancton calcáreo que han podido ser utilizados por especialistas del Instituto Mexicano del Petróleo y de Petróleos Mexicanos para definir columnas cronoestratigráficas, llevar a cabo correlaciones geológicas a partir de la edad de las rocas y definir datos paleobatimétricos.

Los géneros *Discoaster tamalis, Reticulofenestra pseudoumbilica, Sphenolithus abies, Pseudoemiliana lacunosa* y *Ceratolithus armatus* han definido el Plioceno inferior y superior (Instituto Mexicano del Petróleo [IMP], 2024).

El alcance estratigráfico de estos microfósiles dada su abundancia y diversidad ha permitido subdividir las edades para el Mioceno, lo que ha permitido llevar a cabo correlaciones con mayor precisión. Para el Mioceno superior se han definido los géneros de *Triquetrorhabdulus rugosus, Coccolithus miopelagicus* y diferentes especies del género *Discoaster como Discoaster hamatus, Discoaster neorectus, Discoaster bollii, Discoaster loeblichii,* entre otros (IMP, 2024).

Para el Mioceno medio tenemos *Coccolithus miopelagicus, Discoaster kugleri, Helicosphaera obliqua, Discoaster elixis;* entre otros. Los géneros presentes en el Mioceno inferior son *Sphenolithus belemnos, Sphenolithus conicus, Discoaster protoelixis, Triquetrorhabdulus challengeri, Helicosphaera ampliaperta,* por mencionar algunos (IMP, 2024).

20.5.7 Evolución geológica

Los procesos geológicos que dieron origen y evolución al Golfo de México se encuentran relacionados a la historia geológica del Golfo que se remonta a hace más de 160 millones de años atrás, cuando la mayoría de las placas continentales del mundo formaban un solo supercontinente denominado Pangea.

La actividad tectónica sin *rift* que sobrevino a esa etapa formaría la Cuenca del Paleo Golfo de México e incidiría en la distribución de los sedimentos que la rellenaron subsiguientemente. Además de los procesos tectónicos y depositacionales incesantemente graduales que tuvieron lugar en esta cuenca, operaron otras fuerzas como la gravedad.

Para el periodo Triásico tardío, el supercontinente Pangea comenzó a desplazarse y a fragmentarse, constituyéndose una margen de *rift* intracontinental entre la placa Norteamericana que se iba separando de las placas Sudamericana y Africana.

La mayor parte de la placa Norteamericana, el área que con el tiempo se convertiría en el Golfo de México estaba segmentada en varias fosas tectónicas, que se hundieron gradualmente al rellenarse con depósitos volcánicos y secuencias sedimentarias continentales, provenientes de sedimentos erosionados desde las áreas elevadas adyacentes. Estas secuencias sedimentarias, que constituyen algunos de los primeros registros de la fase de *rifting* del Golfo de México, conforman una parte de las formaciones Huizachal, Todos los Santos y Eagle Mills (Dribus *et al.*, 2008).

Durante el Jurásico medio, por efectos del proceso de subducción, la cual era activa en la margen oeste de la placa Norteamericana, ocurría sismicidad e invasión del agua oceánica proveniente del Océano Pacífico, por lo que ocurrió inundación de aguas oceánicas en las fosas tectónicas del proto-Golfo. Después de cierto tiempo, la conectividad que la proto-cuenca tenía con las aguas del océano Pacífico se termina y permanecen grabens que contienen agua salada que, debido a procesos de reconstitución y evaporación, con el paso del tiempo se volvieron más salinas. Posterior a la formación de estos cuerpos hipersalinos de agua ocurre su evaporación con la consecuente precipitación de halita y anhidrita, el primer mineral depositado en el centro con otros minerales evaporíticos en los alrededores de las cuencas (Martini, 2021).

En el Jurásico tardío mientras comenzaban las etapas tardías de la fase de *rifting*, la fase de extensión continua de la corteza continental originó un conjunto de islas y plataformas como la de Yucatán que separó a la placa Norteamericana,

llevándose una porción del cuerpo salino que se encuentra representado en la parte tanto continental como marina de la cuenca Salina del Istmo. Debido a este evento, las plataformas de Florida y de Yucatán fueron separándose, abriéndose un camino que pronto formaría el área actual del Golfo de México y que fue inundado poco a poco por aguas del Océano Atlántico (Martini, 2021).

Reconstrucciones paleogeográficas han explicado que la plataforma de Yucatán rotó en sentido antihorario mientras continuaba su movimiento hacia su posición actual (Figura 20.13). Finalmente, se asentó sobre el margen norte de la placa Sudamericana durante el Cretácico Temprano (Dribus *et al.*, 2008).

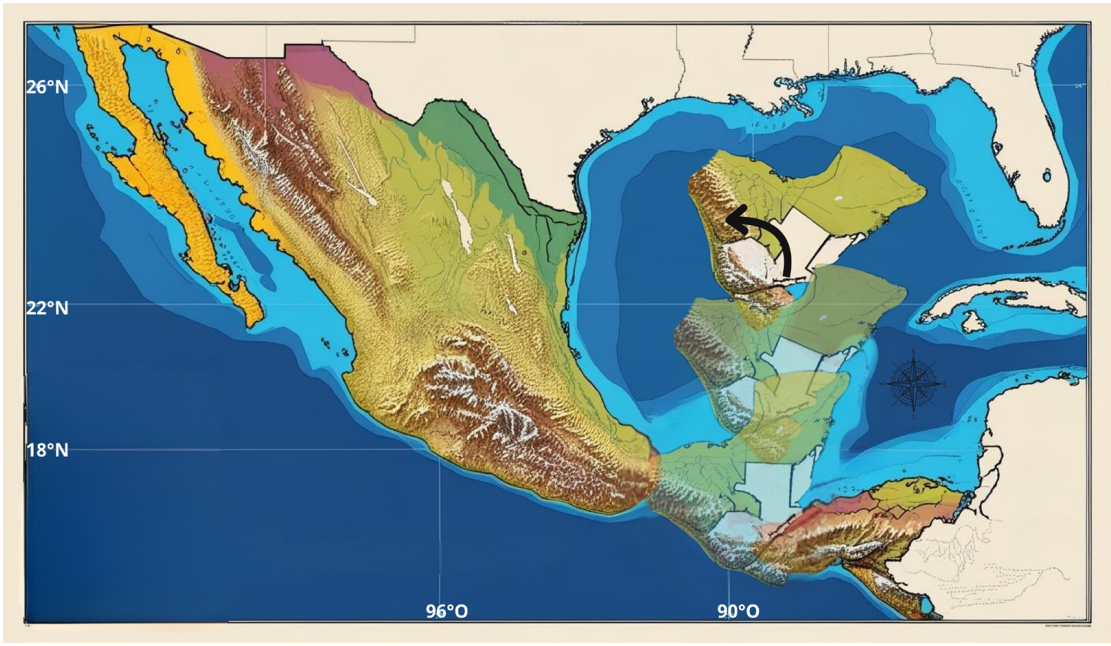


Figura 20.13. Movimiento de rotación y desplazamiento que realizó el bloque de Yucatán hasta su posición actual (Modificado de Dribus *et al.*, 2008).

Mientras la Plataforma de Yucatán se iba alejando de la Plataforma de Florida los ambientes sedimentarios comenzaron a cambiar, el depósito de sedimentos clásticos disminuyó en tanto que los depósitos de carbonatos se incrementaron. Posteriormente, las condiciones tectónicas cambiaron a una margen pasiva.

Los eventos orogénicos que iniciaron en la margen oeste del Golfo comenzaron a aportar sedimentos que rellenaron la cuenca en subsidencia, el más importante

corresponde a la formación de la Sierra Madre Oriental, como producto de la orogenia Laramide con el correspondiente desarrollo de las cuencas foreland al frente del orógeno. Durante el Oligoceno, otra afluencia de sedimentos clásticos fue aportada al oeste por una serie de deltas originados del levantamiento de la cadena montañosa de la Sierra Madre Oriental (Dribus et a., 2008).

Conforme se llevaba a cabo el basculamiento del basamento debido a la formación y evolución de la Sierra de Chiapas y la Sierra Madre del Sur, se provocó que en la cuenca ocurriera mayor presión de sobrecarga propiciando la evolución de diapiros y minicuencas debido a la sal alóctona que se emplazó en el Paleoceno-Mioceno (Pérez y Villa, 2017).

En el periodo Mioceno temprano a medio en el norte de la cuenca, el aporte de sedimentos que ingresaban a la Cuenca del Golfo de México provenía principalmente del sistema del Río Mississippi, conforme la exhumación y erosión de las Montañas Rocallosas proseguía y los sedimentos que se generaban de la Sierra Madre Oriental por la Orogenia Laramide disminuían (Pérez y Villa, 2017).

El Cinturón Plegado de Chiapas que se generó en el sur de México en el periodo del Mioceno medio al tardío (Figura 20.14) abasteció de sedimentos a la cuenca en el sector sur y provocó un gran cinturón plegado que actualmente forma parte de las provincias geológicas Cinturón Plegado de Catemaco, Provincia Salina del Istmo y la zona Pilar Reforma Akal (Pérez y Villa, 2017).

La llegada de los aportes sedimentarios a la zona de fallamiento lateral y normal disparó el inicio del sistema extensional con la formación de la Provincia de Macuspana. Esta fase extensional puede ser la responsable de mayor deformación de la Provincia Geológica Cinturón Plegado Catemaco y de los diapiros y paredes comprimidos de la Provincia Geológica Salina del Istmo (PEMEX, 2012 citado en Pérez y Villa, 2017).

Para el resto del Neógeno, el escenario tectónico que imperó en la megacuenca del Golfo de México fue la tectónica gravitacional que generó sistemas ligados de extensión y compresión debido principalmente a la presión de sobrecarga originada por la gruesa columna de sedimentos clásticos acumulados desde el

inicio del Cenozoico hasta el Cuaternario. Todos estos eventos tectónicos que actuaron en la cuenca en diferentes tiempos y con diferentes magnitudes y direcciones de esfuerzos, generaron estilos estructurales sobrepuestos que conformaron el marco tectónico estructural complejo en el sureste de México y el área marina somera y profunda del sur del Golfo de México (PEMEX, 2012 citado en Pérez y Villa, 2017).

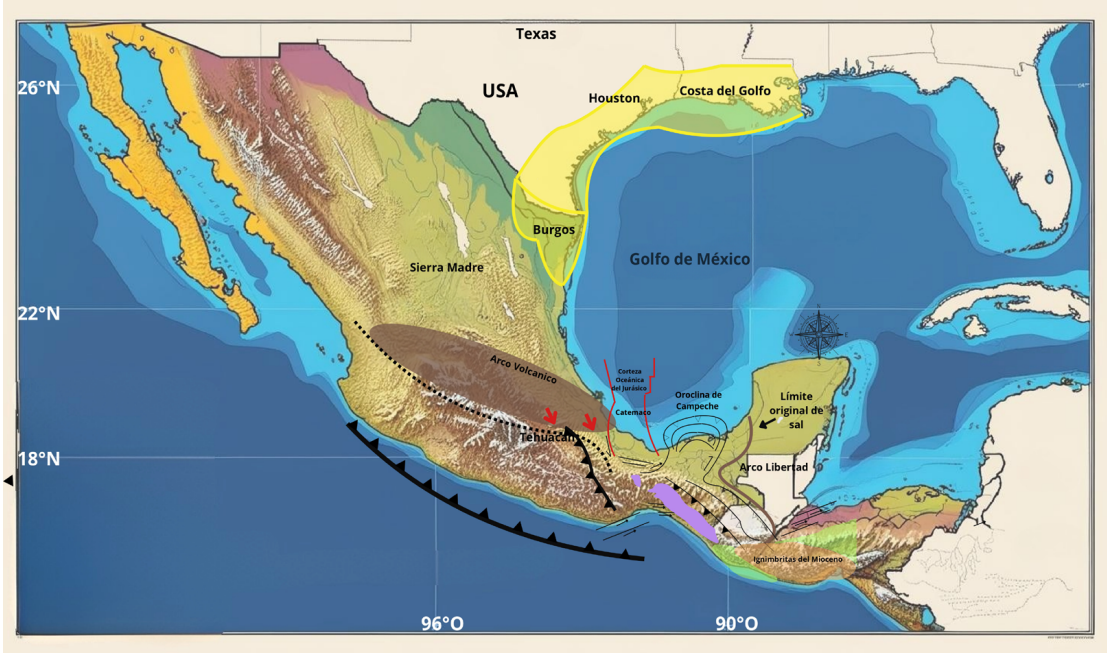


Figura 20.14. Elementos tectónicos presentes durante la evolución del Cinturón Plegado de Chiapas (Modificado de Pemex, 2012).

20.5.8 Propuesta de modelo de cuenca

Durante la formación del Golfo de México, mientras iniciaba la etapa de *rift* intracontinental, la invasión de las aguas oceánicas provocó la formación de corteza oceánica que se localiza en la parte central del Golfo de México. La cuenca que se formó durante el proceso de divergencia muestra dos tipos de corteza en su basamento, en la parte media de la cuenca tenemos corteza basáltica y a los lados corteza continental atenuada (Pérez y Villa, 2017).

Dados los procesos de subducción ocasionados al oeste de la placa Norteamericana, se produjo una invasión de aguas oceánicas e inundación de las fosas tectónicas. Posteriormente, esa agua acumulada en las fosas fue evaporándose lo que generó la precipitación de extensos cuerpos salinos en los alrededores de la cuenca.

A finales de la fase de *rifting*, la cuenca continuaba sometida a extensión lo que produjo que algunas porciones de tierra, como la plataforma de Yucatán, se separaran de Norteamérica y crearan una cuenca en donde se formaría el Golfo de México.

Mientras la plataforma de Yucatán se movilizaba hacia el sur, para ocupar su posición actual, las condiciones climáticas y geológicas iban cambiando progresivamente por lo que el depósito de sedimentos clásticos, que dominaba en ese momento, fue reduciéndose mientras que aumentaba el depósito de sedimentos carbonatados. Cuando la plataforma de Yucatán se establece en su posición actual, el dominio geológico cambia a una margen pasiva.

Las últimas etapas de formación del Golfo de México estuvieron marcadas por el enfriamiento en los márgenes pasivos y de diferentes fases de deformación como basculamientos, fracturamientos, diversos tipos de fallamiento creando bloques y diversas morfologías en la cuenca. Ciertos eventos, como el impacto del asteroide de Chicxulub en la Península de Yucatán durante el Cretácico tardío, provocaron deslizamientos de sedimentos y se produjeron tsunamis que se desplazaron a lo largo de la cuenca (Pérez y Villa, 2017).

Para el Cenozoico, la cuenca en subsidencia fue rellenada por diversos aportes sedimentarios producto de dos eventos orogénicos, uno de ellos fue la formación de la Sierra Madre Oriental y también la evolución del Cinturón Plegado de Chiapas. Estas condiciones no solo permitieron depositar sedimentos a la cuenca, sino que también ocasionó mayor basculamiento, mayor presión de sobrecarga en los sedimentos y la formación y evolución de morfologías como diapiros, domos salinos, y minicuencas dado el movimiento de los cuerpos salinos (Pérez y Villa, 2017).

En general, los eventos tectónicos prevalecientes durante el Neógeno fueron la tectónica gravitacional que formó sistemas de extensión y compresión debido a los esfuerzos generados por la presión de sobrecarga de la columna de sedimentos clásticos que se fueron acumulando durante el Cenozoico (Pérez y Villa, 2017).

Las características geológicas actuales que presenta esta cuenca, a lo largo de toda su evolución geológica, permiten definirla como una cuenca de margen pasivo.

20.6 Consideraciones económicas

La extensión de la Cuenca del Golfo de México en la parte que corresponde a Estados Unidos ha sido explorada desde hace más de 100 años dado que los estudios geofísicos, geológicos, paleomagnéticos, batimetría, entre otros, no solo han ayudado a describir la compleja morfología que presenta; sino que ha demostrado que es el lugar con las características particulares para albergar recursos petroleros; así como lignita y uranio sedimentario.

Para la parte que corresponde a México, PEMEX inició la exploración de esta zona a principios de los noventa del siglo pasado y de manera sistemática en 2002, terminando el primer pozo en 2004 (Escalera, 2011). Con ello, se ha interpretado la existencia de diversos sistemas petroleros activos en diversos plays que forman los principales recursos de aceite y gas acumulados en el subsuelo del Golfo de México.

La mayoría de los estudios de exploración y explotación de yacimientos se han realizado en áreas terrestres y aguas someras, por lo tanto, los recursos que se han identificado en la Cuenca del Golfo son indispensables para garantizar la seguridad energética del país (Morales, 2008).

Dada la Reforma Energética constituida por el gobierno en 2013, se apertura la exploración de la cuenca a diversas compañías extranjeras realizando diversos descubrimientos en zonas con características diferentes a las efectuadas en la parte terrestre y en aguas someras; en zonas de mayor profundidad, con mayores presiones de yacimiento, amplia dificultad técnica, mayores desafíos y una

menor producción. La siguiente tabla resume los recientes hallazgos localizados en la Cuenca del Golfo de México (Barbosa Cano, 2023) y (El Economista, 2023):

Compañía	Pozos descubiertos	Recursos	Características
Pemex	Mikita Chamak Zaap	Aproximadamente 80 MMb de reservas 2P	Se encuentran en bloques de 400-500 km de longitud.
Talos	Zama	Reservas 2P de 670 Mbep y 3P por 1.010	El yacimiento se localiza más allá de los límites, por lo que existe un bloque compartido. La SENER decidió realizar la negociación del plan de explotación y desarrollo del yacimiento.
Wintershall Dea	Kan	300 MMbpce	El pozo se halla muy cercano a los recientes descubrimientos de los pozos Zama, Pollock y Chinwol que resultaron exitosos.
Repsol	Polok-1 Chinwol Chak-1	188 MMbpce 88 MMbpce 28 MMbpce	Los descubrimientos están en uno de los bloques más grandes licitados mundialmente, de 3253 km^2.
ENI	Sayulita Sáasksen	200 MMbpce 156 MMbpce	

Cabe mencionar que, antes de la Reforma Energética, se realizó la exploración y perforación de dos pozos que resultaron exitosos durante el 2012. Los pozos Trión y Supremus, localizados en la provincia del Cinturón Plegado Perdido frente a las costas de Tamaulipas y cerca de la frontera con Estados Unidos y operados por PEMEX y BHP Billiton Petróleo Operaciones de México, S. de R.L de C.V. Estos pozos productores de aceite se encuentran en plan de desarrollo esperando que se recupere aproximadamente 434 MMbpce (Alegría, 2023).

20.7 Conclusiones

La evolución de la cuenca del Golfo de México está relacionado a diversos eventos geológicos y debido a los aportes de diversos autores, han permitido saber su fisiografía, conocer su origen, su evolución, transformación y la geología. Gracias a esto, se sabe que la cuenca del Golfo de México está delimitada en 7 provincias con diferentes características estructurales, sedimentarias, estratigráficas batimétricas y tectónicas, las cuales son: Provincia Salina del Bravo, Cordilleras Mexicanas, Cinturón Plegado Perdido, Planicie Abisal, Cinturón Plegado Catemaco, Provincia Salina del Istmo (porción de aguas profundas) y el Escarpe de Campeche.

El origen de esta cuenca se remonta a hace más de 160 millones de años, cuando las placas continentales formaban Pangea. Para el periodo Triásico tardío, Pangea comenzó a desplazarse y a fragmentarse, constituyéndose una margen de *rift* intracontinental. Durante el Jurásico Medio ocurrió la invasión del agua oceánica y la inundación de las fosas tectónicas del proto-Golfo en donde se formaron rocas evaporíticas. En el Jurásico tardío, en las etapas tardías de la fase de *rifting*, la plataforma de Yucatán se separó de la placa Norteamericana y se generó una cuenca que formaría el área actual del Golfo de México. Posteriormente las condiciones tectónicas cambiaron a una margen pasiva.

Los eventos orogénicos que se presentaron en el margen oeste del Golfo, la formación de la Sierra Madre Oriental y el origen del Cinturón Plegado de Chiapas comenzaron a aportar sedimentos para rellenar la cuenca en subsidencia; además de propiciar la evolución de diapiros y minicuencas. Después, comenzó la etapa extensional que generó sistemas de extensión y compresión.

La estratigrafía de la cuenca del Golfo de México involucra dos tipos de cortezas, corteza oceánica y corteza continental y se tiene el depósito de rocas evaporíticas y terrígenos continentales. Durante el Jurásico superior se generaron depósitos de sedimentos carbonatados y para el Tithoniano se originaron rocas carbonatadas con abundante contenido en materia orgánica. Para el Cretácico los sedimentos depositados fueron facies carbonatadas de plataforma; así como flujos turbidíticos calcáreo-arenosos. Durante el Paleoceno predominó el

depósito de secuencias clásticas cuyas fuentes de aporte de estos sedimentos provenían de las zonas elevadas y transportadas por los deltas de los paleoríos. Además, se generaron minicuencas debido a la intensa deformación causada por la deformación salina.

En cuanto a los estilos estructurales dominantes en la cuenca, en la Provincia Salina del Bravo y el Cinturón Plegado Perdido tenemos una tectónica de tipo gravitacional que generó fallas lístricas que provocaron en la zona extensión y compresión; además de diversas estructuras salinas formadas a partir de la deformación de la sal del Calloviano. En Cordilleras Mexicanas tenemos fallas lístricas combinando los procesos de extensión y compresión y presenta una tectónica de tipo arcilloso En la provincia Cinturón Plegado Catemaco: se encuentran pliegues asimétricos afectados por fallas inversas y cabalgaduras. La morfología de la Provincia Salina del Istmo consiste de una tectónica de tipo extensional, compresional y salina, generando anticlinales nucleados por sal, diapiros, intrusiones de sal y fallas inversas. Por último, el Abisal del Golfo de México no tiene una deformación importante, solo existen estructuras de muy bajo relieve.

El contenido paleontológico presente en el Golfo de México es muy variado y está constituido por dos grandes grupos de microfósiles los cuales son foraminíferos bentónicos y planctónicos y nanoplancton calcáreo.

La exploración geológica y geofísica en la Cuenca del Golfo de México ha permitido identificar el potencial petrolero de aceite y gas en las diversas formaciones geológicas presentes en cada provincia. Desde el 2013, la exploración de la cuenca lo realizan diversas compañías extranjeras, las cuales han realizado diversos hallazgos a través de los pozos Trión, Supremus, Zama, Polok-1, Kan, entre otros que han permitido incorporar nuevas reservas 1P, 2P y 3P.

20.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las preguntas y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cómo se clasifica la cuenca del Golfo de México?

a) Cuenca de antearco
b) Cuenca foreland
c) Cuenca en margen pasivo
d) Cuenca *pull-apart*

2. ¿Cuál de las siguientes provincias forma parte de la cuenca del Golfo de México?

a) Salina del Istmo en su parte terrestre
b) Tampico-Misantla
c) Cinturón Plegado Perdido
d) Burgos

3. ¿Este tipo de rocas se formaron durante el Calloviano y se localizan al norte en la subcuenca de Mississippi y al sur en la cuenca Salina del Istmo?

a) Rocas carbonatadas
b) Rocas evaporíticas
c) Rocas ígneas
d) Rocas metamórficas

4. ¿En qué periodo geológico comenzó la rotación del bloque de Yucatán?

a) Jurásico inferior
b) Jurásico superior
c) Cretácico superior
d) Paleógeno

5. ¿En qué periodo geológico se depositaron los terrígenos continentales (lechos rojos) que están acumulados sobre el basamento ígneo-metamórfico?

a) Jurásico inferior
b) Jurásico superior
c) Cretácico superior
d) Paleógeno

6. ¿En qué edad geológica se originaron los depósitos carbonatos con lutitas, limolitas y abundante contenido en materia orgánica?

a) Calloviano
b) Tithoniano
c) Aptiano-Albiano
d) Campaniano

7. ¿Qué tipo de ambientes sedimentarios predominaron durante el Cretácico?

a) Ambientes de cuenca profunda
b) Ambientes eólicos
c) Ambientes lagunares
d) Ambientes glaciares

8. ¿Qué evento geológico fue el responsable de generar flujos de escombros y flujos turbidíticos cambiando los ambientes sedimentarios que prevalecían durante el Cretácico-Paleógeno?

a) Formación de la Orogenia Laramide
b) Rotación de la plataforma de Yucatán
c) Impacto del meteorito Chicxulub
d) Transgresión marina

9. ¿Qué evento geológico genero el estilo estructural que afectó a las provincias Salina del Bravo y Cinturón Plegado Perdido?

a) Formación de la Orogenia Laramide
b) Formación de la Sierra Chiapaneca
c) Origen del Eje Neovolcánico Transmexicano
d) Impacto del meteorito Chicxulub

10. Ejemplo de una estructura salina formada en la provincia Salina del Bravo

a) Falla inversa
b) Cabalgadura
c) La Formación Tamaulipas Superior
d) Canopies

11. ¿Qué provincia está conformada por pliegues anticlinales alargados que presentan un rumbo NNW-SSE?

a) Provincia Cinturón Plegado Perdido
b) Provincia Salina del Istmo
c) Provincia Cinturón Plegado Catemaco
d) Provincia de Cordilleras Mexicanas

12. ¿Qué eventos geológicos originaron que las estructuras salinas presentes en la Provincia Salina del Istmo se modificaran y la sal se movilizara formando diferentes estructuras salinas a lo largo de la provincia?

a) Levantamiento de la orogenia Laramide y la Orogenia Chiapaneca
b) Formación de la Sierra Madre Occidental
c) Apertura del Golfo de México
d) Apertura del Golfo de California

13. ¿Cuál es el principal grupo de microfósiles presentes en la Cuenca del Golfo de México?

a) Radiolarios
b) Foraminíferos
c) Diatomeas
d) Trilobites

14. Este grupo de microfósiles es ampliamente usado como fósil índice cuando los foraminíferos no son capaces de datar.

a) Diatomeas
b) Silicoflagelados
c) Nanoplancton calcáreo
d) Radiolarios

15. ¿Cuál es el principal recurso que se encuentra en la cuenca del Golfo de México?

a) Gas y aceite
b) Agua
c) Geotermia
d) Minerales metálicos

16. Nombre del pozo que se localiza en la provincia Cinturón Plegado Perdido, es productor de aceite y se encuentra en fase de desarrollo.

a) Sayulita
b) Trión
c) Zama
d) Kuajtla

17. ¿Qué secuencias sedimentarias constituyen los primeros registros de la fase de *rifting* en el Golfo de México?

a) Depósitos volcánicos y lechos rojos (secuencias sedimentarias continentales)
b) Depósitos evaporíticos
c) Depósitos carbonatados y dolomías
d) Depósitos de conglomerados y areniscas

18. ¿Cuántas provincias geológicas forman parte de la Cuenca del Golfo de México?

a) Dos provincias
b) Diez provincias
c) Siete provincias
d) Cuatro provincias

19. ¿De qué está conformado el basamento de la cuenca profunda del Golfo de México?

a) Depósitos terrígenos continentales
b) Dos tipos de corteza, oceánica y continental
c) Margas y carbonatos
d) Areniscas de grano medio-fino

20. ¿Cuál es el límite de la provincia del Golfo de México?

a) Entre el límite costero y la isobata de 500 m
b) Entre la isobata de 500 m y el límite de la Zona Económica Exclusiva
c) Entre la plataforma de Yucatán y la isobata de 500
d) Entre las costas de Tamaulipas y Veracruz y la plataforma de Yucatán

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	b)	11.	d)	16.	b)
2.	c)	7.	a)	12.	a)	17.	a)
3.	b)	8.	c)	13.	b)	18.	c)
4.	b)	9.	a)	14.	c)	19.	b)
5.	a)	10.	d)	15.	a)	20.	b)

20.9 Bibliografía

Alegría, A. (29 de agosto de 2023). Aprueba CNH plan de desarrollo para el yacimiento Trión. *La Jornada.* https://www.jornada.com.mx/noticia/2023/08/29/economia/aprueba-cnh-plan-de-desarrollo-para-el-yacimiento-trion-4155

Araujo, M. J. (2004). *"Evolución tectono-sedimentaria reciente y su relación con las secuencias estratigráficas del Neógeno en el suroeste del Golfo de México"* [Tesis de Doctorado] Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, UNAM.

Barbosa-Cano, F. (2023). Balance de la política petrolera de este sexenio: ¿Se ha descubierto una nueva cuenca petrolera en el Golfo de México? / Entrevistado por Irma Manrique. Instituto de Investigaciones Económicas y Radio Universidad. https://ru.iiec.unam.mx/5997/1/202301S1.mp3.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., & Aubry, M. P. (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy.

Bird, D.E., Burke, K., Casey, J.F., y Hall, S.A. (2011). Tectonic Evolution of the Gulf of Mexico Basin, in Earle, S. A., Felder, D, L., Tunnell Jr, J, W., (Eds.), Gulf of Mexico origin, waters and biota: Texas, A&M University press, volume 3, geology, 3-16.

Bolli, H. M., Beckmann, J. P., & Saunders, J. B. (1985). Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region. *Cambridge University Press.*

Comisión Nacional de Hidrocarburos, diciembre de 2015a, "Síntesis Geológico Petrolera, Cuenca Salina".

Comisión Nacional de Hidrocarburos, diciembre de 2015b "Síntesis Geológico Petrolera, Cinturón Plegado Perdido, Cinturón Subsalino, Cordilleras Mexicanas".

Dribus, J. R., Jackson M.P., Kapoor, J., Smith, M. F. (2008), La recompensa que yace bajo la sal, Oilfield Review, Schlumberger, pp. 4-19.

Galloway, W. E. (2008), Depositional evolution of the Gulf of Mexico sedimentary basin: Sedimentary basins of the world, 5, 505-549.

Instituto Mexicano del Petróleo., (octubre, 22-23, 2024), Estudios paleontológicos con Nanoplancton calcáreo en apoyo a la Exploración Petrolera de México [segunda sesión], Importancia de la micropaleontología en la industria de los hidrocarburos, Ciudad de México, México.

Jiang, M. M. (1997). Middle Eocene through basal Miocene sequence bio-stratigraphy of the western Gulf Coast region. Marine and petroleum geology, 14(7-8), 855-866.

Konyukhov, A. I. (2008). Geological structure, evolution stages, and petroliferous complexes of the Gulf of Mexico basin. Lithology and Mineral Resources, 43, 380-393.

King, D. J., Wade, B. S., Liska, R. D., & Miller, C. G. (2020). A review of the importance of the Caribbean region in Oligo-Miocene low latitude planktonic foraminiferal biostratigraphy and the implications for modern biogeochronological schemes. Earth-Science Reviews, 202, 102968.

Martini, M. (5 de enero de 2021). La evolución tectono–sedimentaria del Jurásico en México. El registro del rompimiento del supercontinente Pangea [Conferencia]. Serie Cátedras Selectas 2020. División de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. http://www.dict.unam.mx/Catedras_Selectas_de_Geologia_de_Mexico.php

Padilla y Sánchez, R.J. (2007) Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIX, 19-42.

Padilla y Sánchez, R. J. (8 de diciembre de 2020). Apertura y evolución tectónica del Golfo de México desde el Triásico Tardío [Conferencia]. Serie Cátedras Selectas 2020. División de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. http://www.dict.unam.mx/Catedras_Selectas_de_Geologia_de_Mexico.php

PEMEX Exploración y Producción, (2013) Provincia Petrolera Golfo de México Profundo, 1-26.

Pérez, S. I. y Villa, P. J. (2017). *"Desarrollo de campos petroleros en aguas profundas del sector centro-sur del Golfo de México"* [Tesis de Licenciatura] Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Pindell, J., y Kennan, L. (2001) Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean, Petroleum Systems of Deep-Water Basins–Global and Gulf of Mexico Experience, 21.

Redacción El Economista. (28 de abril de 2023). Descubrimientos petroleros de empresas privadas en campos mexicanos. *El Economista.* https://www.eleconomista.com.mx/empresas/Descubrimientos-petroleros-de-empresas-privadas-en-campos-mexicanos-20230428-0058.html

Rueda-Gaxiola, J. (1998) El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas, con base en la palinoestratigrafía de lechos rojos: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15, 78-86.

Snedden, J. W., y Galloway, W. E. (2019) The Gulf of Mexico sedimentary basin: Depositional evolution and petroleum applications. Cambridge University Press.

21 Cuenca Salina del Istmo

Arnulfo Sánchez Valerio, Oscar Mancera Alejándrez y Rosalía Guerrero Arenas

Sumario

21.1. Resumen
21.2. Abstract
21.3. Introducción
21.4. Generalidades
21.4.1. Ubicación
21.4.2. Estado del arte
21.5. Cuenca Salina del Istmo
21.5.1. Tipo de Cuenca
21.5.2. Sedimentología
21.5.3. Estratigrafía
21.5.4. Geología Estructural
21.5.5. Contenido Paleontológico
21.5.6. Evolución tectónica
21.5.7. Modelo de cuenca
21.5.8. Mapa Geológico de la Cuenca
21.6. Recursos naturales del subsuelo
21.7. Conclusiones
21.8. Autoevaluación
21.9. Bibliografía

21.1 Resumen

La Cuenca Salina del Istmo, en el sureste de México, es notable por su riqueza en hidrocarburos, extendiéndose desde la Sierra de Chiapas hasta las aguas profundas del Golfo de México. Este capítulo revisa los aspectos geológicos, evolución, comercialidad y desafíos en la exploración de petróleo y gas, basándose en una amplia variedad de publicaciones científicas, académicas y económicas. La columna estratigráfica abarca desde el Jurásico Inferior hasta el Reciente, con unidades tectono-estratigráficas importantes. La roca generadora del Jurásico Superior (Tithoniano) y diversas trampas geológicas son claves para la acumulación de hidrocarburos. Además, se destaca la relevancia de la búsqueda de recursos alternativos, así como las oportunidades significativas para la implementación de tecnologías de captura y almacenamiento de carbono. Profundizar en estudios a nivel de cuenca es crucial debido a la significativa cantidad de recursos remanentes.

21.2 Abstract

The Isthmus Salt Basin, in southeastern Mexico, is notable for its hydrocarbon richness, extending from the Sierra de Chiapas to the deep waters of the Gulf of Mexico. This chapter reviews the geological aspects, evolution, commerciality, and challenges in oil and gas exploration, drawing on a wide variety of scientific, academic, and economic publications. The stratigraphic column ranges from the Lower Jurassic to the Recent, with important tectono-stratigraphic units. The generating rock of the Upper Jurassic (Tithonian) and various geological traps are key to the accumulation of hydrocarbons. In addition, the relevance of the search for alternative resources is highlighted, as well as the significant opportunities for the implementation of carbon capture and storage technologies. Deepening studies at the basin level is crucial due to the significant amount of remaining resources.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

21.3 Introducción

La Cuenca Salina del Istmo en México es reconocida por su riqueza en hidrocarburos, albergando importantes rocas generadoras del Jurásico Superior (Tithoniano), así como su diversidad de almacenes de baja interdependencia que amplían el potencial de producción, y sus complejas estructuras geológicas, incluyendo trampas estratigráficas, estructurales y combinadas favorables para la acumulación de hidrocarburos.

El objetivo de este capítulo es proporcionar material de referencia que aborde aspectos de geociencias y de comercialidad, así como los desafíos relacionados en estas áreas geológicas con la exploración para petróleo y gas; haciendo énfasis en el modelo de cuenca sedimentaria, su evolución y sus recursos naturales del subsuelo.

21.4 Generalidades

21.4.1 Ubicación

La Cuenca Salina del Istmo se ubica en el sureste de México. Se define desde el frente de la Sierra de Chiapas, su extensión en aguas someras y en aguas profundas del Golfo de México. Se estudia como un único sistema vinculado que sigue de cerca el contorno a la denominada Provincia Geológica Salina del Istmo, abarcando una parte en continente y la porción en aguas someras (propiamente la Cuenca Salina del Istmo) y la correspondiente porción de aguas profundas (Provincia Geológica Salina del Istmo porción aguas profundas). Esta área más amplia fue seleccionada porque toda la cuenca comparte un conjunto común de sistemas petroleros que se extienden desde el límite sur en tierra, hasta la base de la pendiente de Campeche, donde se encuentra con la corteza oceánica del Golfo de México. Además, toda la cuenca presenta una evolución tectónica común, y desde una perspectiva de play (de la roca generadora a la roca almacén), puede considerarse como un sistema interconectado. Dado el alcance de la roca generadora principal del Tithoniano y su implicación estructural sobre la sal del Jurásico Medio, tiene más sentido mantenerla como una gran área de cuenca (Figura 21.1).

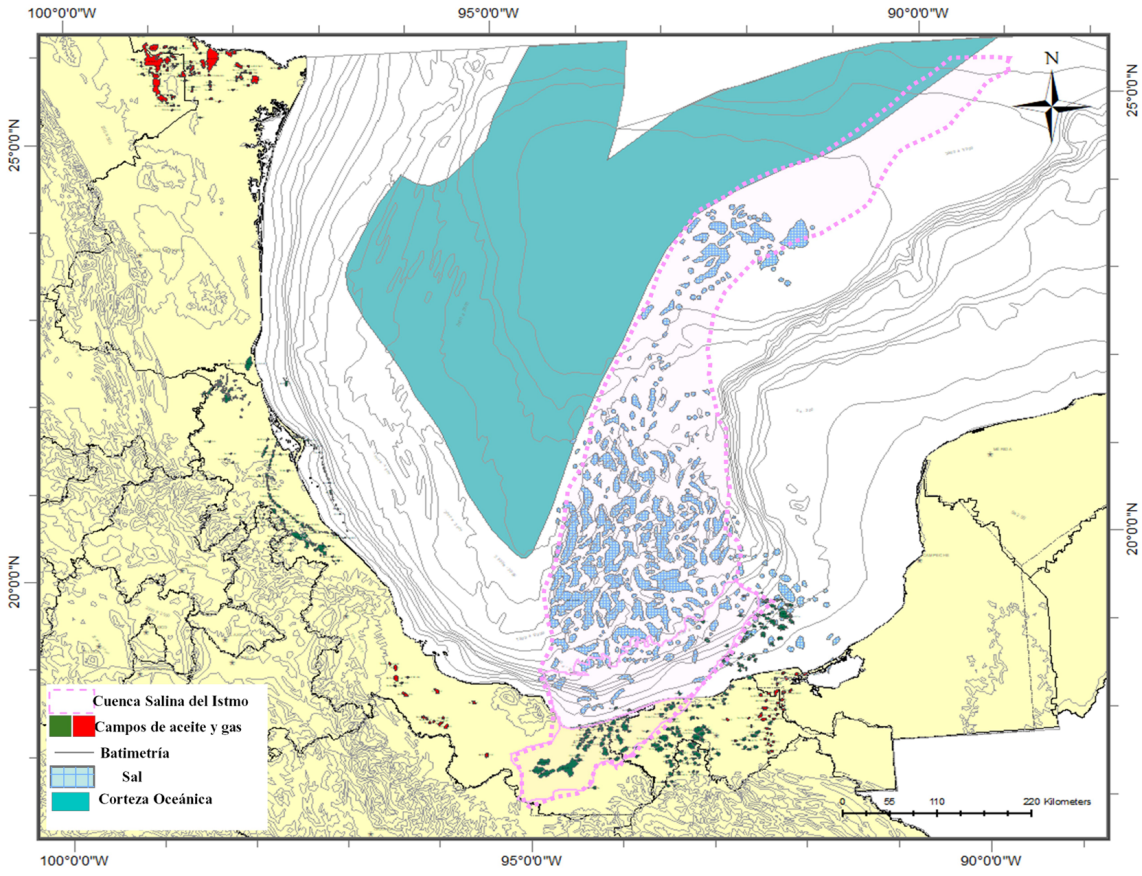


Figura 21.1. Ubicación geográfica de la Cuenca Salina del Istmo en el Sureste de México. (Fuente: Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2015).

En este capítulo, se aborda en un contexto regional la denominada Super Cuenca del Sureste (Cuenca del Sureste), así como las Provincias Salina del Golfo Sur y Salina del Golfo Norte.

De acuerdo con Cruz-Mercado *et al.* (2011), el origen de las provincias salinas en el Golfo de México se remonta a la deposición de secuencias de sal durante el Jurásico en una cuenca única de sal. Estas provincias abarcan extensas áreas en el Golfo de México y sus áreas continentales, se han denominado Provincia Salina del Golfo Sur y Provincia Salina del Golfo Norte (Figura 21.2).

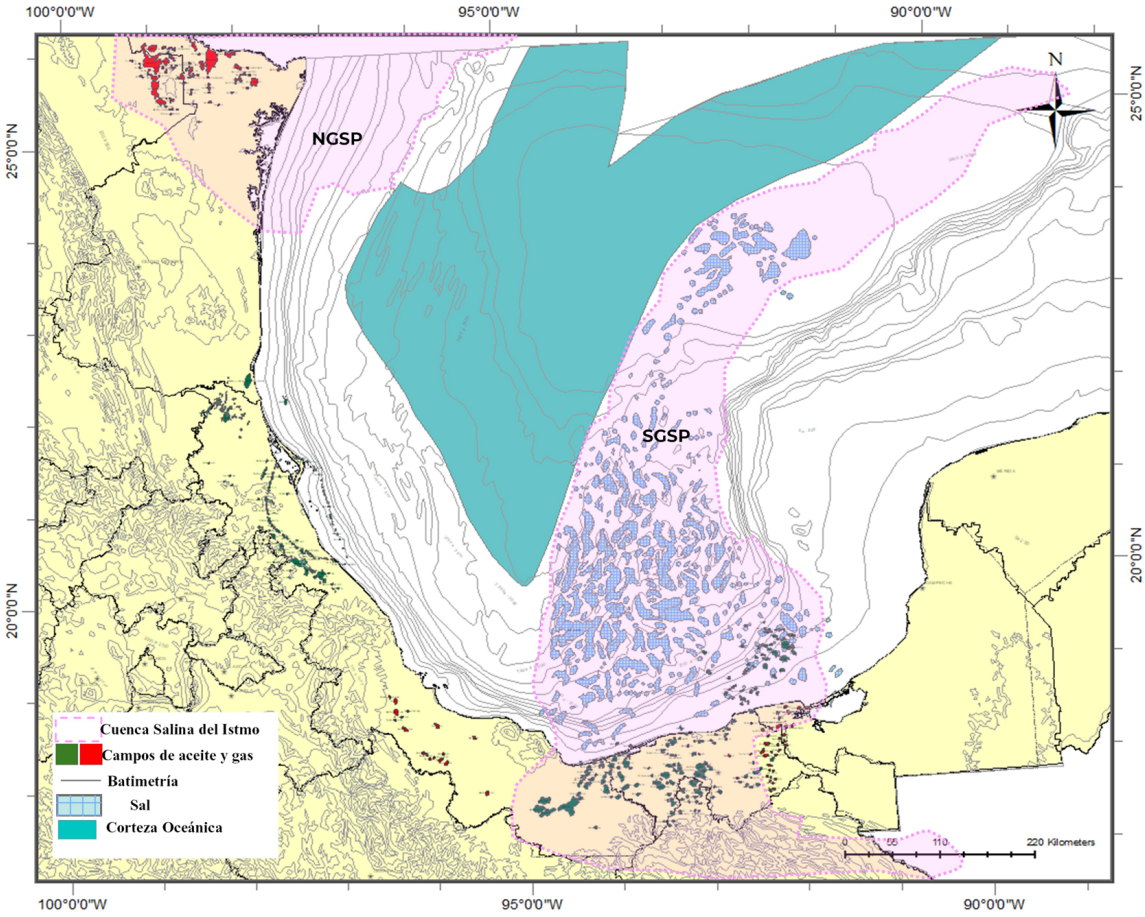


Figura 21.2. Ubicación de las provincias salinas en la porción mexicana del Golfo de México: Provincia Salina del Golfo Norte (NGSP) y Provincia Salina del Golfo Sur (SGSP). (Modificado de Cruz-Mercado *et al.*, 2011).

21.4.2 Estado del arte

La Cuenca Salina del Istmo revela un interés predominante en sus yacimientos de hidrocarburos, aunque la información, en su mayoría inédita, está controlada por Petróleos Mexicanos (PEMEX). Desde los primeros estudios geológicos en el siglo XX hasta las recientes publicaciones post-Reforma Energética de 2013, ha sido objeto de análisis por diversos investigadores. Algunas recopilaciones, como Bartolini *et al.* (2001) y Padilla y Sánchez, R. J. (2007), proporcionan una base sobre la geología y los recursos de la región. Recientes investigaciones coordinadas por Sternbach y Bishop (2023) abordan aspectos de la evolución geológica y los recursos de hidrocarburos, y se complementan con estudios

sobre la tectónica salina y la caracterización estructural de la región. A medida que se avanza en la publicación de datos, el potencial de hidrocarburos de esta cuenca continúa siendo un foco de interés para el desarrollo geológico y energético en México.

21.5 Cuenca Salina del Istmo

21.5.1 Tipo de Cuenca

Las cuencas sedimentarias pueden clasificarse en cuatro tipos de acuerdo con el ambiente tectónico en el que se encuentran (Figura 21.3). En la geología del petróleo, el interés principal se centra en las cuencas extensionales, las cuencas convergentes y las cuencas intracratónicas.

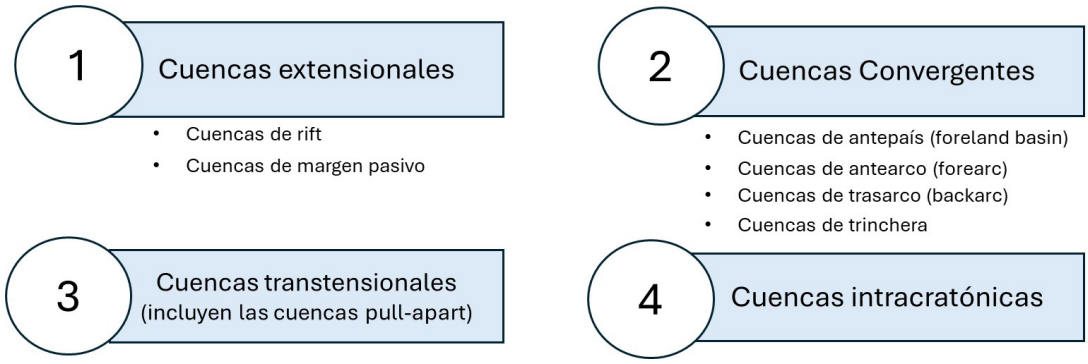


Figura 21.3. Tipos de Cuencas Sedimentarias de acuerdo con su ambiente tectónico (Fuente de PEMEX Exploración y Producción, 2014).

La Cuenca Salina del Istmo es un ejemplo de la evolución de una cuenca de *rift* a una cuenca de margen pasivo. Las cuencas de *rift* se forman por la extensión de la corteza terrestre y pueden crear espacios donde se acumulan grandes volúmenes de sedimentos, primero continentales y después de transición y marinos; también son conocidas como cuencas formadas por mecanismos divergentes que se caracterizan por ser depresiones alargadas que están limitadas por fallas normales. Estas cuencas se forman en contextos donde la corteza terrestre se está estirando y adelgazando, lo que resulta en un espesor de la litósfera considerablemente reducido. Se encuentran comúnmente en los límites de los

continentes actuales, así como en algunas áreas internas de los mismos. Son característicos de todas las etapas de apertura de los océanos, lo que significa que están asociadas con procesos geológicos que han dado lugar a la formación de nuevos océanos a lo largo de la historia de la Tierra. La formación de cuencas de *rift* está relacionada con el rompimiento de supercontinentes, donde las placas tectónicas se separan y generan espacios donde se acumulan sedimentos. Con el tiempo, muchos de estos márgenes divergentes evolucionan hacia márgenes pasivos, donde la actividad tectónica disminuye y se estabiliza, propiciando la acumulación de sedimentos en condiciones más estables (PEMEX Exploración y Producción, 2014). Las cuencas de márgenes pasivos son formaciones geológicas que se desarrollan en los bordes de las placas tectónicas donde no hay actividad tectónica significativa (Figura 21.4). Un ejemplo de cuenca de margen pasivo es la cuenca de la costa este de Norteamérica, mientras que la cuenca del *rift* del este de África es un ejemplo de una cuenca de *rift* (Figura 21.5).

Figura 21.4. Bloque esquemático mostrando el desarrollo de una cuenca de *rift* y una de margen pasivo asociados a un ambiente tectónico extensional (Fuente PEMEX Exploración y Producción, 2014).

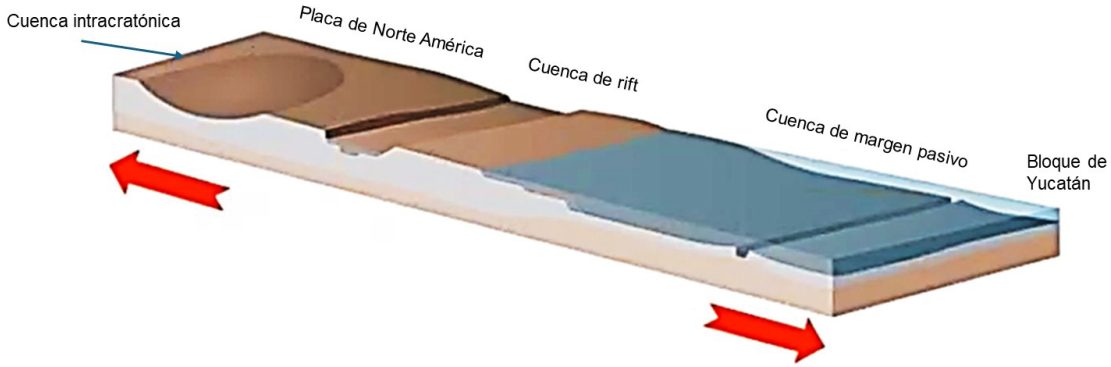
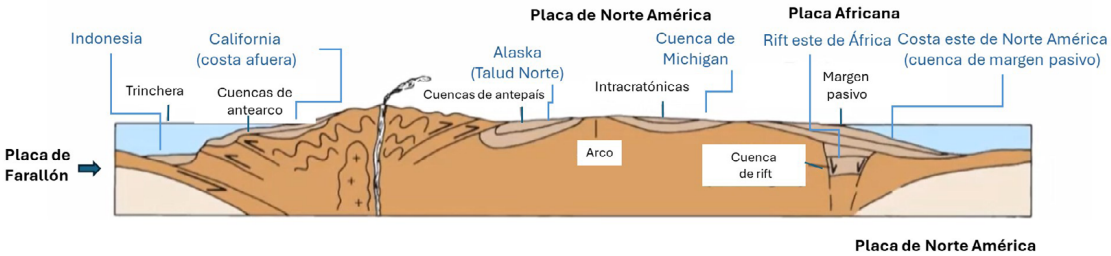


Figura 21.5. Ejemplos de cuencas a nivel mundial, indicadas en la parte Superior de la sección transversal. (Fuente PEMEX Exploración y Producción, 2014).



21.5.2 Sedimentología

La Cuenca Salina del Istmo presenta un extenso relleno sedimentario, alcanzando más de 12 km de espesor en los depocentros (Shann *et al.*, 2020).

La actividad tectónica y la subsidencia en la Cuenca Salina del Istmo llevaron a la formación de depresiones topográficas de evaporación, en donde se depositaron sales y sulfatos. La mayoría de los autores asignan al Calloviense la edad de todas las masas de sal que existen en el Golfo de México. De acuerdo con Davison *et al.* (2021) la edad de la sal se ha datado recientemente como Bajociano, que corresponde a 169 millones de años (Ma). Sin embargo, se reconoce que hay diferentes edades y posiciones estratigráficas para la sal autóctona en distintas localidades, siendo más antiguas hacia el centro de la cuenca y más jóvenes hacia el borde. Estos depósitos de evaporitas, al tener espesores de más de 100 m, se movilizan debido a la presión de sobrecarga produciendo variadas estructuras salinas (domos, diapiros, canopies, etc.) producto de la halocinesis. Desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior la sedimentación estuvo dominada por carbonatos, cambiando a clásticos a principios del Paleógeno a causa de la Orogenia Laramide, evento tectónico que formó la Sierra Madre Oriental. Durante el resto del Paleógeno la sedimentación clástica se fue alojando en grandes depocentros formados en el antepaís de la Sierra Madre Oriental y en las porciones sur y suroccidental del Golfo de México, en donde el Macizo de Chiapas aportó un gran volumen de sedimentos (Padilla y Sánchez, 2007).

Entorno deposicional y distribución espacial

Formación Lechos Rojos. A esta unidad se le asigna una edad del Triásico a Jurásico Inferior. Se caracteriza por su composición de arenas y gravas de origen fluvial, presentan estructuras sedimentarias diversas, incluyendo estratificación cruzada y laminación, que sugieren deposición en ambientes fluviales y deltaicos. Su color rojo es resultado de la presencia de óxidos de hierro (hematita).

Sal del Jurásico Medio. Las evaporitas se depositaron durante el Bajociano, aproximadamente 169 Ma, (Davison *et al.*, 2021), en ambientes evaporíticos dentro de cuencas cerradas o semi-cerradas, donde la evaporación superaba el aporte de agua, generando condiciones de alta salinidad propicias para la formación de sales y sulfatos. La actividad tectónica durante el Jurásico facilitó la creación de cuencas cerradas, con circulación restringida que permitió el depósito de sal, aunque también hubo depósitos sal en plataformas continentales en áreas de baja energía que permitieron la rápida acumulación de sedimentos finos y evaporitas. Según Davison *et al.* (2021), en otras grandes cuencas salinas del mundo también se han observado tasas de deposición rápidas, sugiriendo que la acumulación de sal podría haberse producido en menos de 1 millón de años. Esto implica la existencia de una depresión preexistente considerable, ya que las tasas de hundimiento tectónico en el Jurásico Medio, estimadas entre 0.1 y 1 mm por año son notablemente más lentas que las tasas de depósito de las evaporitas, que superan un centímetro por año.

Jurásico superior Oxfordiano. Durante el Oxfordiense, el ambiente cambió a plataforma, por lo que se formaron facies de *mudstone*s y *wackestone*s de intraclastos y bioclastos. La presencia de anhidrita y sal indican que continuó la deposición evaporítica, sugiriendo condiciones de alta salinidad y evaporación en ambientes sabkha. Al oriente de la cuenca, donde se ubican los campos Ek–Balam y Hayabil, se tienen facies de arenas eólicas de ambientes continentales y mixtos (Figura 21.6).

Jurásico superior Kimmerigiano. Se establecieron ambientes de plataforma caracterizados por facies de dolomía y *wackestone-packstone* de organismos planctónicos, así como ambientes de cuenca definidos por facies de *mudstone-wackestone*. En la plataforma las condiciones sedimentarias favorecieron la acumulación de *grainstone* oolíticos, *grainstone*s de peletoides e intraclastos, los cuales en algunos casos presentan dolomitización. La existencia de bancos de ooides en la facies de cuenca se infiere a partir de paleoaltos preexistentes, tal como se deduce de la interpretación de datos sísmicos (Figura 21.7).

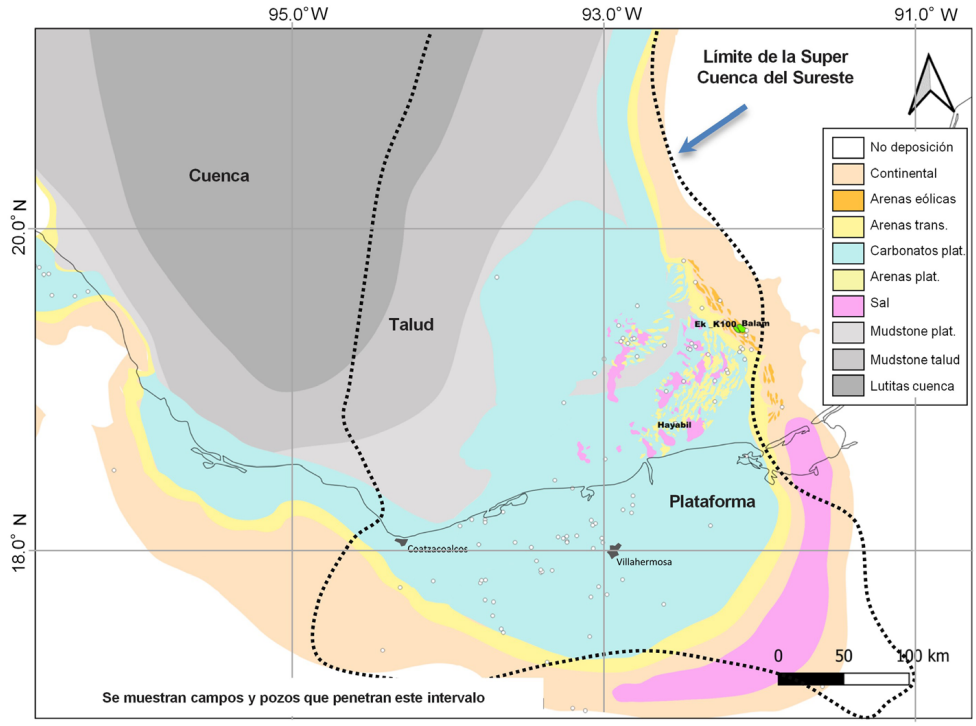


Figura 21.6. La paleogeografía durante el Oxfordiano presenta una transición de ambientes continentales, de sabkha y de plataforma interna. (Modificado de Shann et al., 2020).

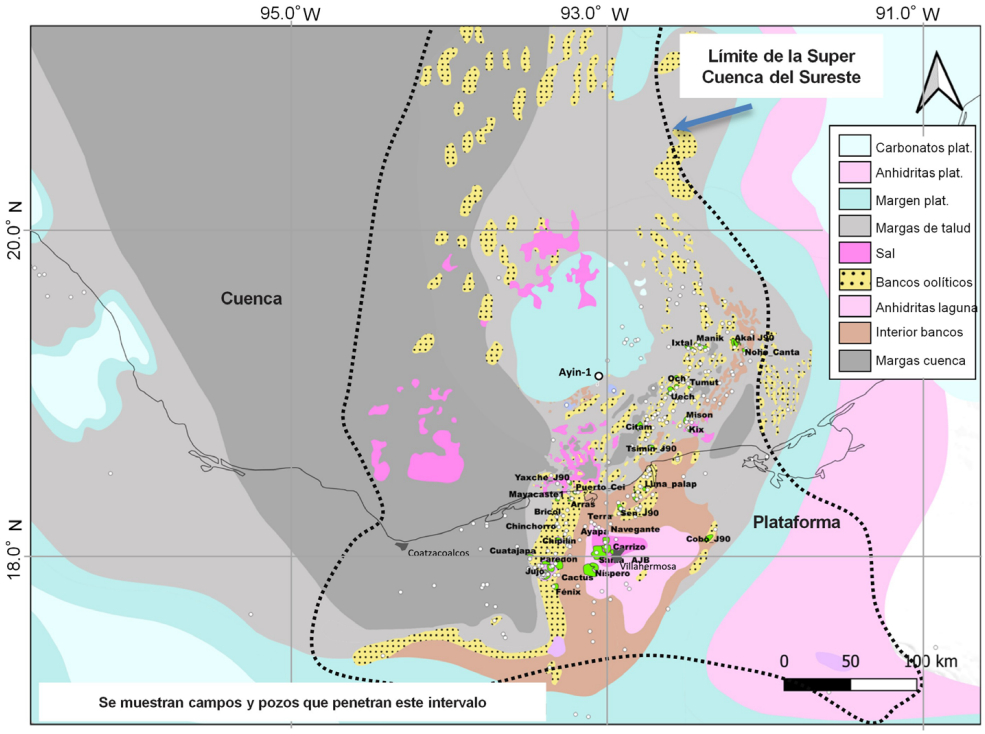


Figura 21.7. La paleogeografía del Kimmeridgiano muestra el prolífico desarrollo de bancos de oolitas con sus numerosos descubrimientos a lo largo de la tendencia del Pilar Reforma-Akal. (Modificado de Shann *et al.*, 2020).

La roca madre del Tithoniano es de clase mundial y se considera ampliamente la fuente de la mayor parte del petróleo encontrado en el Sureste de México. Litológicamente está representada por lutitas calcáreas y calizas arcillosas, las arcillas son predominantes y presentan características con un alto contenido de materia orgánica. En el sureste de México, el contenido de Carbono Orgánico Total (COT) varía entre el 0.5 % y el 7 % (Figura 21.8).

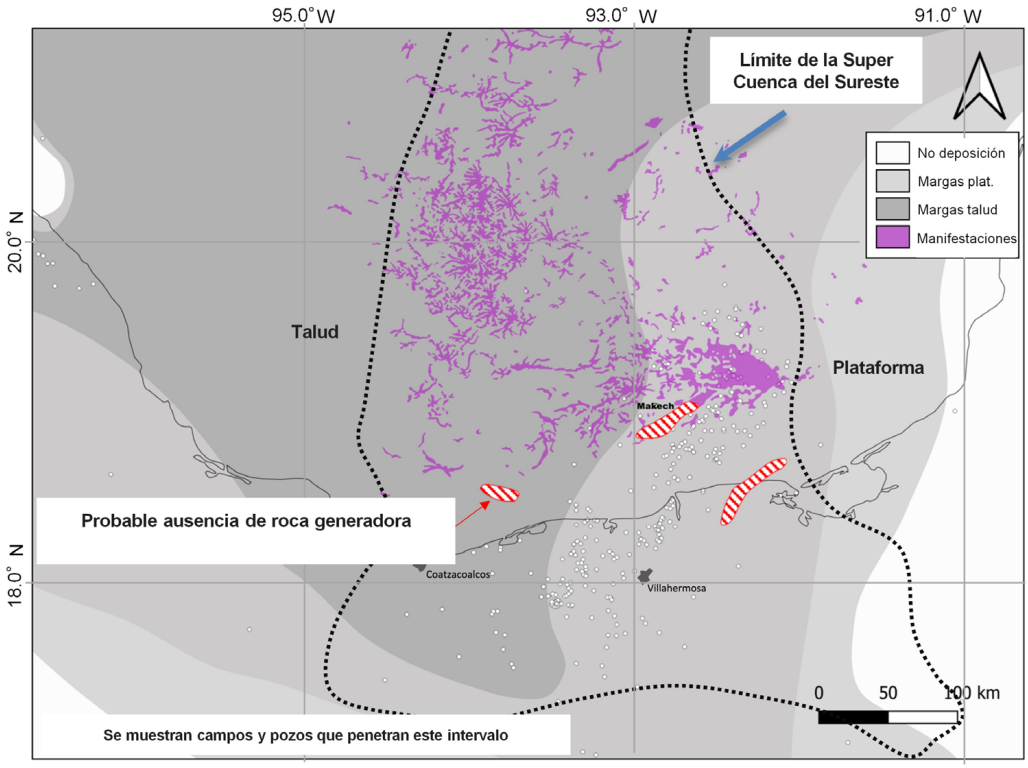


Figura 21.8. La paleogeografía del Tithoniano muestra el escenario general esperado de plataforma sumergida a talud. (Modificado de Shann *et al.*, 2020).

Carbonatos del Cretácico. Los carbonatos del Cretácico se depositaron en ambientes marinos, incluyendo plataforma interna, plataforma externa, talud y cuenca profunda (Figura 21.9). Estos depósitos reflejan una transición de facies desde carbonatos, dolomías de plataforma y talud hacia facies de *mudstone* y *wackestone* de organismos planctónicos en ambientes de cuenca; el ambiente predominantemente es de cuenca. La porosidad y la permeabilidad en los

depósitos de carbonatos mesozoicos dependen de dos factores: 1) las facies deposicionales originales, y 2) la mejora de la porosidad y permeabilidad por fracturamiento y dolomitización.

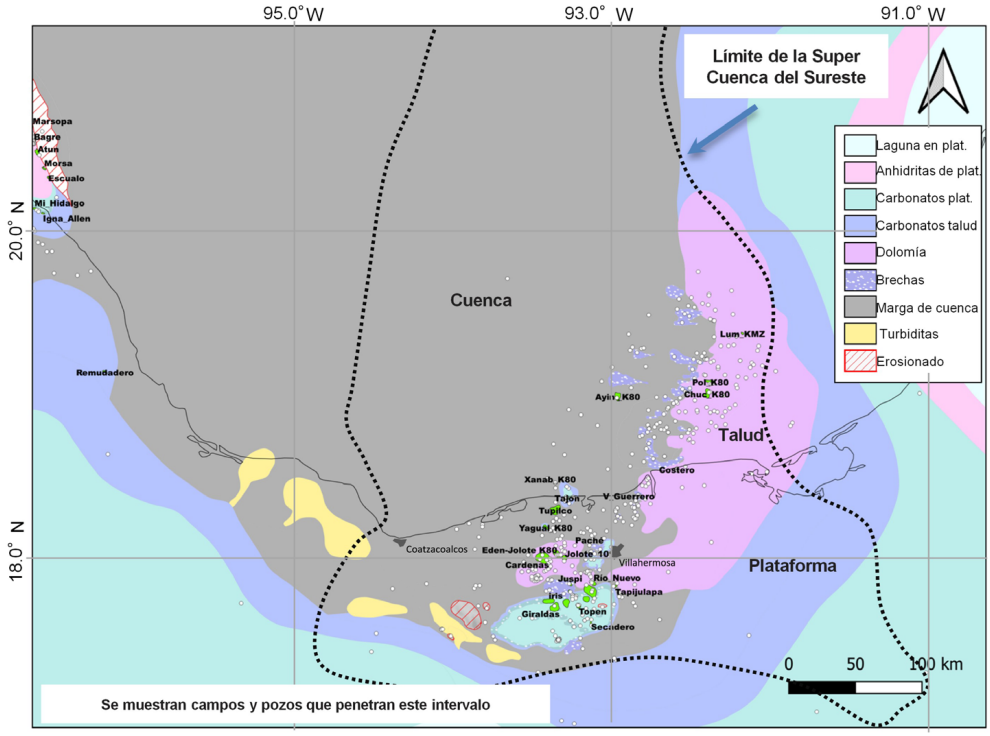


Figura 21.9. La paleogeografía del Cretácico Inferior-Cenomaniano. (Modificado de Shann *et al.*, 2020).

Clásticos del Cenozoico. Las secuencias clásticas indican varios ambientes deposicionales, desde fluviales, deltaicos, de plataforma y turbiditas de aguas profundas, lo que permite la presencia de rocas almacenadoras de buena calidad. El desarrollo de fallas normales lístricas sintéticas y antitéticas durante el Mioceno y Plioceno muestra un dominio extensional en la cuenca. La sedimentación se vio afectada por variaciones en los contenidos de cuarzo y feldespatos, indicando que las condiciones de deposición estaban conectadas a cambios en la dinámica sedimentaria y la proveniencia de los sedimentos con depocentros ubicados principalmente en el Plioceno inferior y Mioceno Superior. La tectónica salina fue determinante en la distribución de estos sedimentos, influyendo en la prospección petrolera, ya que los cuerpos diapíricos de rocas evaporíticas y arcillas crean espacio para la sedimentación en minicuencas. La variabilidad

en los niveles y espesores de las rocas potencialmente almacén presentan cambios significativos en distancias cortas debido a la interacción de la tectónica y los procesos de sedimentación (Instituto Mexicano del Petróleo, 2010).

21.5.3 Estratigrafía

La secuencia sedimentaria puede describirse como un conjunto de ciclos estratigráficos de secuencias de segundo orden o tectono-secuencias (Padilla y Sánchez, 2007), las cuales representan paquetes de sedimentos depositados durante fases más amplias de su historia geológica. Estas secuencias comprenden rocas cuyas edades van del Jurásico Inferior al Reciente. El uso de imagen sísmica tridimensional 3-D de azimut amplio ha permitido una visualización más detallada de la estratigrafía en la cuenca.

Columna geológica

De acuerdo con Shann *et al.* (2020), La columna estratigráfica se compone de unidades tectono-estratigráficas (Figura 21.10). Esta división se fundamenta en la capacidad de seleccionar superficies de referencia en los datos sísmicos, los cuales representan fases discretas de llenado de la cuenca, delineadas por superficies significativas de discordancia angular y conformidades correlacionables, reflejando eventos tectónicos clave en su evolución.

Las unidades tectono-estratigráficas representan ciclos de secuencias estratigráficas de segundo orden o tectono-secuencias, que a su vez contienen conjuntos de secuencias deposicionales relacionadas con una etapa tectónica específica en la evolución de la cuenca.

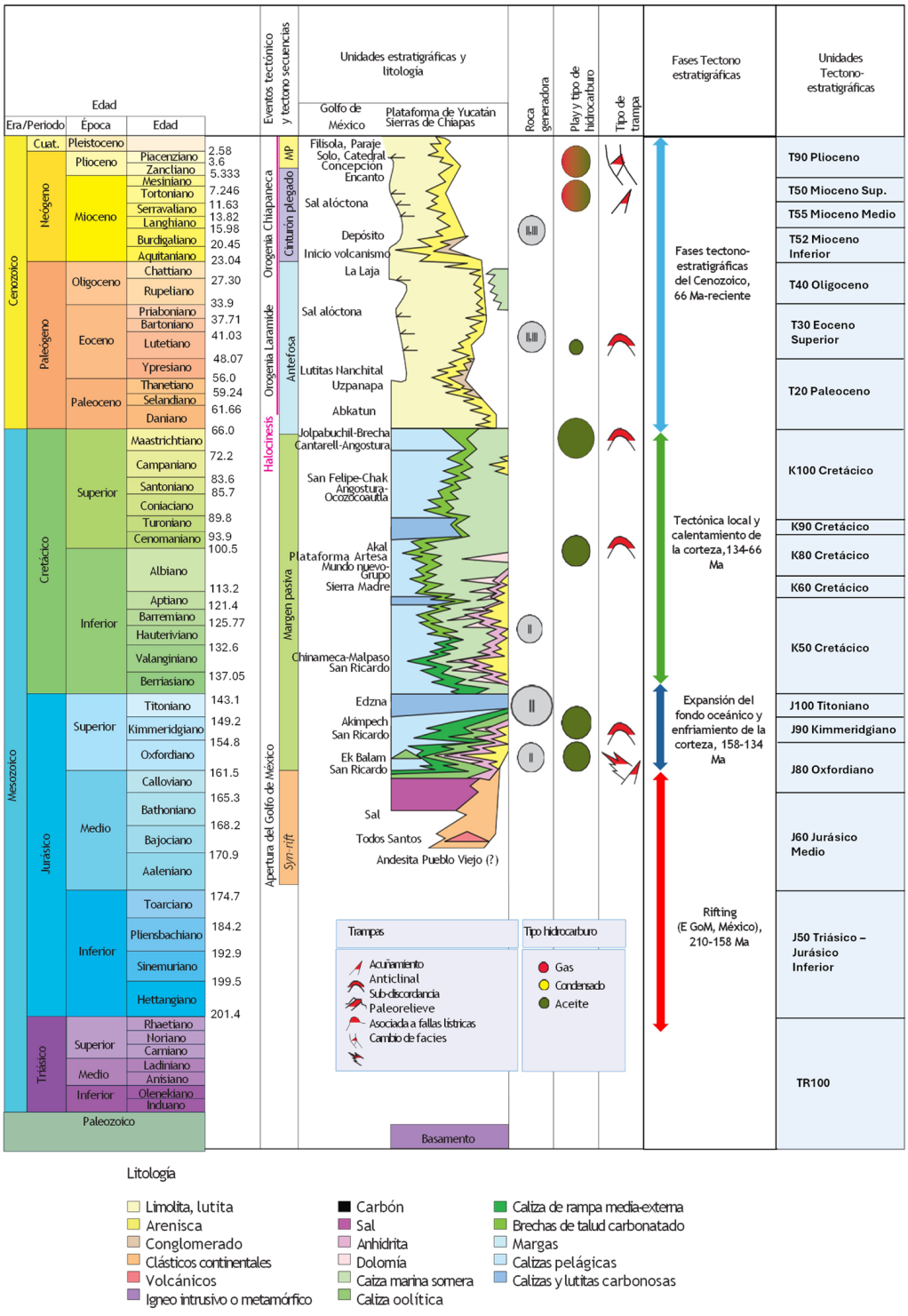


Figura 21.10. Tabla estratigráfica del Sureste, que muestra cómo las formaciones litostratigráficas se integran dentro de un marco tectónico, destacando las correlaciones clave entre almacenes, sellos y rocas generadoras desde las cuencas del Sureste hasta las cuencas adyacentes y sus sistemas petroleros. (Modificado de Escalera et al., 2010 y Shann et al., 2020).

En este capítulo se resume cada unidad en términos de su ajuste general por edad y su distribución de facies.

J50: Unidad de Lechos Rojos

Está compuesta principalmente por sedimentos terrígenos de color rojo, que como rocas corresponden con lutitas, limolitas y areniscas depositados durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior (Padilla y Sánchez, 2007). Estos lechos se originan a partir de la erosión de un basamento de tipo ígneo-metamórfico y de rocas volcánicas que estaban presentes en la región. Encima de estas rocas, se formaron gruesos depósitos de sal durante el Bajociano debido a la evaporación del agua de mar, incluyendo anhidritas y lechos rojos en las áreas más expuestas.

J60: Unidad de Sal del Jurásico Medio

La sal del Jurásico Medio, de edad Bajociano (Davison *et al.*, 2021), depositada sobre una corteza continental en extensión, en una cuenca subsidente alargada.

J80: Unidad del Oxfordiano

Se presentan facies de anhidritas, facies de *mudstone*s y *wackestone*s de intraclastos y bioclastos y calizas arcillosas con intercalaciones de lutitas y horizontes de evaporitas depositadas en ambientes continentales mixtos y de plataforma.

J90: Bancos de Oolita del Kimmeridgiano

Constituida por facies de *wackestone–packestone* de oolitas recristalizados, mientras que en la cuenca de depositaron en facies de *mudstone* a *wackestone* y calizas arcilloosas, con delgados horizontes de *wackestone*-packestone de intraclastos, ooides y oolitas recristalizadas

La edad de esta unidad se determinó con base en el análisis litológico, correlación y con la presencia de fósiles índice como la esponja *Rhaxella sorbyana,* el cocolitofórido *Parastomiosphaera moluccana* y amonitas del género *Ataxioceras.*

J100: Secuencia del Tithoniano

Consiste en intercalaciones de *wackestone* de bioclastos, *mudstone*s y lutitas bituminosas con abundante materia orgánica. Esta unidad contribuye significativamente a la generación de hidrocarburos en la región.

La cima se determina con el conjunto faunístico de los calpionélidos *Crassicolaria massutiniana, C. intermedia* y *Calpionella alpina.* El ambiente va desde plataforma interna hasta cuenca.

K80-K50: Carbonatos del Berriaciano al Cenomaniano

La unidad está dominada por *mudstone-wackestone* de foraminíferos planctónicos depositados en ambientes de cuenca, los cuales se extienden sobre amplias áreas de la Cuenca Salina del Istmo.

El Cretácico Inferior se identifica con los foraminíferos *Globigerinelloides algerianus, Hedbergella trocoidea, H. gorbachikae,* los cocolitofóridos *Nannoconus bermudezi, N. bucheri y Cadosina sp.*, y el calpionélido *Calpionella alpina.*

El Albiano-Cenomanianose asocia con la aparición de los foraminíferos *Rotalipora cushmani, Laeviella bentonensis, Planoheterohelix moremani, Hedbergella delrioensis* y de radiolarios calcificados.

K100: Carbonatos del Cretácico superior

Las rocas predominantes son margas, *mudstone-wackestone* de bioclastos con intercalaciones de lutitas calcáreas y calizas arcillosas, de ambiente de cuenca.

Su edad se determina con la aparición de los foraminíferos *Globotruncana linneiana, G. arca, G. hilli* y *Planoheterohelix globulosa.*

T20: Secuencias terrígenas del Eoceno-Paleoceno

Se compone principalmente de una secuencia de lutitas y lutitas arenosas durante una etapa de máxima inundación, que se refiere al nivel más alto alcanzado por el agua en la cuenca durante eventos de inundación o condiciones de máxima transgresión marina, por lo que son depósitos de Cuenca. Esta unidad actúa como un sello regional en varios campos petroleros productores en carbonatos mesozoicos. Las lutitas gradúan a margas y se presentan intercalaciones de lutitas arenosas. Su edad se determinó con la aparición de foraminíferos planctónicos índice *Morozovella trinidadensis, M. aequa, M.velascoensis, M. pseudobulloides, M. angulata, M. formosa, Subbotina triculinoides* y *Globanomalina pseudomenardii.*

T30: Secuencias terrígenas del Eoceno superior

Está constituido por lutitas con intercalaciones de lutitas arenosas, con lóbulos de areniscas formados por abanicos canalizados formados por turbiditas con aporte sedimentario proveniente de la erosión de formaciones geológicas locales. El transporte sedimentario a través de cañones submarinos y la deposición en ambientes de talud y cuenca.

Se edad se determinó por la asociación faunística conformada por los foraminíferos *Morozovella aragonensis, M. formosa gracilis, M. spinulosa, Acarinina brodermanni, A. spinuloinflta, Glogibigerina sp., Turborotalia cerroazulensis, T. cerroazulensis pomeroli, Hantkenina alabamensis, Osangularia bengalensis, O. culter, Usbekistania charoides, Oridorsalis variapertuta* y *Hoeglundina elegans.*

T40: Secuencias terrígenas del Oligoceno

Constituido por lutita bentónica, con intercalaciones de lutita arenosa, en ambientes de talud y cuenca. La edad se determinó con base en los foraminíferos *Turborotalia ampliapertura, Dentoglobigerina pseudovenezuelana, Globoturborotalita euapertura, Subbotina yeguaensis, Globigerina tapauriensis, G. tripartita, Paragloborotalia opima opima, P. opima nana, Globorotaloides suteri, Gyroidinoides stavensis, Pullenia bulloides, Discorbinella cushmani, Bolivina jarvisi, Siphonia tenuicarinata, Cibicidoides pseudoungerina, Ciperoella ciperoensis ciperoensis* y *C. ciperoensis angustiumbilicata.*

Secuencias terrígenas del Mioceno

Se compone de lutitas ligeramente calcáreas, con intercalaciones de areniscas de grano grueso asociadas a sistemas canalizados y complejos de lóbulos formados por abanicos submarinos, las cuales se extienden por amplias áreas, desde talud a la cuenca.

El Mioceno inferior (T52) representa un período de sedimentación de terrígenos en un ambiente tectónico relativamente estable, antes de que ocurrieran eventos tectónicos significativos que provocaran deformaciones en la corteza terrestre.

El Mioceno Medio (T55) se relaciona con el evento de mayor intensidad de deformación del orógeno que formó la cadena plegada y cabalgada Sierra de Chiapas; se considera como sin cinemático, ya que hubo un gran aporte sedimentario a la cuenca debido a la intensa actividad tectónica.

La deformación producto del movimiento de la sal jurásica se caracteriza por la presencia de diapiros y *canopies* de sal, que continuaron su desarrollo en el Plioceno, lo que formó minicuencas donde se formaron sistemas canalizados y en aguas profundas abanicos submarinos con abundantes lóbulos. Se identifican trampas combinadas, como en el campo Hokchi.

El Mioceno Superior (T50) destaca por la calidad de los depósitos de arena y areniscas con un alto índice de neto a bruto, como se observó en los pozos Zama-1 y Cox-1. Estos depósitos son prometedores para la producción de hidrocarburos. Las respuestas de atributos sísmicos indican la presencia de buenos almacenes y trampas favorables, lo que reduce el riesgo en la exploración de trampas de flanco de sal y suprasales, sugiriendo un potencial significativo para la exploración y producción en esta región.

La cima se determinó por un conjunto de foraminíferos planctónicos, que incluye especies a *Morozovella spinulosa, Acarinina rohri, A. Topilensis* y *Turborotalia cerroazulensis,* entre otros fósiles índice.

21.5.4 Geología Estructural

La exploración subsal a menudo enfrenta desafíos debido a la complejidad de las estructuras geológicas que se forman bajo la sal, como domos y canopies, que pueden crear trampas de hidrocarburos (Figura 21.11). La evolución de las tecnologías de exploración, como la migración en el tiempo inverso (RTM), ha permitido a los geólogos y exploradores obtener imágenes más precisas de las formaciones geológicas complejas que se encuentran debajo de la sal.

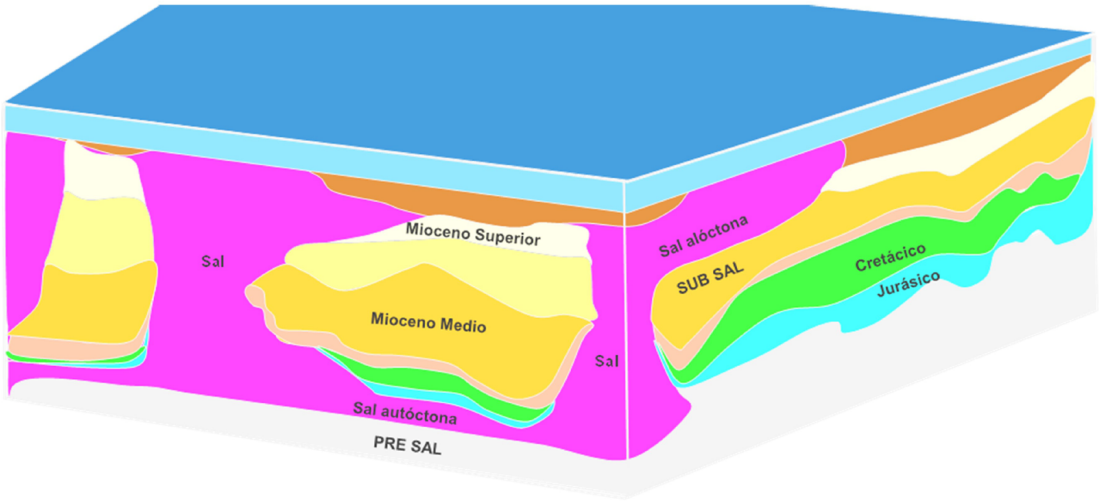


Figura 21.11. Representación gráfica de la subsal con respecto al presal.

La identificación y evaluación de trampas geológicas son fundamentales en la exploración de recursos naturales, ya que determinan la viabilidad de encontrar acumulaciones de hidrocarburos. Debido a la presencia de sal la Cuenca Salina del Istmo presenta una alta estructuración en comparación con muchas cuencas a nivel mundial. En el contexto de las provincias salinas del Golfo de México, las trampas geológicas se originan principalmente a través de eventos de deformación, como los que se producen durante la compresión o extensión de la corteza terrestre.

Cruz-Mercado *et al.* (2011) define en la Provincia de Sal del Golfo Sur, cinco eventos principales de deformación. La correlación y análisis de los eventos de deformación en la Provincia de Sal del Golfo Sur permitió comprender los factores tectónicos desarrollados dentro de la cuenca, asociados con subsidencia tectónica, subsidencia térmica, procesos halocinéticos y tectónicos externos a la cuenca (subducción y fallamiento transcurrente).

El evento D0 representan la etapa 1 (cuenca de *rift* asimétrico) del modelo de *rift* asimétrico de la evolución de la cuenca del Golfo de México. Las principales características de esta etapa son la subsidencia tectónica y la presencia de estructuras de cuenca de *rift* (graben) durante el Jurásico Medio.

El evento D1 representan la etapa 2 del modelo de *rift* asimétrico (cuenca de margen pasivo) de la evolución de la cuenca del Golfo de México. Esta etapa se caracteriza por un sistema de extensión gravitacional que se desarrolló desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Temprano, dando lugar a varias estructuras de sal de diferentes edades en las provincias. Se infirió que la extensión gravitacional fue inducida por la inclinación de la cuenca debido a la subsidencia térmica durante el crecimiento de la corteza oceánica.

El evento D2 está relacionados con la etapa 3 del modelo de *rift* asimétrico (desarrollo de márgenes continentales maduros) de la evolución de la cuenca del Golfo de México. predominó la subsidencia por carga litostática y el desalojo de sal. Sin embargo, los factores tectónicos externos también tuvieron un impacto significativo.

El evento D3 comienza durante el Mioceno Medio con el evento Chiapaneco, deformando todas las estructuras desarrolladas durante los eventos D1 y D2. El factor tectónico que controla este evento está relacionado con la subducción de la placa de Cocos y el movimiento del sistema de fallas Motagua-Polochic en las partes meridionales de la cuenca. Este evento dio lugar a las estructuras anticlinales asociadas con los principales campos de hidrocarburos descubiertos en el área de Reforma-Akal.

El evento D4 se desarrolló desde el Mioceno Superior hasta la actualidad. Este evento corresponde a una tectónica gravitacional que deforma perpendicularmente las estructuras del evento D3. El evento D4 podría ser consecuencia de la gran carga sedimentaria proveniente del sur de la cuenca, lo que llevó a la movilización de la sal autóctona y alóctona. Se trató de un colapso de plataforma que creó un sistema vinculado de extensión y contracción en dirección sureste-noroeste, deformando todas las estructuras desarrolladas en los eventos D1, D2 y D3. La lenta subsidencia desde el Jurásico Medio y la acumulación de sedimentos propició el deslizamiento gravitacional sobre las arcillas miocénicas, formando Las cuencas de Macuspana y Comalcalco. El peso y disposición de los sedimentos fueron clave en la formación de fallas y estructuras geológicas.
En las secciones regionales T1, T2 y T3 (Figura 21.12) se muestran las estructuras

de sal, donde se observan diapiros y canopies principalmente; los canopies son cuerpos alóctonos de sal somera, con forma tabular, casi horizontal, emplazados a nivel del Plioceno-Pleistoceno.

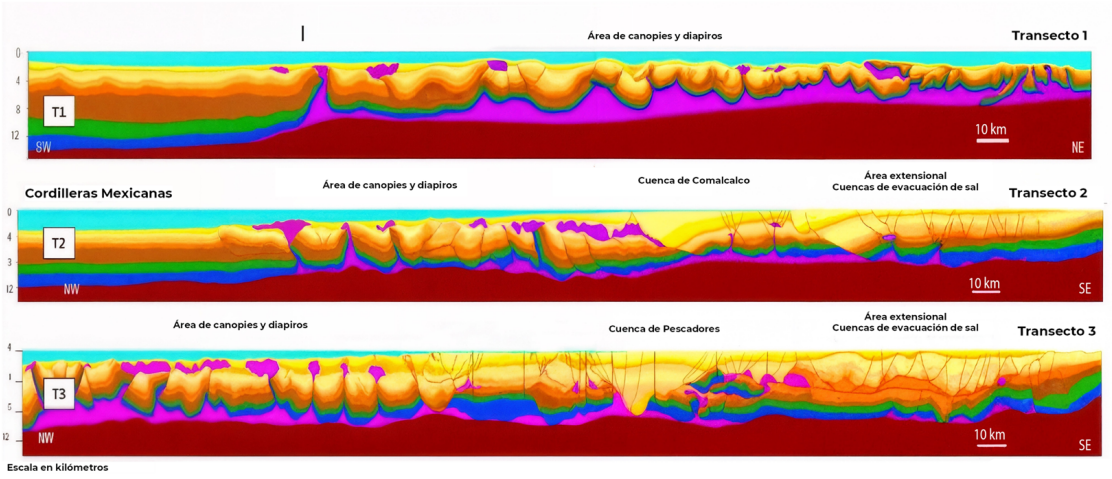


Figura 21.12. Estilos estructurales en la Provincia Geológica Salina del Istmo Mostrados en secciones transversales representativas con cambios en el estilo estructural de la Cuenca del Sureste. El sombreado de colores se relaciona con los colores estándar para la edad geológica (de amarillo a marrón = Cenozoico, verde = Cretácico, azul = Jurásico, rosa = sal autóctona y violeta = Canopies de sal alóctona) (Modificado de Shann *et al.*, 2020).

Los canopies salinos están asociados a extensas soldaduras de sal, con fallas lístricas que emergen hasta la superficie; se formaron durante el Mioceno Superior a Pleistoceno. Es probable que aún exista sal residual en muchas de estas soldaduras, lo que podría desempeñar un papel crucial como sello de hidrocarburos, sin embargo, hasta ahora, no se han perforado pozos que tengan objetivos por debajo de las soldaduras. En la parte central de la cuenca, los diapiros de sal tuvieron su máximo desarrollo que derivó en desalojos significativos que alcanzaron hasta cuatro kilómetros de diámetro. La extensión lateral propició el desarrollo de pliegues del Mioceno Medio, los cuales generaron barreras que afectaron el flujo de sal.

21.5.5 Contenido Paleontológico

El registro paleontológico de la Cuenca Salina del Istmo es del Jurásico hasta el Reciente (Venegas Mora, 2010). Su secuencia sedimentaria está compuesta por 16 formaciones geológicas, de las cuales cinco son mesozoicas y los 11 restantes pertenecen al Cenozoico (Benavides 1956, *in* Venegas Mora, 2010). En la tabla 21.1 se sintetiza el contenido fosilífero de aquellas unidades que contienen registro de organismos marinos. Esta información se complementa con la mencionada en la descripción mencionada en la sección de la columna estratigráfica.

Tabla 21.1. Compendio de contenido fosilífero de las unidades que comprenden a la Cuenca Salina del Istmo.

Formación	Edad	Contenido fosilífero
Salina	Calloviano-Oxfordiano	Sin fósiles
Caliza Chinameca	Jurásico tardío (Kimmeridgiano)	Amonites de los géneros *Kossmatia, Salinites y Durangites* (Servicio Geológico Mexicano, 2011)
Méndez	Cretácico tardío (Campaniano-Maastrichtiano)	Existe un amplio registro de diversos microfósiles. *Foraminíferos bentónicos incluyendo a Anomalinoides, Bolivina, Bulimina, Cibicides, Cibicidoides, Clavulina, Clavulinoides, Eouvigerina, Gaudryna, Gyroidinoides, Lagena y Nuttallides, además de foraminíferos planctónicos como Archaeoglobigerina, Gansserina gansseri, Gümbelia, Globotruncana aegyptica, G. arca, G. ventricosa, G. linneiana, G. orientalis, G. rosetta, G. esnehensis, Globotruncanella petaloidea, Globotruncanita stuarti, Globigerinelloides, Hedbergella holmdelensis, H. monmouthensis, Heterohelix globulosa, H. striata, H. planata, H. dentata, H, pulchra, H. Moremani, H, punctulata, H. glabrans, Planoglobulina Pseudoguembelina kempensis, P. costulata, P. palpebra, Pseudotextularia elegans, P. deformis, P. nutalli, Racemiguembelina, Rugoglobigerina pennyi, R. hexacamerata, R. macrocephala. Cefalópodos de los géneros Naefia, Hypophylloceras, Phyllopachyceras, Tetragoinites, Saghalinites, Pseudophyllites, Gaudryceras, Anagaudryceras, Zelandites, Desmophyllites, Hauericeras, Pachydiscus, Menuites, Brahmaites, Baculites, Fresvilia, Diplomoceras, Solenoceras* y *Nostoceras.* También se ha documentado los restos craneales de un mosasauro (Buchy et al 2007; Servicio Geológico Mexicano, 2007)

Formación	Edad	Contenido fosilífero
Conglomerado Uxpanapa	Eoceno inferior	Sin fósiles (Consejo de Recursos Minerales, 1999)
La Laja	Oligoceno-Mioceno medio	Restos de plantas y diversos microfósiles como los foraminíferos planctónicos *Globigerina ampliapertura, G. opima, G. opima opima* y *G. ciperoensis* (Servicio Geológico Mexicano 2011). También se registran foraminíferos bentónicos como *Cyclogyra cf. angigyra, Cyclogyra archimides, Cibicides sp, Truchaminoides sp. Valvulina pennatula, Valvulina chirana, Cibicides distamplei, Giroidinoides giradana* y *Textularia nipeensis* (Consejo de Recursos Minerales, 1999)
Depósito	Oligoceno superior-Mioceno inferior	Foraminíferos planctónicos como *Praeorbulina glomerosa, Catapsydrax stainforthi,* y *C. dissimilis.* También hay registro de foraminíferos bentónicos como *Gyroidinoides broeckiana* y *Heterolepa granosa* (Consejo de Recursos Minerales, 1999).
Encanto	Mioceno medio	Foraminíferos bentónicos como *Hopkinsina notahispida, Uvigerina canariensis, Bolivina Marginata, Bolivinita quadrilatera, Chilostemella mexicana, Pseudoglandulina comátula, Nonion affinie, Cibicides robertsonianus, Karrieriella bradyi, Siphotextularia concava, Bolivina aff. costata, Glandulina laevigata, Textularia cf. hauerii, Cibicides mundulus, Martinottiella communis, Haplophragmoides aff. subglobosus, Vulvulina pennatula, Cibicides trinitatensis, Cibicides aff. ungerianus, Cibicides mantaensis, Planulina aff. wuellerstorfi, Karreriella aff. baccata, Gaudryna aff. lucidus, Eggerella bradyi, Ceratobulimina contraria, Sahenckiella cyclostonata, Gyroidina girardana, Cibicides dutemplei, Sphaeroidina bulloides*. Foraminíferos planctónicos como *Globoratalia siakensis, Globoratalia fohsirobusta* (Consejo de Recursos Minerales, 1999).
Filisola	Mioceno superior	Sin fósiles (Consejo de Recursos Minerales, 1999)
Agueguexquite	Mioceno medio-tardío	Contenido diverso de fósiles, como gasterópodos, bivalvos, ostrácodos, briozoarios y nanoplancton calcáreo. (Pineda-Salgado et al., 2016)
Cedral	Plioceno-Pleistoceno	Sin fósiles (Consejo de Recursos Minerales, 1999)

21.5.6 Evolución tectónica

La figura 21.13 presenta un diagrama esquemático que ilustra las fases de evolución de un margen divergente hacia un margen pasivo en el contexto de la tectónica de placas.

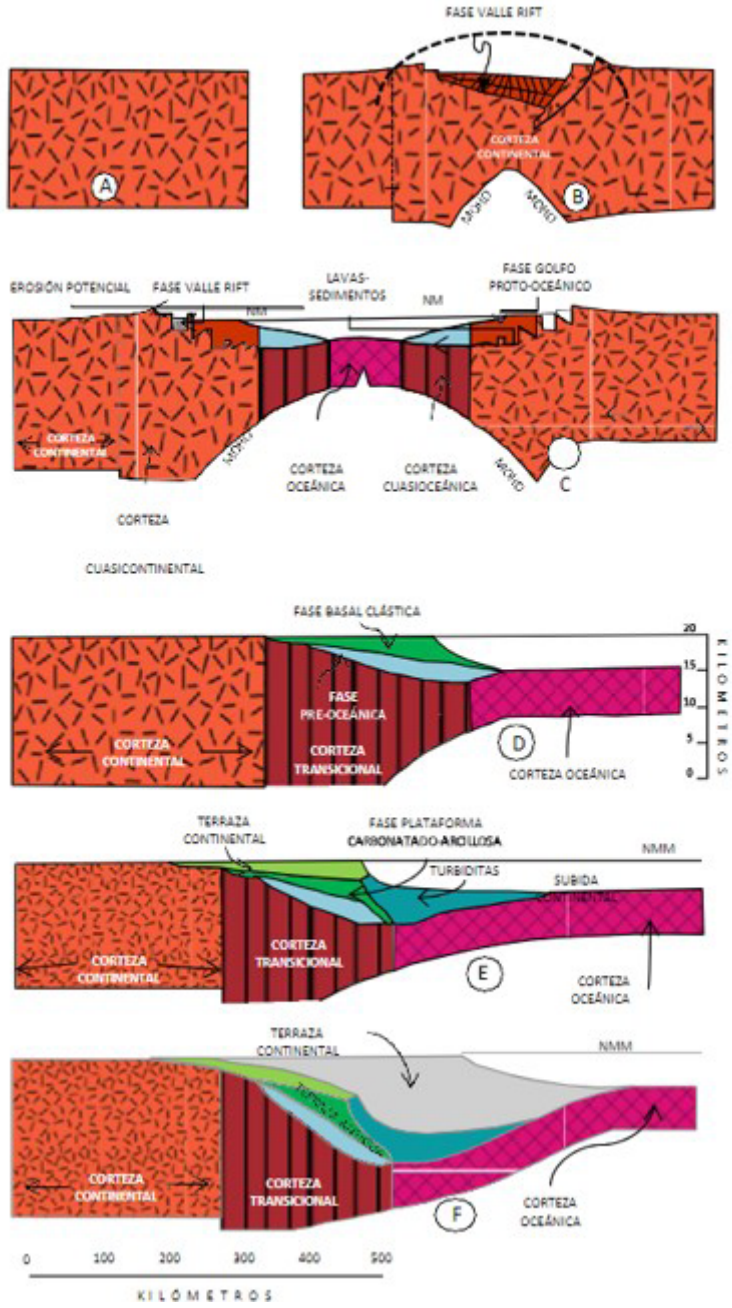


Figura 21.13. fases de evolución de un margen divergente hacia un margen pasivo (PEMEX, 2014).

La evolución de un margen divergente hacia un margen pasivo comienza con el *rifting*, donde las placas tectónicas se separan y el magma asciende, formando nueva corteza oceánica. Este proceso crea cuencas que se llenan de sedimentos marinos y continentales. Con el tiempo, la actividad tectónica disminuye y la corteza oceánica se estabiliza, marcando la transición a un margen pasivo. En esta fase, la sedimentación continúa sin volcanismo o actividad sísmica significativa. Finalmente, la erosión modifica el paisaje, formando plataformas continentales amplias y una transición suave entre la corteza continental y oceánica. En la Fase A, la corteza continental se encuentra en su estado típico, sin alteraciones significativas, sirviendo como base para los procesos tectónicos posteriores. La Fase B marca el inicio del *rifting*, donde la corteza continental comienza a estirarse y fracturarse, formando una grieta que es el precursor de un nuevo océano. Durante la Fase C, se forman depósitos sinrift sobre una corteza continental atenuada (cuasicontinental) y una corteza basáltica engrosada (cuasioceánica), indicando el progreso del *rifting* y la formación de las primeras características de un nuevo fondo oceánico. En la Fase D, la subsidencia térmica está cerca de concluir, y las cortezas cuasicontinental y cuasioceánica se combinan para formar una "corteza transicional", un híbrido entre la corteza continental y la oceánica. La Fase E se caracteriza por la configuración de una terraza continental y un talud durante la fase de océano abierto, en esta fase la subsidencia es dominada por la carga sedimentaria, afectando la estructura del fondo marino debido al peso de los sedimentos acumulados. Finalmente, en la Fase F, un gran aporte sedimentario causa la progradación de la línea de costa, formando un terraplén sobre la corteza oceánica. Esto indica un avance de la costa hacia el océano, influenciado por la sedimentación continua.

21.5.7 Modelo de cuenca

Cruz-Mercado *et al.* (2011) toma el modelo de *rift* asimétrico o cizalla simple (Wernicke, 1985) para la evolución del Golfo de México. Dicho modelo incluye tres etapas:

En la etapa 1 (cuenca de *rift* asimétrico), comenzó un proceso de fracturación como consecuencia del adelgazamiento inicial de la corteza continental. Esto

marcó el inicio de la fase de *rifting*, con la deposición de secuencias continentales y marinas poco profundas. Esta etapa se desarrolló durante el Jurásico temprano-medio (180–160 Ma) y se caracterizó por un *rift* asimétrico que separó el Bloque de Yucatán de la Placa Norteamericana sureste (Figura 21.14A). La mayoría de las cuencas tectónicas de basamento se formaron en este período, y se depositaron secuencias de sal sin-rift del Bajociano. Estas secuencias de sal son conocidas actualmente como Sal de Louann y Sal de Campeche.

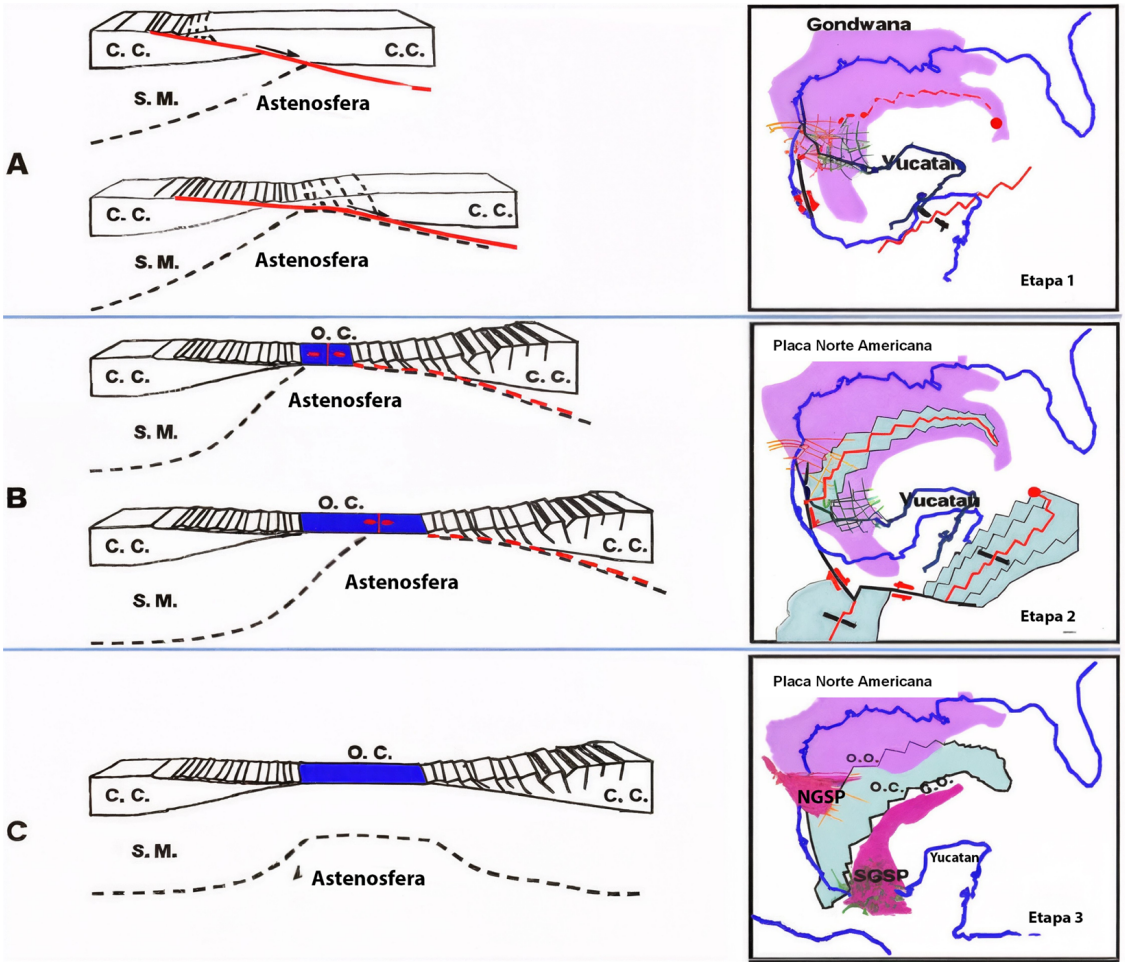


Figura 21.14. Modelo esquemático de *rift* asimétrico para la evolución del Golfo de México y reconstrucción paleotectónica. El sistema de tres etapas incluye: (**A**) desarrollo de cuencas de *rift* asimétrico, (**B**) generación de corteza oceánica y (**C**) desarrollo de márgenes continentales maduros. (C.C., Corteza Continental; O.C., Corteza Oceánica; y S.M., Manto Superior). (tomado de Cruz-Mercado *et al.*, 2011).

En la etapa 2 (cuenca de margen pasivo), el adelgazamiento de la corteza alcanzó un punto de máxima extensión que fragmentó la corteza continental, formando algunos puntos calientes que permitieron la generación de corteza oceánica. Esto indujo una reducción del estrés extensional que provocó el final de la etapa de *rifting*. La cuenca de rift, llena de depósitos de sal, se dividió en dos márgenes continentales (Provincia de Sal del Golfo Norte y Provincia de Sal del Golfo Sur) separados por un límite de placa divergente, iniciando la subsidencia térmica. Esta etapa (Figura 21.14B) se formó desde el Oxfordiano Medio (158 Ma) hasta el Valanginiense (134 Ma). Se caracterizó por la rotación hacia el sureste del Bloque de Yucatán, a través de una zona de cizallamiento (falla transformante) ubicada al oeste del Golfo de México, y por el desarrollo de corteza oceánica en el centro del Golfo de México.

En la etapa 3 (desarrollo de márgenes continentales maduros), los límites de placas activos de la etapa 2 se volvieron inactivos, estableciendo una cuenca (posiblemente intraplaca) con márgenes pasivos maduros (Figura 21.14C). Esta etapa abarca desde el Valanginiano (134 Ma) hasta el presente, y cada margen continental tiene su propia evolución particular.

La base de la sal en la Cuenca Sureste se caracteriza por ser mayormente subhorizontal. Esto sugiere que, a pesar de las complejidades tectónicas en la región, la deposición de sal ocurrió en un entorno relativamente estable, lo que permitió que la sal se acumulara de manera uniforme en gran parte de la cuenca marina en su etapa inicial.

Durante el *rifting*, la subsidencia de la cuenca se debe a fallamiento normal y al enfriamiento térmico de la litosfera adelgazada. Posteriormente, la carga sedimentaria proveniente de la acumulación de sedimentos en la cuenca contribuyó a la subsidencia. La cuenca *rift* evoluciona a cuenca de margen pasivo, caracterizada por la acumulación de grandes espesores de sedimento.

Hudec, M. R. y Norton, I. O. (2019) presentan un modelo esquemático que ilustra la apertura de del Golfo de México, centrándose en la dinámica de la cuenca de sal (Figura 21.15).

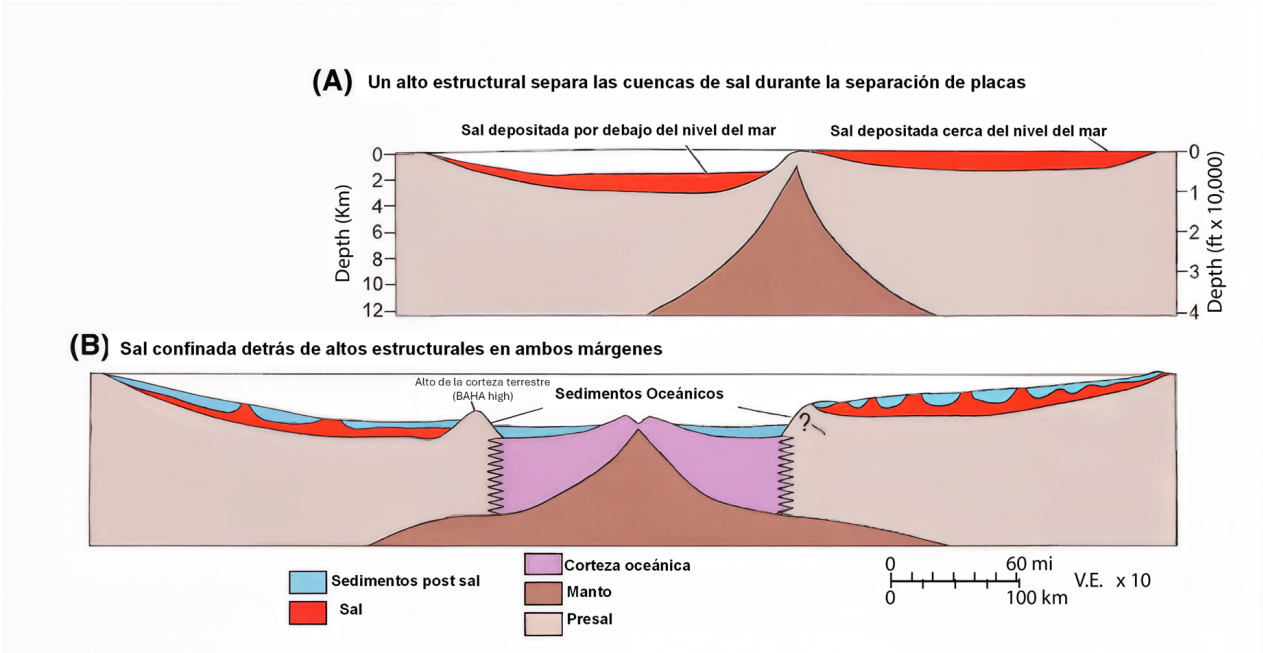


Figura 21.15. (**A, B**) Modelo esquemático de apertura para el Golfo de México, donde las dos mitades de la cuenca de sal están separadas por un alto estructural en la base de la sal. La sal en la subcuenca de Campeche se depositó cerca del nivel del mar, elevada en relación con la sal en la margen norte conjugada. El flujo de sal hacia el centro de la cuenca durante la apertura está bloqueado por el alto de basamento (Modificado de Hudec, M. R. *et al.*, 2019).

La figura 21.16 presenta una restauración de placas que ilustra la apertura de la cuenca de sal a lo largo de diferentes períodos geológicos. Alrededor de 200 Ma, antes del *rifting*, el bloque de Yucatán se encontraba cerca de la actual costa de Texas (Figura 21.16A). Entre 200 y 170 Ma, el bloque de Yucatán se desplazó hacia el sureste, alejándose de Texas (Figura 21.16B). Aproximadamente hace 169 Ma, se depositó sal, este terreno ya había experimentado procesos de *rifting*. En la parte occidental de la cuenca, el relieve estructural que se eleva por encima de las áreas circundantes en el fondo marino y que representa una zona donde la corteza terrestre es más alta en comparación con las cuencas adyacentes (BAHA high) marcó el límite entre las mitades separadas de la cuenca de sal. Entre 170 y 150 Ma, el bloque de Yucatán rotó en sentido antihorario alrededor de un polo de rotación situado cerca del extremo occidental de Cuba (Figura 21.16C). Durante este tiempo, el BAHA high creció ligeramente y se formó corteza oceánica en la cuenca, separando el bloque de Yucatán de la margen norte

de la cuenca. Como resultado, la cuenca de sal se dividió en dos, con la corteza oceánica actuando como separador entre la cuenca de sal Louann central al norte y la cuenca de sal del Istmo al sur (Modificado de Hudec *et al.*, 2019).

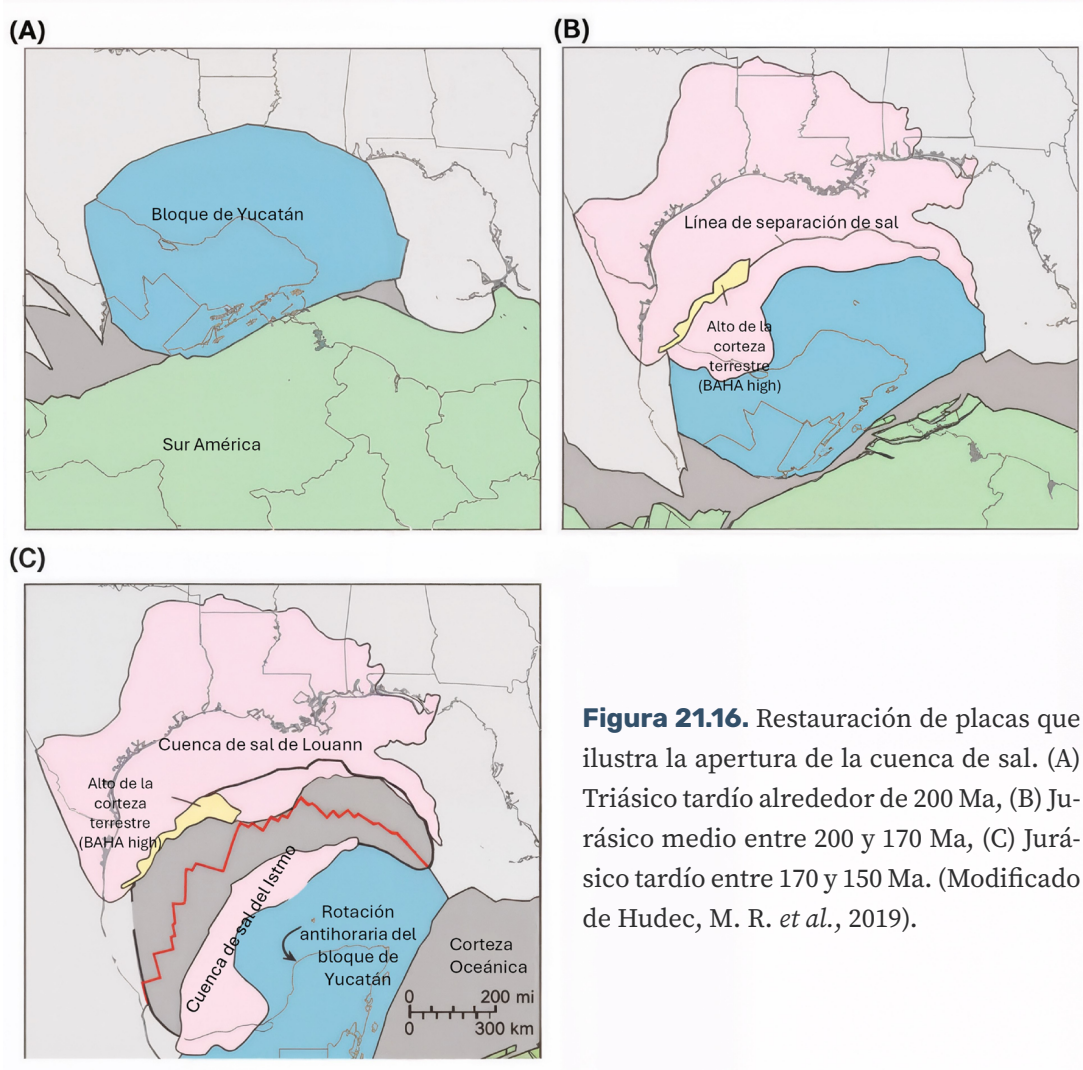


Figura 21.16. Restauración de placas que ilustra la apertura de la cuenca de sal. (A) Triásico tardío alrededor de 200 Ma, (B) Jurásico medio entre 200 y 170 Ma, (C) Jurásico tardío entre 170 y 150 Ma. (Modificado de Hudec, M. R. *et al.*, 2019).

Este proceso de *rifting* y la posterior formación de la corteza oceánica son fundamentales para entender la evolución geológica de la región y cómo las dinámicas de las placas tectónicas han influido en la configuración actual del Golfo de México.

21.5.8 Mapa Geológico de la Cuenca

La figura 21.17 ilustra el mapa geológico al suroeste y sureste de la Cuenca Salina del Istmo en contraste con la batimetría en el área marina y la sal que puede llegar al fondo marino.

En la porción continental, la Sierra Madre del Sur, la Sierra de Chiapas, la Península de Yucatán y la Llanura Costera del Golfo exhiben diversas características que han moldeado las condiciones geológicas del suroeste y sureste.

La Sierra Madre del Sur es una importante cordillera en el suroeste de México, compuesta por rocas sedimentarias, ígneas (granito, dioritas y basaltos) y metamórficas donde se agrupan rocas metasedimentarias, gneis e intrusivos que datan del Paleozoico hasta el Cenozoico, la Sierra Madre del Sur ha experimentado múltiples fases de deformación tectónica desde el Cretácico tardío, resultando en diversas estructuras geológicas. Las sierras están formadas principalmente por calizas del Cretácico, mientras que los valles contienen sedimentos del Neógeno.

La geología de la Sierra de Chiapas es compleja y diversa, con una variedad de formaciones rocosas, estructuras tectónicas y procesos geológicos. Compuesta por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, la región ha sido moldeada por la interacción de varias placas tectónicas, resultando en pliegues, fallas y volcanismo. La actividad volcánica, incluyendo los Volcanes Tacaná y el Chichonal, ha influido en la topografía y diversidad de rocas.

La Península de Yucatán, ubicada en el sureste de México, se extiende hacia el norte del mar Caribe y está rodeada por el Golfo de México al oeste y al norte, y por el mar Caribe al este. Abarca los estados de Yucatán, Campeche y Quintana Roo, y se caracteriza por su topografía única con llanuras, cenotes y una costa rica en playas y arrecifes de coral. Compuesta principalmente de roca caliza, la península presenta un paisaje con cenotes y ríos subterráneos.

Figura 21.17. Mapa geológico en el área de la Cuenca Salina (Padilla y Sánchez, 2014).

Finalmente, la Llanura Costera del Golfo se extiende a lo largo de la costa del Golfo de México, se caracteriza por su proximidad al mar, está compuesta principalmente por sedimentos depositados por ríos y corrientes, y presenta un clima cálido y húmedo con significativas precipitaciones.

21.6 Recursos naturales del subsuelo

En la Cuenca Salina del Istmo se encuentran campos con volúmenes significativos de hidrocarburos, como Zama, con 1,200 MMbpce proyecto prioritario para PEMEX (Wood Mackenzie, 2019); Kan, con un volumen estimado entre 200 y 300 MMbpce (primer pozo exploratorio operado por Wintershall Dea en México); Hokchi, con 153 MMbpce; y Amoca-Mizton-Tecoalli, con 382 MMbpce (Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2024).

De acuerdo a Shann *et al.* (2020), el potencial de los sistemas de reservas y las oportunidades de exploración como Cuenca Sureste de México son significativos, se indica que la cuenca está aproximadamente 55 % explorada, con un total de 140 descubrimientos hasta la fecha y aproximadamente 116 aún por encontrar. Esto sugiere que queda un notable potencial inexplorado, con la posibilidad de que existan hasta 15 mil millones de BOE (barriles de petróleo equivalente) en campos futuros que superen los 50 millones de BOE en tamaño recuperable. El autor menciona que muchos de los prospectos de exploración se encuentran en áreas de aguas profundas que han sido subexploradas, lo que implica que hay estructuras prometedoras que requieren exploración adicional.

Las tecnologías de captura de carbono (CCS) son métodos diseñados para capturar el dióxido de carbono (CO_2) emitido por fuentes industriales y energéticas antes de que llegue a la atmósfera, siendo clave para alcanzar los objetivos de “Net Zero”. El proceso incluye la captura del CO_2 mediante métodos como post-combustión, pre-combustión y oxicombustión; su transporte a lugares de almacenamiento a través de tuberías, camiones o barcos; y su almacenamiento en formaciones geológicas profundas como acuíferos salinos o yacimientos de petróleo y gas agotados.

En campos maduros que han pasado las fases de recuperación primaria y secundaria, se presentan oportunidades significativas para implementar tecnologías de captura y almacenamiento de carbono. Empresas del sector energético, como Harbour Energy y BP (British Petroleum), desempeñan roles cruciales en proyectos de captura y almacenamiento de carbono, con especial énfasis en el proyecto Viking CCS. La inyección de CO_2 es esencial para el almacenamiento seguro del dióxido de carbono y se realiza en formaciones geológicas seleccionadas, como yacimientos agotados y acuíferos salinos, tras estudios geológicos y de ingeniería.

En cuanto a la producción de carbonato de litio en pozos de campos maduros de petróleo, especialmente en el contexto de la búsqueda de recursos alternativos y sostenibles, es posible extraer litio de ciertos tipos de aguas subterráneas, como las que se encuentran frecuentemente en yacimientos de petróleo. Aunque este proceso presenta varios desafíos, la infraestructura existente en los campos maduros de petróleo podría adaptarse para facilitar la extracción de litio. Volt Lithium, una empresa estadounidense especializada en la producción de carbonato de litio ha logrado extraer litio de las salmueras de yacimientos petroleros en la Cuenca Pérmica con una pureza Superior al 99 % utilizando tecnología de extracción directa de litio, maximizando la eficiencia y minimizando el impacto ambiental (el Economista, 2024).

La transición a almacenamiento permanente y la búsqueda de recursos alternativos requiere permisos rigurosos para asegurar la seguridad. Los incentivos fiscales y la percepción pública favorable también impulsan la viabilidad de estos proyectos.

21.7 Conclusiones

La evolución de la Cuenca Salina del Istmo involucró varios procesos geológicos significativos, tales como la acumulación de sedimentos, la formación y diversidad de almacenes, la maduración de la roca generadora y la migración de hidrocarburos. El modelo de *rift* asimétrico es fundamental para entender dicha evolución y predecir la ubicación de recursos minerales y energéticos. Dada

la riqueza y diversidad del registro fósil proporcionado se cuenta con valiosa información sobre la evolución biológica y los ambientes de deposición a lo largo del tiempo.

La Cuenca tiene un gran potencial de exploración y producción de hidrocarburos debido a varios factores clave: la presencia de roca generadora de alta calidad, una alta estructuración geológica con múltiples estructuras prospectivas aún no exploradas, y excelentes sellos que aseguran la acumulación de petróleo y gas. Los riesgos identificados están relacionados específicamente con la migración desde las rocas generadoras profundas hacia los almacenes más superficiales. Esto implica que una migración significativa es necesaria para que los hidrocarburos alcancen las trampas estructurales o estratigráficas. La sincronía también presenta un riesgo, ya que, si la carga no coincide temporalmente con la formación de las trampas, podría haber pérdidas significativas de hidrocarburos. La complejidad de la estructura geológica, especialmente en áreas con canopies de sal, puede dificultar la obtención de datos precisos sobre las características de las rocas generadoras y la migración desde éstas, limitando la efectividad de las campañas de perforación. Además, las condiciones de perforación en aguas profundas (más de 500 m de tirante de agua), donde hay un número limitado de pozos exploratorios, también presentan un reto significativo.

El uso de sísmica avanzada ayudará a tener mejor control de los descubrimientos actuales y a identificar más objetivos prospectivos, además de mejorar las técnicas de perforación en aguas profundas.

Siendo la Cuenca Salina del Istmo una Cuenca madura, se presentan varias oportunidades significativas para la implementación de tecnologías de captura y almacenamiento de carbono y para la búsqueda de recursos alternativos.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

21.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Qué tipo de cuenca es la Cuenca Salina del Istmo?

   a) Cuenca intracratónica
   b) Cuenca sedimentaria que se originó principalmente por procesos de *rifting*
   c) Cuenca de antepaís caracterizadas por desarrollarse en la parte frontal de un cinturón montañoso
   d) Cuenca de margen pasivo

2. ¿Tipos de Cuencas Sedimentarias de acuerdo con su ambiente tectónico?

   a) Cuencas Extensionales, Convergentes, Intracratónicas, Cuencas de Rift
   b) Cuencas Extensionales, Convergentes, Intracratónicas, Transtensionales
   c) Cuencas de rift, Cuencas de antepaís, Cuencas de margen pasivo
   d) Cuencas de trasarco, Cuencas de antearco, Cuencas de trinchera

3. ¿Cómo se caracterizan las cuencas de *rift* en términos de su forma?

   a) Son depresiones alargadas limitadas por fallas normales
   b) Formación de montañas
   c) Depresiones circulares sin límites definidos
   d) Aumento de la actividad volcánica

4. ¿Qué tipo de cuenca se forma a partir de una serie de procesos tectónicos y sedimentarios relacionados con la formación de márgenes continentales donde no hay tectónica activa asociada, como subducción o colisión?

   a) Cuenca convergente
   b) Cuenca de margen pasivo
   c) Cuenca de rift
   d) Cuenca de antepaís

5. ¿Qué tipo de ciclos estratigráficos se describen en la secuencia sedimentaria de la cuenca?

   a) Ciclos de erosión
   b) Tectono-secuencias
   c) Ciclos de deposición
   d) Ciclos de sedimentación

6. ¿Qué factores influyen en la variabilidad de los niveles y espesores de las rocas en la cuenca?

   a) Solo la sedimentación
   b) La interacción de la tectónica y los procesos de sedimentación
   c) Cambios climáticos
   d) Composición mineralógica de las rocas

7. ¿Qué representa la secuencia sedimentaria en la Cuenca Salina del Istmo?

   a) Un conjunto de ciclos estratigráficos
   b) Un único tipo de roca
   c) Una serie de depósitos superficiales
   d) Un registro fósil limitado

8. ¿Qué edades abarcan las rocas en la secuencia sedimentaria de la cuenca?

   a) Desde el Cretácico hasta el Pleistoceno
   b) Desde el Triásico-Jurásico Inferior hasta el Reciente
   c) Desde el Jurásico hasta el Mioceno
   d) Desde el Cretácico Inferior hasta el Plioceno

9. ¿Qué tipo de estructuras se forman en la Cuenca Salina del Istmo debido a la tectónica salina?

a) Volcanes y fallas inversas
b) Diapiros y canopies de sal
c) Pliegues y cuencas de erosión
d) Fosas de subducción y montañas

10. ¿Qué tipo de interacción se observa en las áreas extensionales de la cuenca?

a) Compresión y pliegues
b) Desalojo de sal y estructuras de sal
c) Subducción y levantamiento
d) Erosión y sedimentación

11. ¿Qué proceso marca el inicio de la evolución tectónica en la Cuenca Salina del Istmo?

a) La subducción de placas tectónicas
b) El *rifting* de la corteza continental
c) El colapso gravitacional
d) La formación de montañas

12. ¿Cuál es una característica de la fase de *rifting* en la evolución tectónica de la cuenca?

a) La acumulación de sedimentos en condiciones estables
b) La formación de márgenes pasivos
c) El estiramiento y fracturación de la corteza
d) La generación de corteza oceánica madura

13. ¿Qué indica la subsidencia térmica en la evolución de la cuenca?

a) Un aumento en la actividad volcánica
b) La formación de una corteza transicional
c) La creación de nuevas fallas tectónicas
d) La acumulación de sedimentos marinos y continentales

14. ¿Qué evento tectónico se menciona como clave en la evolución de la cuenca durante el Cretácico?

a) La orogenia Laramide
b) La formación de un margen pasivo
c) La expansión del fondo marino
d) El *rifting* de la corteza continental

15. ¿Evento tectónico significativo que ocurrió durante el Mioceno medio?

a) La formación de un margen pasivo
b) Orogenia chiapaneca
c) La subsidencia térmica
d) La expansión del fondo marino

16. ¿Qué tipo de modelo se utiliza para describir la evolución de la Cuenca Salina del Istmo?

a) Modelo de cuenca de *rift* asimétrico
b) Modelo de cuenca de compresión
c) Modelo de cuenca de margen pasivo
d) Modelo de subsidencia térmica

17. ¿Evento Tectónico que se relacionan con procesos de movimiento de canopies salino desde el Mioceno tardío hasta la actualidad?

a) La orogenia Laramide
b) Colapso gravitacional
c) Proceso de *rifting*
d) Orogenia chiapaneca

18. ¿Qué caracteriza la segunda etapa del modelo de cuenca?

a) La subsidencia térmica y la formación de corteza oceánica
b) La actividad volcánica intensa
c) El colapso gravitacional
d) La acumulación de sedimentos sedimentarios

19. ¿Etapas sistemáticas que se siguen para identificar, evaluar y desarrollar recursos de petróleo y gas?

a) Análisis de propiedades de fluidos en reservorios
b) Proceso Exploratorio
c) Análisis play fairway
d) Evaluación de riesgos geológicos

20. ¿Qué función tienen las secuencias evaporíticas de la Cuenca Salina del Istmo en el sistema petrolero?

a) Sellos y trampas
b) Rocas generadoras de gas
c) Rutas de migración
d) Contribuyen a la maduración térmica

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	b)	11.	b)	16.	a)
2.	b)	7.	a)	12.	c)	17.	b)
3.	a)	8.	b)	13.	b)	18.	a)
4.	b)	9.	b)	14.	a)	19.	b)
5.	b)	10.	b)	15.	b)	20.	a)

21.9 Bibliografía

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2015). Golfo de México-Aguas Profundas Sur. www.cnh.gob.mx

Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantu-Chapa, A. (eds). (2001). The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleym Systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir 75. https://doi.org/10.1306/M75768

Bird. D.E., Burke, D., Haull, S.A., y Casey, J.F. (2005). Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 89(3), 311-328. https://doi.org/10.1306/10280404026

Buchy, M.-C., Frey, E., Stinnesbeck, W., López-Oliva, J.G. (2007). Cranial anatomy of a Maastrichtian (Upper Cretaceous) mosasaur (Squamata, Mosasauridae) from north-east Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(1), 89-103.

Consejo de Recursos Minerales. (1999). Carta Geológico-Minera Minatitlán Escala 1: 250,000 Estados de Veracruz y Oaxaca. https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/CartografiaWeb/T301999AUMM0001_01.PDF

Cruz-Mercado, M. A., Flores-Zamora, J. C., Leon-Ramirez, R., Lopez-Cespedes, H. G., Peterson-Rodriguez, R. H., Reyes-Tovar, E., Sanchez-Rivera, R.& Barrera Gonzalez, D. (2011). Salt Provinces in the Mexican Portion of the Gulf of Mexico Structural Characterization and Evolutionary Model. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 93-104.

Davison, I. y Underhill, J.R. (2012). Tectonics and Sedimentation in Extensional Rifts: Implications for Petroleum Systems. In Gao, D. (ed.). Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 100, 1-28.

Davison, I. (2020). Salt tectonics in the Sureste Basin, SE Mexico: Some implications for hydrocarbon exploration. In J. N. F. Hull & J. Pindell (Eds.), The Basins, Orogens and Evolution of the Southern Gulf of Mexico and Northern Caribbean. Geological Society of London, 504, 1-19. https://doi.org/10.1144/SP504-2019-227.

Davison, I., Pindell, J., y Hull, J. (2021). The basins, orogens and evolution of the southern Gulf

of Mexico and Northern Caribbean. Geological Society Publications, 504, 1-27. https://doi.org/10.1144/SP504-2020-218.

el Economista (2024, noviembre 8). La Cuenca Pérmica no solo rebosa petróleo: el inesperado avance con el litio en el epicentro del crudo americano. elEconomista. https://www.eleconomista.es/mercados-cotizaciones/noticias/13073914/11/24/la-cuenca-permica-no-solo-rebosa-petroleo-el-inesperado-avance-con-el-litio-en-el-epicentro-del-crudo-americano.html

Escalera, F., & Hernández, R. (2010). Provincias petroleras de México WEC. [PDF]. World Energy Council.

Hudec, M. R., & Norton, I. O. (2019). Upper Jurassic structure of the Yucatán and Campeche subbasins. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 103(5), 1133–1151. https://doi.org/10.1306/11151817405.

Instituto Mexicano del Petróleo. (2010). Proveniencia de areniscas en el Golfo de México para estimar la calidad de la Roca Almacén. Instituto Mexicano del Petróleo.

Ken Milam. (2021). Evolving Understanding of Salt Diapirs is Critical to Oil Exploration. Explorer Article. https://explorer.aapg.org/story/articleid/59985.

Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LIX (1), 19-42.

Padilla y Sánchez, R. J. (2014). Tectonics of eastern Mexico–Gulf of Mexico and its hydrocarbon potential. American Association of Petroleum Geologists, Search and Discovery, 10622, 54.

Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., y Weber, B. (2020). A revised synthesis of the *rift* and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. Geological Society, London, Special Publications 504:29-76. https://doi.org/10.1144/SP504-2020-43

PEMEX Exploración y Producción. Subdirección Técnica de Exploración. (2010). Provincias geológicas de México (Informe inédito).

PEMEX Exploración y producción. (2014). Manual de análisis de cuencas

Pineda-Salgado, G., Schaaf, P., Aguilar-Piñan, M., Solís-Pichardo, G., y Vega, F. J. (2016). Contribución al alcance estratigráfico de la Formación Agueguexquite (Mioceno), Veracruz, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 68(2), 187-197.

Priyank Jaiswal, Abed Hajj Chehadeh, Alisara, Ngamlurdwongsakul,Jack Pashin,Rosemary Avance, Rachel Esther Lim. (2024). An Overview of Oklahoma's CCS Potential. Explorer Article. https://explorer.aapg.org/story/articleid/67955/an-overview-of-oklahomas-ccs-potential.

Servicio Geológico Mexicano. (2011). Formación Chinameca. Léxico Estratigráfico de México. Pachuca, México. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Chinameca.pdf

Shann, M. V., Vazquez-Reyes, K., Ali, H. M., y Horbury, A. D. (2020). The Sureste Super Basin of southern Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 104(12), 2643–2700.

Sternbach, C. A., & Bishop, R. S. (2023). Gulf Coast Giant and Super-Giants Fields (Onshore and Offshore): Analogs to Help us Find More. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 72, 207–213.

Venegas Mora, R. M. (2010). Evaluación petrolera de la Cuenca Salina del Istmo. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México (inédita).

Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences, 22(1), 108-125.

Wood Mackenzie. (2019). Mexico gas industry overview. Zama Asset Report. https://www.woodmac.com/reports/gas-markets-mexico-gas-industry-overview-2019-290092/

22 Sonda de Campeche, un segmento de las cuencas del sureste de México

Jesús Fernando Arzalúz Muciño, Leticia Sánchez Guillén y Javier Arellano Gil

Sumario

22.1 Resumen
22.2 Abstract
22.3. Introducción
22.4. Generalidades
22.4.1. Ubicación
22.4.2. Estado del arte
22.5. Descripción general
22.5.1. Sedimentología
22.5.2. Estratigrafía
22.5.2.1. La secuencia evaporítica del Calloviano
22.5.2.2. La secuencia calcáreo-arcillosa del Jurásico superior
22.5.2.2.1. Oxfordiano
22.5.2.2.2. Kimmeridgiano
22.5.2.2.3. Tithoniano
22.5.2.3. La secuencia carbonatada del Cretácico
22.5.2.4. La secuencia de brecha calcárea del Cretácico superior-Paleógeno
22.5.2.5. La secuencia clástica del Cenozoico
22.5.3. Geología estructural
22.5.4. Contenido paleontológico
22.5.4.1. Fósiles del Jurásico superior
22.5.4.2. Fósiles del Cretácico
22.5.4.3. Fósiles del Cenozoico
22.5.5. Evolución geológica
22.5.5.1. La apertura inicial del Golfo de México del Triásico tardío al Jurásico medio
22.5.5.2. El depósito salino del Calloviano
22.5.5.3. Depósito sedimentario post-salino del Jurásico al Cretácico tardío
22.5.5.4. Impacto del Meteorito de Chicxulub
22.5.5.5. El Orógeno Mexicano y el depósito clástico del Paleógeno
22.5.5.6. Orogenia Chiapaneca del Paleoceno-Mioceno
22.5.6. Tipo de cuenca
22.5.7. Propuesta de modelo de cuenca
22.6. Consideraciones económicas
22.7. Conclusiones
22.8. Autoevaluación
22.9. Bibliografía

22.1 Resumen

La Sonda de Campeche se ubica enfrente de las costas de Tabasco y Campeche, es una zona petrolera de relevancia nacional por sus reservas y producción de hidrocarburos convencionales. La presencia de domos, diapiros, pliegues y fallas configuran las trampas estructurales idóneas para la acumulación de hidrocarburos, de donde se obtiene la mayor producción de aceite de México.

El proceso de *rifting* que originó el Paleo-Golfo de México inició en el Triásico medio y condicionó el depósito sedimentario, primero continental y después marino durante la mayor parte del Mesozoico. En el Calloviano, se depositaron gruesas secuencias evaporíticas que al movilizarse constituyeron un elemento tectónico importante en el arreglo estructural de la región. Las secuencias del Jurásico superior representaron las rocas generadoras de hidrocarburos por excelencia debido a las condiciones deposicionales establecidas en la paleo-plataforma de Yucatán y su entorno, que en combinación con el clima cálido predominante y la abundancia de organismos como el plancton, y los depósitos arcillosos y carbonatados permitieron la formación de rocas generadoras de hidrocarburos.

El impacto del meteorito de Chicxulub en el límite Cretácico-Cenozoico contribuyó al desarrolló las rocas almacenadoras por excelencia dado que generó una brecha calcárea con un bajo porcentaje de matriz. En el Cenozoico, las secuencias carbonatadas fueron reemplazadas por secuencias clásticas debido al levantamiento del Orógeno Mexicano y a la Orogenia Chiapaneca, provocando el fallamiento y plegamiento de la Sonda de Campeche, originando las provincias morfoestructurales que actualmente la conforman, como el Pilar Reforma-Akal bordeado por los grabenes de Comalcalco y de Macuspana que constituyen dos cuencas sedimentarias cenozoicas.

22.2 Abstract

The Campeche Sound is a region of high significance due to its substantial oil and gas reserves and production. It is located offshore, adjacent to the coasts of Tabasco and Campeche. The formation of domes, diapirs, and faults created

optimal structural traps for hydrocarbon accumulation, making the Campeche Sound one of Mexico's most prolific oil-producing regions.

The *rifting* process that began in the Gulf of Mexico during the middle Triassic influenced the sedimentary deposition, transitioning from continental to marine throughout much of the Mesozoic era. In the Callovian, evaporitic sequences were deposited, which, upon mobilization, became a key component in the region's structural configuration. The Jurassic sequences are the main source rocks for hydrocarbons, formed under ideal depositional conditions established by the Yucatán Paleoplatform. This, in combination with a warm climate, abundant plankton, and the deposition of clay and carbonates, contributed to the formation of these rich hydrocarbon source rocks.

The impact of the Chicxulub meteorite at the Cretaceous–Paleogene boundary played a crucial role in the development of one of the most significant reservoir rocks, generating a breccia with a low matrix percentage. During the Cenozoic era, carbonate sequences were replaced by clastic deposits due to the formation of the Mexican and Chiapanecan orogens, which led to the folding and faulting of the Campeche Sound region. This process gave rise to the morphostructural provinces that define the area today, including the Pilar Reforma-Akal, flanked by the Comalcalco and Macuspana grabens which constitute two Cenozoic sedimentary basins.

22.3 Introducción

Es de gran relevancia estudiar y describir a la Sonda de Campeche dada su importancia para entender el origen y evolución del Golfo de México y por su importancia económica-petrolera para el país. La información presentada se obtuvo de diversas publicaciones que han contribuido al conocimiento científico y económico, desde los primeros trabajos geológicos realizados en la década de los años setenta del siglo pasado hasta los más recientes, que contribuyeron al conocimiento del sureste mexicano. Se consultaron artículos científicos, libros, informes técnicos y tesis de licenciatura y posgrado, priorizando la información más relevante o actualizada. Se incluyeron imágenes y tablas con el propósito de ilustrar la información más notable que caracteriza a la Sonda de Campeche.

Se describe con detalle su ubicación, estado del arte, tipo de cuenca, sedimentología, estratigrafía, aspectos estructurales, paleontología, evolución geológica y cuatro modelos de la cuenca antes de su deformación.

Estudiar la Sonda de Campeche es relevante porque es una de las regiones productoras de aceite y gas más importantes del país, donde se tiene una compleja historia geológica, debido a que han ocurrido varios eventos tectónicos que originaron a las cuencas sedimentarias del sureste de México y causaron deformación.

22.4 Generalidades

22.4.1 Ubicación

La Sonda de Campeche es una región petrolera localizada en el extremo sur del Golfo de México, enfrente de las costas de Tabasco y Campeche. La figura 22.1 muestra la localización del área entre las coordenadas UTM, de izquierda a derecha y en sentido horario: 450,874 mE, 2,220,286 mN; 649,491 mE, 2,220,550 mN; 650,063 mE, 2,054,259 mN y 451,248 mE, 2,054,303 mN. En la misma figura se observa la localización del Complejo Cantarell y otros campos importantes por sus reservas y producción.

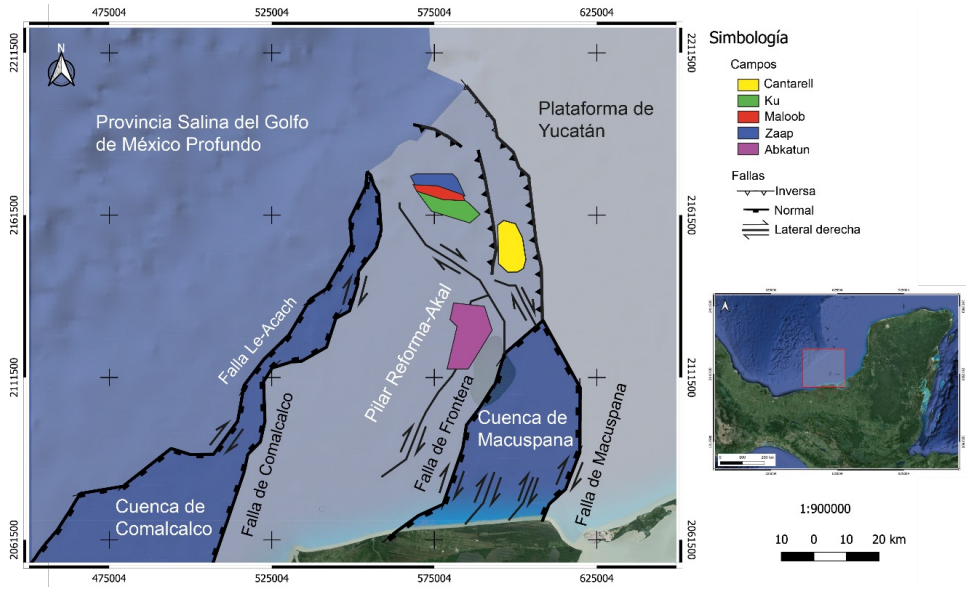


Figura 22.1. Mapa de la localización de la Sonda de Campeche con sus principales provincias morfoestructurales. Modificado de Ortuño *et al.* (2009).

22.4.2 Estado del arte

Los primeros trabajos de exploración en la Sonda de Campeche comenzaron en 1972 tras el reporte de Rudesindo Cantarell a Petróleos Mexicanos (PEMEX), donde indicaba la localización de una gran emanación de aceite en el mar a 70 kilómetros al NW de la costa de Ciudad del Carmen, Campeche (Ángeles, 2004).

Se han localizado más de 30 estructuras geológicas con cierre favorable para la acumulación de hidrocarburos, siendo las más destacadas las pertenecientes al Complejo Cantarell, que se comenzó a perforar en 1974 con el pozo Chac-1 (Ángeles, 2004). Al mismo tiempo que PEMEX exploraba, Flores (1978) realizaba los primeros trabajos estratigráficos a través del estudio de las muestras obtenidas de los pozos perforados, donde identificaron rocas del Tithoniano, Kimmeridgiano y Oxfordiano.

Pindell (1985) realizó uno de los primeros estudios regionales del Golfo de México y el Caribe, donde explicó su evolución a partir del proceso de *rifting* que inició a finales del Triásico, que junto con el movimiento de fallas laterales regionales provocaron el movimiento del Bloque de Yucatán. Posteriormente, Ángeles (1996) propuso actualizar la estratigrafía del Jurásico superior agrupando las facies con características similares en formaciones geológicas.

Grajales *et al.* (2003) describieron los ambientes sedimentarios donde se desarrollaron las secuencias de la brecha K-Pg con base en su contenido fósil. Padilla y Sánchez (2007) hizo una síntesis de la evolución geológica del Sureste Mexicano en un marco regional donde propone un modelo sobre la apertura del Golfo de México. En el mismo año, Reyna (2007) realizó un compendio con todas las especies de foraminíferos encontrados en un pozo exploratorio relativos al Cenozoico.

Pindell y Kennan (2009) actualizaron la información de 1985, incorporando la evolución tectónica del norte de Sudamérica y empleando un marco de referencia del manto. Así mismo, Cantú (2009) propuso redefinir las secuencias estratigráficas propuestas por Ángeles (1996) incorporando estudios geofísicos de rayos gamma, definiendo así a la formación Bacab relativa al Oxfordiano medio.

De 2004 a la fecha, PEMEX ha publicado trabajos anuales sobre las reservas de hidrocarburos del país lo que ha contribuido a conocer mejor la geología de las Cuencas del Sureste y su evolución, en este trabajo se destaca el de Pemex (2012). Entre los proyectos más recientes (julio de 2024) se encuentran la perforación del pozo Etkal-201EXP por parte de PEMEX con una producción total esperada de aceite superligero de 14.3 [mmbpce] (Mariano, 5 de julio de 2024) y la prospección de los campos Pokoch e Ichalkil por parte de Fieldwood Energy (Mariano, 18 de julio de 2024).

22.5 Descripción general

En su condición actual la Sonda de Campeche pertenece a la gran cuenca de margen pasivo del Golfo México, cuenta con un tirante de agua promedio de 100 metros y según Hernández (2008) con un máximo de 500 metros. La mayoría de sus yacimientos se presentan en diferentes facies de la brecha calcárea del límite K-Pg y en las secuencias oolíticas del Jurásico superior (Guzmán *et al.*, 2000).

Ángeles (2004) menciona que su extensión es de 15,000 [km^2]. La Provincia Salina del Golfo de México Profundo corresponde con la zona más extensa y se caracteriza por su gran deformación provocada por el movimiento de la sal del Paleoceno al Mioceno. Así mismo, la Cuenca de Comalcalco, el Pilar Reforma-Akal y la Cuenca de Macuspana tienen secuencias deformadas con una vergencia general NW-SE y se encuentran delimitados por fallas normales lístricas y transformantes Le-Acach, de Comalcalco y Macuspana. La Plataforma de Yucatán presenta muy poca deformación y tiene una pendiente muy suave debido al margen pasivo en que se encuentra actualmente.

22.5.1 Sedimentología

El depósito de las secuencias sedimentarias inició en el Triásico tardío durante los primeros estadios de la apertura de Pangea, los registros corresponden a lechos rojos que se originaron en un ambiente continental (fluviales, abanicos aluviales y lacustres) previos a las primeras secuencias marinas. Durante

el Calloviano ocurrió una transgresión marina generalizada que, debido a las condiciones áridas con subsidencia continua permitió el depósito de gruesas capas de evaporitas (principalmente halita) en ambientes de *sabkha* a lo largo del naciente Golfo de México, concentrándose en el noreste y sureste, disminuyendo en espesor hacia los márgenes (Ortiz, 2010).

En el Oxfordiano, el desplazamiento del Bloque de Yucatán configuró el principal elemento estructural que condicionó el depósito sedimentario, pues estableció grandes plataformas someras idóneas para el depósito carbonatado (Padilla y Sánchez, 2007). Así mismo, la erosión de la topografía elevada propició el depósito de areniscas eólicas y de playa, que poco a poco fueron cubiertas por depósitos arcillosos, calcáreo-arcillosos y carbonatados en la sección oriental de la Sonda de Campeche. Ángeles (2004) menciona que los depósitos clásticos se desarrollaron por la presencia de zonas de ante-costa y barras arenosas a lo largo del margen continental (Figura 22.2). La presencia de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos que constituyen a las areniscas, son idénticos a los que conformaron el basamento del Bloque de Yucatán.

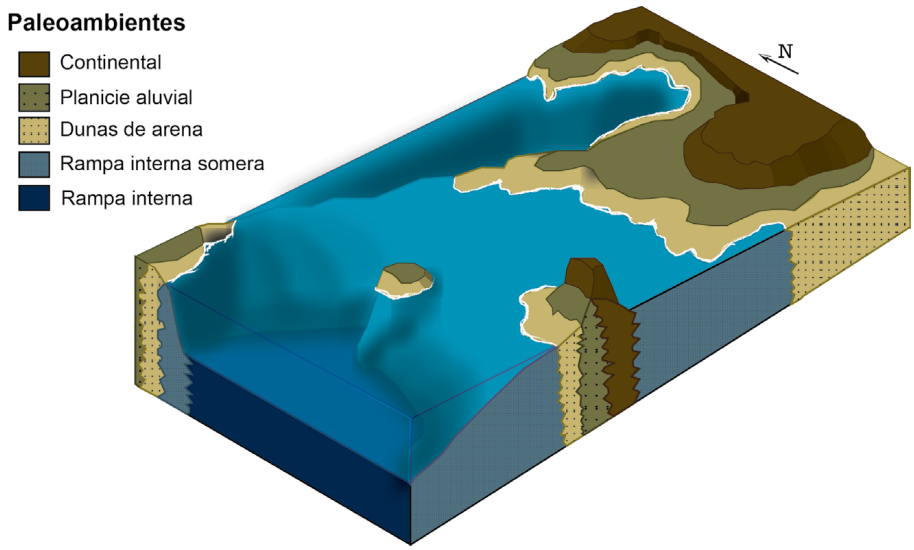


Figura 22.2. Modelos sedimentarios del Oxfordiano que dio origen a las areniscas eólicas costeras provenientes de la erosión del Bloque de Yucatán. Modificado de CPE (2006b).

En el Kimmeridgiano la zona evolucionó a un ambiente restringido de alta energía donde las secuencias depositadas fueron cubiertas de agua y sobre ellas se

desarrollaron bancos oolíticos que obstaculizaron el flujo de agua favoreciendo la evaporación de soluciones cargadas de magnesio (Ángeles, 1996). La dolomitización incrementó significativamente su permeabilidad, convirtiendo a esta secuencia en las rocas almacenadoras más importantes del Jurásico. Ángeles (2004) propone un modelo sedimentario con tres zonas de depósito: la zona de barras frontales con mayor contenido de ooides, y la zona lagunar y de barras interiores con menor contenido. Además, las transgresiones marinas promovieron su migración, tendiendo a acuñar hacia el continente, lo que aumentó su influencia terrígena (Figura 22.3).

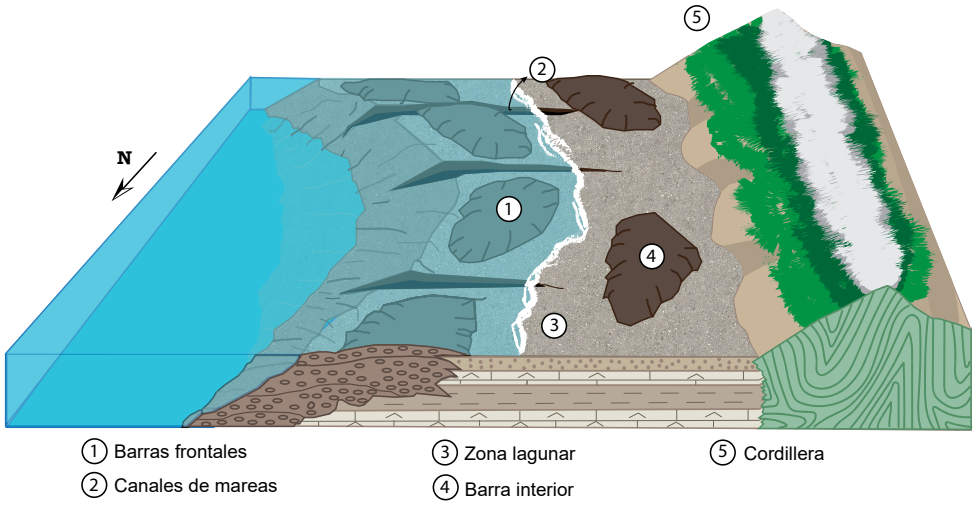


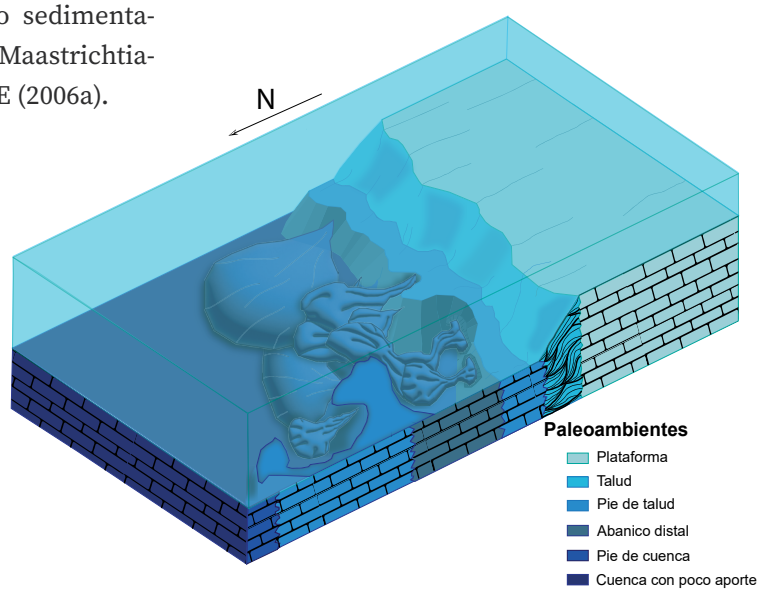
Figura 22.3. Modelo sedimentario representativo de los bancos oolíticos del Kimmeridgiano. Modificado de Ángeles (2004).

En el Tithoniano, Ángeles (1996) destaca la presencia de radiolarios piritizados y la abundancia de materia orgánica interpretando un cambio significativo a un ambiente reductor con tirantes de agua más profundos. La transgresión marina se aceleró debido a una subsidencia rápida de la plataforma cambiando el depósito restringido del Kimmeridgiano hacía uno predominantemente calcáreo-arcilloso (Ángeles, 2004).

Al inicio del Cretácico las condiciones eran muy similares a las del Tithoniano. Durante el Hauteriviano y Barremiano, la subsidencia continuó debido a la apertura del Golfo de México propiciando que otras áreas de topografía baja se inundaran incrementando el depósito de carbonatos arrecifales con rudistas en la paleo-Plataforma de Yucatán. A su vez, durante el Albiano-Cenomaniano,

continuó la subsidencia a una velocidad constante con más formación de calizas; para el Turoniano cambiaron las condiciones de depósito pues la actividad volcánica se incrementó en el occidente de México debido a la subducción de la paleo Placa de Farallón debajo de la Placa de Norteamérica. Durante el Coniaciano-Santoniano, el incremento de la actividad volcánica propició el depósito de potentes capas de bentonita y de lutitas, que duraron hasta el Maastrichtiano. Finalmente, para el Coniaciano-Maastrichtiano se desarrolló un ambiente clásico carbonatado con registro en el sector central de la Sonda de Campeche (Figura 22.4).

Figura 22.4. Modelo sedimentario del Campaniano-Maastrichtiano. Modificado de CPE (2006a).



En el límite del Cretácico tardío-Paleógeno, el meteorito de Chicxulub impactó en la Plataforma de Yucatán modificando el depósito de sedimentos en la región. Padilla y Sánchez (2007) atribuye el origen de la brecha más productora de la Sonda de Campeche a los estragos causados por tal impacto, que destruyó parte de la plataforma carbonatada y ocasionó flujo de escombros (brechas calcáreas) hacia aguas profundas. Aunque, Padilla y Sánchez (2007) también propone que el material eyectado se acumuló cerca del cráter y otra parte se combinó con el colapso de clastos carbonatados y se transportó hacia el fondo de la cuenca debido al movimiento producido por el impacto, en conjunto, el tipo de roca y el rápido desarrollo del evento facilitó la formación rápida de la brecha, lo que explica su baja cantidad de matriz y en consecuencia su alta porosidad y permeabilidad.

Posteriormente en el Paleoceno, la sedimentación terrígena superó por completo a la sedimentación carbonatada debido al levantamiento de la Sierra Madre Oriental (SMOr) que formó el Orógeno Mexicano con su respectiva erosión y transporte de sedimentos hacia el Golfo de México. Durante el Eoceno, se depositaron gruesos paquetes de conglomerados de origen fluvial en ambientes transicionales como deltas. En el Oligoceno, la actividad tectónica disminuyó levemente lo que propició el depósito de carbonatos durante un breve periodo de tiempo y al mismo tiempo, la halocinesis fue predominante, controlando así el depósito terrígeno en la subcuenca de Comalcalco y la cuenca Salina del Istmo.

Para el Neógeno, la Orogenia Chiapaneca tuvo un pulso de levantamiento acelerado con su respectiva erosión, originando el depósito de gruesas secuencias terrígenas. En el Mioceno, Ángeles (2004) menciona que la erosión de la Sierra de Chiapas aportó grandes volúmenes de sedimentos terrígenos propiciando la progradación de los sedimentos arcillosos y arenosos con horizontes de bentonita. Ángeles (2004) atribuye el origen de la bentonita a la gran cantidad de volcanes resultado del levantamiento de la SMOr provocando emanaciones sustanciales de material piroclástico que a través de fuentes eólicas y fluviales fue transportada y depositada en la plataforma y cuencas cenozoicas.

El depósito continuó hasta finales del Mioceno con un patrón general progradante hacía el norte y noroeste sobre el área del Pilar Reforma-Akal y hacia la parte norte de la Cuenca Salina del Istmo (Schlumberger, 2010). En el Plioceno, ocurrió un evento de regresión marina que propició el depósito de secuencias arcillosas que constituyen las rocas sello en los sistemas petroleros locales. Finalmente, en el Pleistoceno, la configuración de las cuencas y plataformas de la zona eran muy similares a las modernas, por lo que la sedimentación es semejante a lo que ocurre en la actualidad.

22.5.2 Estratigrafía

Las secuencias estratigráficas de la Sonda de Campeche se componen de cuatro conjuntos principales: Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Neógeno, delimitados por eventos geológicos de gran magnitud que cambiaron por completo sus

condiciones de depósito y litología. De acuerdo con Ortiz (2010), las secuencias son: a) evaporítica del Calloviano, b) calcáreo-arcillosa del Jurásico superior, c) carbonatada del Cretácico, d) brecha calcárea del Cretácico superior-Paleógeno y) clástica del Cenozoico. La figura 22.5 corresponde a la columna estratigráfica con sus respectivos cambios de facies.

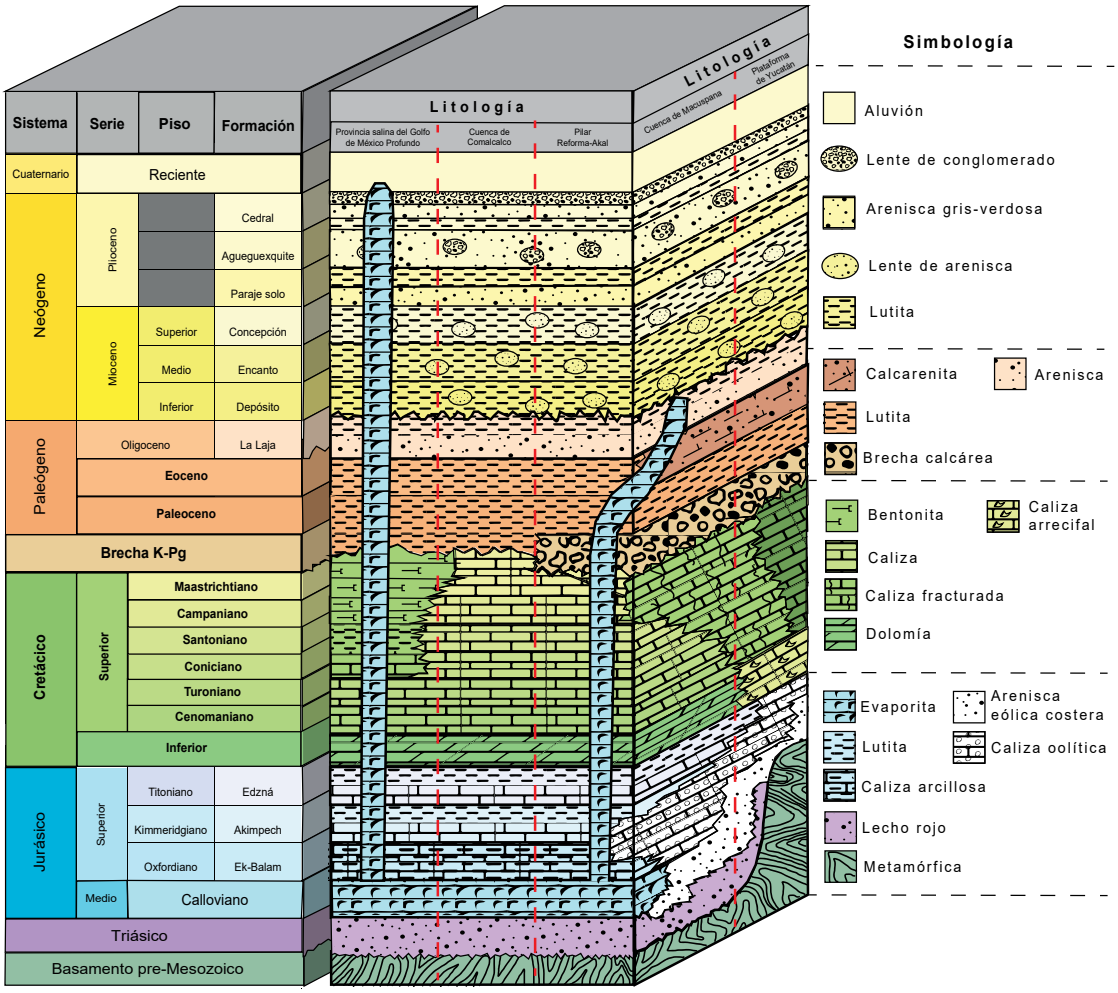


Figura 22.5. Columna estratigráfica de la Sonda de Campeche. Modificado de Ángeles (2004).

El basamento está compuesto principalmente por rocas metamórficas y metasedimentarias altamente fracturadas, correspondientes con esquistos del Precámbrico superior y del Paleozoico inferior, que fueron intrusionados por granitos, granodioritas y tonalitas del Permo-Triásico (CNH, s. f.); estas rocas

afloran en algunas regiones de la Sierra Juárez y de Chiapas al sur de la Sonda de Campeche. Las rocas metasedimentarias consisten principalmente en metareniscas de grano grueso y metalimonitas, con algunos horizontes ocasionales de metaconglomerados y metalutitas (CNH, s. f.).

Tras el basamento, la ruptura de Pangea en el proto-Golfo de México, se favoreció el depósito de lechos rojos en grandes valles fluviales, además de abanicos aluviales y lacustres. Posteriormente, con una mayor subsidencia ocurrió la primera transgresión en la protocuenca, lo que permitió un flujo constante de agua marina que indujo el depósito clástico hasta inicios del Calloviano, cuando fue reemplazado por el depósito salino.

22.5.2.1 La secuencia evaporítica del Calloviano

Durante el Calloviano se depositaron potentes estratos de evaporitas cristalinas translúcidas con un espesor del orden de 2,000 [m] según los datos obtenidos por los pozos que han cortado la unidad, como el Trinitaria-1, Bacab-2, Balam-1, Ek-31, entre otros (Ortiz, 2010). Su extensión abarca desde la Sierra de Chiapas hasta la Provincia Salina del Golfo de México Profundo.

22.5.2.2 La secuencia calcáreo-arcillosa del Jurásico superior

Las secuencias calcáreo-arcillosa y arcillosa del Jurásico superior formadas en un ambiente anóxico, contienen la mayor concentración de materia orgánica tanto continental como marina que propició el desarrollo de hidrocarburos y, debido a sus condiciones geológicas que involucran cambios de facies, fungen como rocas almacén o generadoras. El Bloque de Yucatán fue el elemento topográfico del sur de México, que al erosionarse produjo arenas de playa y barras arenosas, conjuntando la acción del oleaje y del viento constituyeron las areniscas eólicas costeras de la paleo Plataforma de Yucatán y de la Cuenca de Macuspana.

22.5.2.2.1. Oxfordiano

Está representado por la unidad litoestratigráfica Ek-Balam propuesta por Ángeles (1996). Se conforma por areniscas y limonitas bentoníticas de color gris olivo en paquetes que van desde los 57 [m] hasta los 440 [m], con intercalaciones de calizas arcillosas. En su base también hay registro de calizas *wackestone* y *packstone* con peletoides que gradúan a *mudstone* y lutitas bentoníticas.

22.5.2.2.2. Kimmeridgiano

La unidad estratigráfica del Kimmeridgiano es la Formación Akimpech, que se formó por la erosión del Bloque de Yucatán y la Sierra de Chiapas (Ángeles, 1996) y por carbonatos en ciclos transgresivos-regresivos. Se caracteriza por una secuencia cíclica de carbonatos, arenas y arcillas, el espesor va desde los 63 [m] en el pozo Mucuy-1 hasta los 1,272 [m] en el pozo Ku-407 con un promedio de 454 [m] (Ángeles, 1996).

Ángeles (1996) dividió a la unidad en los miembros denominados "B, C, D y E". a) El miembro "B" se compone de limonitas y lutitas arenosas bentoníticas; b) El "C" lo componen dolomías microcristalinas y calizas *packstone* con peletoides intercaladas con limonitas y lutitas arenosas de color gris olivo; c) El miembro "D" se constituye de limonitas y lutitas arenosas con abundante materia orgánica, principalmente algácea y c) El miembro oolítico "E" se compone de dolomías mesocristalinas y microcristalinas que se desarrollaron a partir de calizas con presencia de ooides (Ángeles, 2004).

22.5.2.2.3. Tithoniano

Es una secuencia importante dado que son las rocas generadoras más importantes de las cuencas del sureste mexicano. Ángeles (1996) propone denominarla Formación Edzná, la que se compone de los siguientes 3 miembros: a) El miembro "F" es de calizas *mudstone* de color gris claro con presencia de materia orgánica; b) El miembro "G" se compone de lutitas calcáreas y calizas arcillosas

oscuras con ligeras intercalaciones de margas y abundante materia orgánica de origen algáceo; y c) El miembro "H" es predominantemente carbonatado, con presencia de calizas *mudstone* y calizas arcillosas.

22.5.2.3 La secuencia carbonatada del Cretácico

El registro estratigráfico del Cretácico en la Sonda de Campeche está marcado por secuencias carbonatadas de baja porosidad con una consecuente transición a secuencias clásticas bentoníticas debido a la actividad volcánica que afectó a la región.

En el Cretácico inferior, se formaron estratos de calizas *mudstone* bentoníticas dolomitizadas de color verde grisáceo y dolomías microcristalinas de color gris verdoso, así como calizas cretosas de color crema. Al sur, en la Plataforma de Yucatán se depositaron paquetes de calizas fosilíferas con rudistas.

En el Cretácico superior, se depositaron capas de *mudstone* y calizas arcillosas de color gris oscuro y dolomías microcristalinas de color gris olivo a gris blanquizco, además de lutitas oscuras. En el sector noroccidental se depositaron capas de calizas bentoníticas y bentonita; el evento volcánico duró hasta el Maastrichtiano. En el talud de la Plataforma de Yucatán se desarrollaron brechas calcáreas y calizas fracturadas debido al cambio de pendiente en la cuenca. Por su parte, en la cima de la columna se formaron estratos de *mudstone* a *wackestone* con abundancia de exoclastos, bioclastos y litoclastos de color crema, café y gris olivo (Ángeles, 2004).

22.5.2.4 La secuencia de brecha calcárea del Cretácico superior-Paleógeno

También denominada brecha K-Pg, con variación en el tamaño de los clastos de calizas (de gruesos en la parte proximal a finos en la parte distal), es la principal roca almacenadora de hidrocarburos dada su excelente porosidad y permeabilidad donde es casi nulo el porcentaje de matriz. Tiene un espesor de 700 metros en algunas localidades como Akal (Padilla y Sánchez, 2007), que la hace capaz

de almacenar grandes volúmenes de hidrocarburos. De acuerdo con Ángeles (2004), litológicamente se compone de dolomías, calizas y exoclastos heterogéneos de tamaño grava con fósiles retrabajados de aguas someras; presenta un significativo cambio de facies desde brechas proximales a brechas distales. Es discordante a las rocas del Cretácico y tiene una distribución irregular, con los mayores espesores en el sector nororiental de la Sonda de Campeche. Son en su base brechas calcáreas de origen sedimentario (talud) y en la cima son brechas de impacto producidas por la acción del meteorito de Chicxulub.

22.5.2.5 La secuencia clástica del Cenozoico

Los ambientes de depósito cambiaron bruscamente después del desarrollo de la brecha calcárea, debido al inicio del levantamiento del Orógeno Mexicano ocurrido en el noroeste de la región y por el Orógeno de Chiapas al sur. Con el desarrollo de ambos, ocurrió inestabilidad tectónica y levantamiento cortical acelerado. Al erosionarse las partes altas de las sierras y por las condiciones climáticas tropicales, se aceleró el transporte y depósito de sedimentos clásticos debido a los caudalosos ríos que desembocaban en el sur del Golfo de México. Se formaron secuencias de bentonitas grisáceas y lutitas bentoníticas con intercalaciones de brechas intraformacionales.

En el Eoceno, se depositaron arcillas con flujos turbidíticos calcáreos conocidos como “Calcarenitas del Eoceno” (Ángeles, 2004). En el Oligoceno, se formaron lutitas grisáceas intercaladas con areniscas de la Formación La Laja, las que se presentan discordantes a las secuencias terrígenas del Mioceno, principalmente lutitas y areniscas que tienen una distribución irregular en la región.

Durante el Mioceno, se depositaron sedimentos clásticos que constituyen las secuencias de las formaciones Depósito, Encanto, Concepción Inferior, Concepción Superior y Filísola (Ángeles, 2004); en su conjunto, están integradas de lutitas bentoníticas con lentes de areniscas azules y cafés de grano fino y grueso; estas secuencias fueron deformadas debido al movimiento de sal del Calloviano que, en algunos sectores, los diapiros formaron minicuencas con sus respectivos rellenos terrígenos.

Para el Plioceno, se depositaron las rocas de las formaciones Paraje Solo, Agueguexquite y Cedral. La primera se compone por areniscas gris verdosas intercaladas con lutitas arenosas y lutitas carbonosas; la segunda se conforma de areniscas grises intercaladas con lentes de grava con un espesor de 400-500 [m] (Pemex, 1988), y la tercera, está compuesta por areniscas intercaladas con lutitas grises y conglomerados rojizos mal estratificados. Hacia el sur y sureste, se destaca el desarrollo de calizas que continuó hasta el Plioceno en la Plataforma de Yucatán debido a su estabilidad tectónica, donde en el Cuaternario, se depositó un aluvión carbonatado con poca o nula compactación.

22.5.3 Geología estructural

La geología estructural de la Sonda de Campeche es compleja debido a su estrecha relación con la historia geológica del Golfo de México. El primer evento tectónico ocurrió en el Triásico, con la ruptura de Pangea y el último en el Plioceno, con el fin de la Orogenia Chiapaneca. A lo largo de este tiempo, se depositaron secuencias evaporíticas, carbonatadas y clásticas en un orden cronológico, las cuales al deformarse en varias fases dieron como resultados conjuntos de fallas (normales, inversas y laterales), estructuras salinas (domos, diapiros y canopies) y pliegues (simétricos, asimétricos, buzantes, entre otros).

Los eventos de deformación mencionados provocaron discordancias en el depósito estratigráfico del sureste mexicano. Ángeles (1994) propone la existencia de tres estilos de deformación principales que afectaron estructuralmente a la Sonda de Campeche: primero, ocurrió un evento de tectonismo que acusó deformación extensional entre el Triásico y Jurásico tardío, después se formó una cuenca de margen pasivo en el Cretácico. Luego, del Paleoceno al Mioceno, se produjo un evento de tectonismo compresional y de fallamiento lateral. Finalmente, durante el Plioceno-Holoceno, hubo otro evento de tectonismo que causó deformación extensional.

El primer episodio se correlaciona con la apertura del Golfo de México que inició como *rift* continental hasta su desarrollo completo como *rift* oceánico con corteza oceánica, generando fallas normales de bloques inclinados con una

orientación preferente NW-SE (Ángeles, 1994), formando grandes depresiones topográficas. Durante la etapa de margen pasivo del Cretácico, no hay registro de deformación importante. El cambio compresional posterior ocurrió debido a la interacción de la Paleo Placa Farallón y la Placa del Caribe con la Placa de Norteamérica, del Paleoceno al Mioceno medio, correlacionable con las últimas fases de deformación del Orógeno Mexicano. El último evento se correlaciona con el Orógeno Chiapaneco del Paleoceno al Mioceno debido a la interacción de las placas de Norteamérica, de Cocos y del Caribe. La deformación producida por el tectonismo y la carga de sedimentos (presión litostática) generaron esfuerzos que propiciaron la halocinesis, deformando las calizas mesozoicas y las rocas clásticas desde el Paleoceno hasta el Mioceno, con el desarrollo de domos, diapiros, canopies y soldaduras de sal.

Los eventos de deformación favorecieron el desarrollo de grandes pliegues anticlinales y fallas inversas con orientación general NW-SE que se encuentran el Pilar Reforma-Akal. Las fallas inversas de mayor desplazamiento conforman cabalgaduras que despegan en un décollement a nivel de la sal calloviana (Padilla y Sánchez, 2007), lo que origina que haya yacimientos de hidrocarburos tanto en los bloques autóctonos como alóctonos. Se destaca también el fracturamiento de las calizas mesozoicas lo que facilitó en gran medida su dolomitización, incrementando su porosidad efectiva.

Los planos de falla actuaron como rutas de escape de la sal hacia niveles estratigráficos superiores provocando en el Paleógeno el basculamiento de la cadena Chiapas-Reforma-Akal en dirección NW desarrollando depocentros que permitieron la acumulación de gruesas secuencias terrígena del orden de kilómetros que, por su propio peso, comenzaron a deslizarse en la misma dirección que los pliegues, propiciaron por efectos gravitatorios el desarrollo de fallas normales lístricas con orientación NE-SW.

Las fallas normales lístricas se relacionan con procesos de sedimentación acelerada y en conjunto con el último episodio extensional producto del movimiento de la sal calloviana propició el desarrollo de fallas casi perpendiculares a la orientación del sistema de pliegues de Chiapas-Reforma-Akal. Entre estas fallas normales regionales, sintéticas y antitéticas (Padilla y Sánchez, 2007); destacan

las fallas Le-Acach, Comalcalco (con caída hacía el NW), de Frontera y de Macuspana que a su vez son correlacionables a la Orogenia Chiapaneca, por lo que tienen una componente de fallas laterales transtensivas; estas fallas son los límites estructurales de las cuencas de Comalcalco y Macuspana, además de ser las responsables junto con la sal, del levantamiento del Pilar de Reforma-Akal.

Los eventos tectónicos con su deformación resultante configuraron la geología estructural de la Sonda de Campeche, la que de manera esquemática se ilustra en la figura 22.10, donde las trampas petroleras estructurales y combinadas han permitido almacenar volúmenes considerables de hidrocarburos, como es el caso del Complejo Cantarell donde el aceite se almacena en un anticlinal afallado con orientación NE-SE limitado al N-NE por una falla inversa (Figura 22.6).

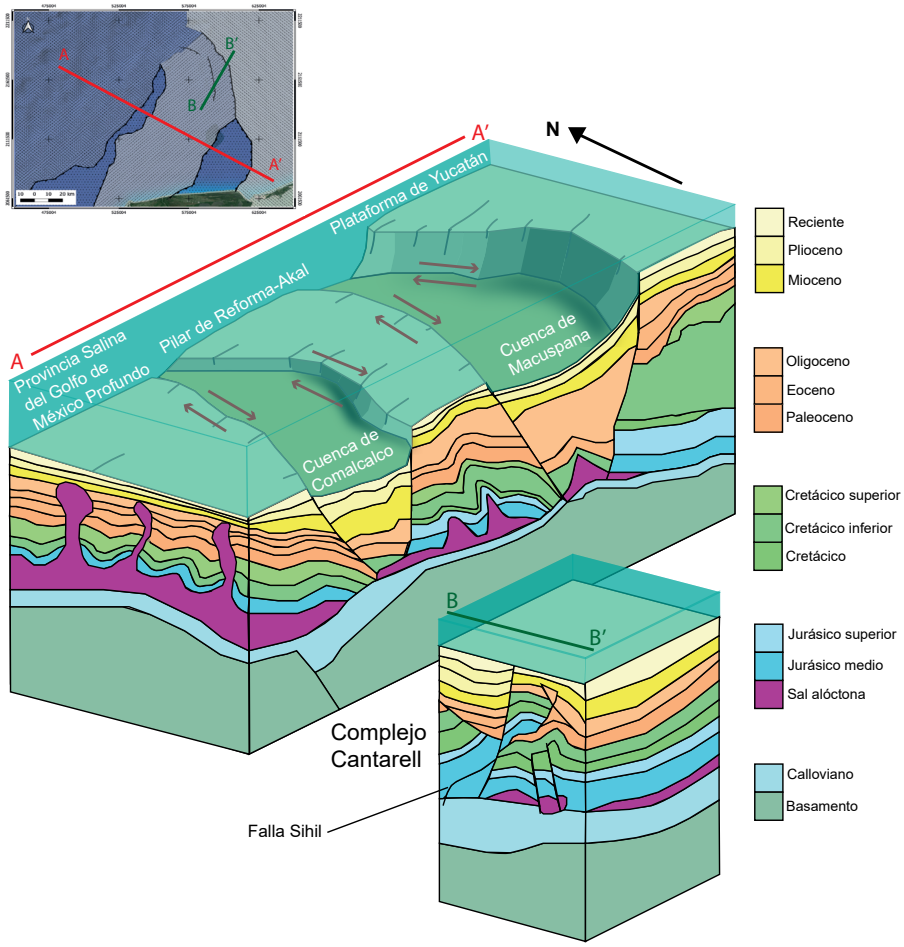


Figura 22.6. Bloque diagramático estructural del complejo sistema de pliegues y fallas que configuran a las provincias morfoestructurales de la Sonda de Campeche. Se añade un bloque diagramático del Complejo Cantarell donde se observa el pliegue fallado que corresponde a la principal trampa petrolera de México. Modificado de CNH (s. f.).

Ángeles (2004) propone seis provincias morfoestructurales reconocibles que configuran a la Sonda de Campeche ilustradas en la figura 22.7, aunque en este trabajo se considera el talud y la Plataforma de Yucatán como una sola. Sus principales características son:

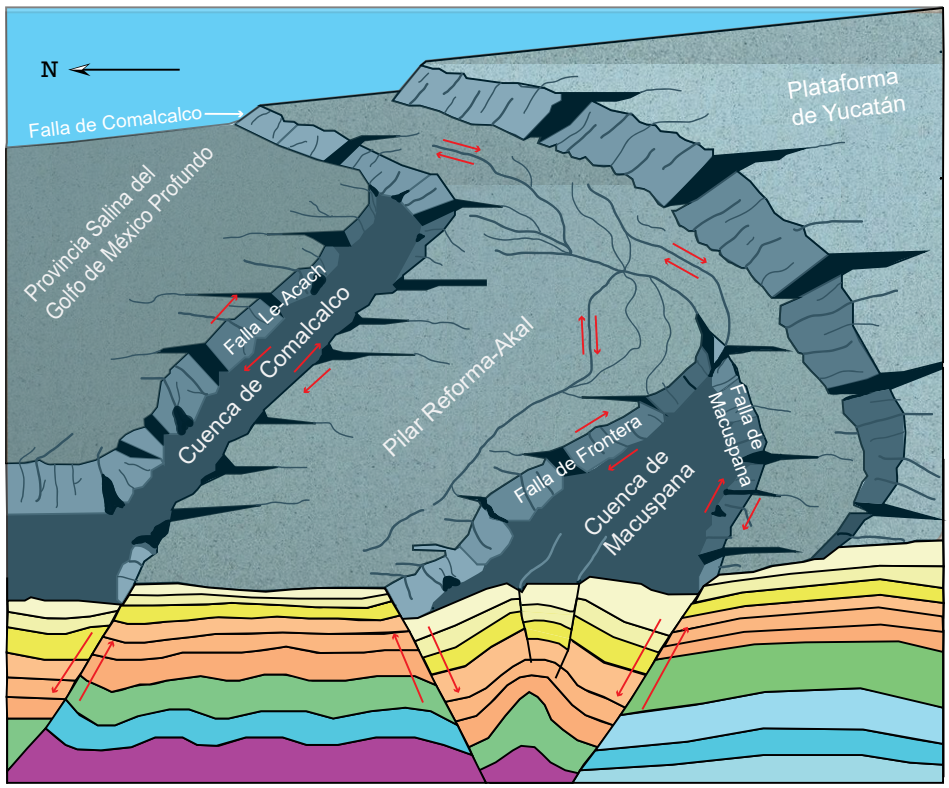


Figura 22.7. Bloque diagramático esquemático de las Provincias morfoestructurales en las que se divide la Sonda de Campeche. Se observan los sistemas de fallas normales y laterales que las dividen. Modificado de Ángeles (2004).

a) **Provincia Salina del Golfo de México Profundo.** Se localiza en la parte occidental de la Sonda de Campeche, limita al este con el Pilar de Reforma-Akal y al este con el Istmo de Tehuantepec. Se integra de domos, diapiros y canopies que debido al movimiento de la sal deformaron a las unidades estratigráficas del Jurásico tardío-Mioceno, teniendo su mayor desarrollo en las secuencias terrígenas del Cenozoico temprano.

b) **Subcuenca de Comalcalco.** Corresponde a la prolongación subacuática de la subcuenca de Comalcalco, es un graben angosto y alargado de dirección general NE-SW. Esta cuenca está delimitada por fallas normales lístricas

con una componente lateral (transtensión) que convergen en la zona de los domos y diapiros salinos. El relleno es de terrígenos cenozoicos, principalmente areniscas y lutitas.

c) **Pilar de Reforma-Akal.** Constituye la porción central de la Sonda de Campeche y es la principal provincia productora de hidrocarburos de México. Esta región se extiende desde el sur, en el Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas, hasta la Plataforma de Yucatán en el norte. En su sección occidental, limita con el sistema de fallas Comalcalco, y al este, con el sistema de fallas Frontera (Bernal *et al.*, 2010). La zona central presenta amalgamiento de estilos estructurales como resultado de los tres eventos tectónicos de deformación que propuso Ángeles (1994), por lo que se tienen pliegues y fallas inversas, fallas normales, domos y diapiros, además de fallas laterales.
En su sector oriental, se evidencia el resultado de un evento de deformación extensional, caracterizado por bloques fallados-rotados, y salt rollers (Bernal *et al.,* 2010). Los pliegues tienen orientación general NW-SE con vergencia al NE, con despegue favorecido por las rocas evaporíticas del Calloviano.

d) Subcuenca de Macuspana. Específicamente la porción marina de la subcuenca de Macuspana y se integra principalmente por intrusiones salinas y rellenos terrígenos del Cenozoico. Está limitada por las fallas de Macuspana y de Frontera en el oeste y este respectivamente. Estas fallas fueron sincrónicas al depósito terrígeno del Mioceno superior permitiendo así una gran acumulación de sedimentos, las que presentan una componente lateral con transtensión.

e) Plataforma-talud de Yucatán. Se ubica al oriente de la Sonda de Campeche, corresponde a la plataforma actual y a la planicie costera del Golfo de México. Limita al sur con la depresión del Caribe, al norte con el Golfo de México y al oeste con el Pilar de Reforma-Akal y la cuenca de Macuspana. Se constituye principalmente por calizas de plataforma sobrepuestos a los depósitos terrígenos del Jurásico. Se desarrolló durante el Cretácico y el Paleógeno, sin deformación significativa porque durante los eventos tectónicos se comportó como un bloque rígido que resistió a los esfuerzos aplicados. Sin embargo, en el límite Cretácico-Paleógeno el impacto del meteorito Chicxulub formó un cráter de más de 100 [km] de diámetro y un depósito de brechas calcáreas en el talud y cuenca con diferentes facies (proximales, medias y distales). Durante el Paleógeno, tuvo mejores niveles

de preservación, por lo que las secuencias estratigráficas se conformaron de facies de laguna interna, desarrollos arrecifales en sus bordes y algunos arrecifes aislados dentro de la plataforma.

22.5.4 Contenido paleontológico

En la Sonda de Campeche se tiene registro de una gran cantidad de macrofósiles y microfósiles en las secuencias del Jurásico al Plioceno (Tabla 22.1), predominando foraminíferos, moluscos y amonitas. El estudio paleontológico ha sido principalmente a partir del estudio de muestras de núcleos o esquirlas obtenidas por la perforación de pozos petroleros.

Sistema	Serie	Piso	Formación	Contenido fósil
Neógeno	Plioceno		Cedral	Sin contenido fósil destacable.
			Agueguexquite	Gasterópodos y foraminíferos: *Planilina depressa, Cassidulina subglobosa, Globigerina bulloides y Ceratolithus cristatus.*
			Paraje solo	Gasterópodos y foraminíferos: *Amonia beccarii.*
	Mioceno	Superior	Concepción	Moluscos y foraminíferos: *Globorotalia acostaensis y Sphaeroididellopsis subdehiscens.*
		Medio	Encanto	Foraminíferos planctónicos: *Globorotalia siakensis y Globorotalia fohsirobusta.*
		Inferior	Depósito	Foraminíferos bentónicos: *Gyroidinoides broeckiana y Heterolepa granosa* y foraminíferos planctónicos: *Catapsydrax stainforthi* y *Catapsydrax dissimilis.*
Paleógeno	Oligoceno		La Laja	Foraminíferos bentónicos: *Cyclogyra, archimides, Cibicides, Valvulina pennatula* y *Textularia nipeensis* y foraminíferos planctónicos: *Cassigerinella chipolensis, Globigerina ciperoensis y Pseudohastigerina micra.*
	Eoceno			Sin contenido fósil destacable.
	Paleoceno			Sin contenido fósil destacable.
Brecha K-Pg				Moluscos, gasterópodos, rudistas, miliólidos, alveolínidos, foraminíferos bentoníticos (*Chubbina sp.*) y orbitolínidos: *Dictyoconus walnutensis y Paracoskinolina sunnilandensis.*
Cretácico				Sin contenido fósil destacable.
Jurásico	Superior	Titoniano	Edzná	Radiolarios, saccocomas: Eotriz alpina, Lombardia arachnoidea y Lombardia angulosa; calpionélidos: Calpionella alpina y Crasicollaria massutiniana.
		Kimmeridgiano	Akimpech	Foraminíferos: Rhaxella sorbyana y Nautiloculina oolítica; algas dacicladáceas (Acicularia) y amonitas: Idoceras, Salinites, Haploceras, Aspidoceras, Nebrodites y Taramelliceras
		Oxfordiano	Ek-Balam	Foraminíferos (Caucasella oxfordiana) y amonitas: Ochetoceras y Glochiceras.

Tabla 22.1. Principales fósiles determinados en las secuencias sedimentarias de la Sonda de Campeche.

22.5.4.1 Fósiles del Jurásico superior

Consiste en foraminíferos y amonitas principalmente debido al carácter transgresivo marino al que estuvo sujeta la Sonda de Campeche en el Calloviano durante la apertura de Pangea.

Para el Oxfordiano, Ángeles (1996) propone la biozona del foraminífero *Caucasella oxfordiana,* hallado en el núcleo 16 del pozo Chac-1, como el fósil que mejor lo caracteriza ya que, al tratarse de un organismo planctónico pelágico permite ubicar su ambiente de depósito en la naciente cuenca oceánica. De la misma forma, Cantú (2009) realizó un estudio bioestratigráfico con amonitas, donde describió taxonómicamente algunos miembros de la familia *Haploceratoidea* distinguible por su concha involuta, particularmente reporta a los géneros *Ochetoceras* y *Glochiceras,* que permitieron obtener la edad relativa de la Formación Ek-Balam.

Para el Kimmeridgiano, Ángeles (2003) señala la presencia de l|os foraminíferos *Rhaxella sorbyana* y *Nautiloculina oolitica*, además de algas dacicladáceas del género Acicularia. En cuanto a amonitas se tiene registro de los géneros *Idoceras, Salinites, Haploceras, Aspidoceras, Nebrodites* y *Taramelliceras,* siendo estos dos últimos muy útiles en la obtención de la edad relativa de la Formación Akimpech.

El registro paleontológico del Tithoniano se compone por los fósiles hallados en la Formación Edzná. Ángeles (1996) describe la presencia de saccocomas de las especies *Eotriz alpina, Lombardia arachnoidea*, *Lombardia angulosa,* además de radiolarios calcificados y piritizados; también reporta calpionélidos de las especies *Calpionella alpina* y *Crasicollaria massutiniana*. Estos fósiles se desarrollaron en un ambiente anóxico donde se acumularon en grandes cantidades en los depósitos de arcillas, permitiendo su preservación y constituyendo una excelente secuencia generadora de hidrocarburos.

22.5.4.2 Fósiles del Cretácico

El registro paleontológico del Cretácico es limitado, ya que no se ha realizado un análisis detallado de núcleos y esquirlas obtenidos de los pozos petroleros

perforados en la zona. No obstante, en los abundantes clastos la brecha calcárea K-Pg se tienen partes de fósiles alóctonos que fueron acarreados desde la plataforma a la cuenca a través de abanicos submarinos calcáreos. Grajales *et al.* (2003) hicieron una descripción de los ambientes de depósito de los clastos con base en el registro fósil de las rocas del Complejo Cantarell, donde indican la presencia de calizas *wackestone* con miliólidos relativos a un ambiente de plataforma interna restringida además de calizas *wackestone* con alveolínidos y foraminíferos bentoníticos determinados como *Chubbina sp.,* que indican un ambiente de depósito lagunar restringido de baja energía; describieron los fragmentos de calizas *packstone* con orbitolínidos como *Dictyoconus walnutensis* y *Paracoskinolina sunnilandensis* y abundantes fragmentos esqueletales de moluscos, gasterópodos y rudistas.

22.5.4.3 Fósiles del Cenozoico

De los pozos petroleros perforados se han obtenido fósiles principalmente de foraminíferos. Reyna (2007) señala que, en un pozo ubicado en la región noroeste de la Sonda de Campeche, se ha registrado un total de 19 géneros, 126 especies y 32 subespecies de foraminíferos planctónicos, así como 77 géneros con 96 especies de foraminíferos bentónicos.

En la Formación La Laja del Oligoceno, se tiene reporte de la presencia de los foraminíferos bentónicos *Cyclogyra, archimides, Cibicides, Valvulina pennatula* y *Textularia nipeensis;* además de los foraminíferos planctónicos *Cassigerinella chipolensis, Globigerina ciperoensis* y *Pseudohastigerina micra* (Aguilera *et al.*, 2003). La presencia de los foraminíferos planctónicos indica un ambiente de mar abierto, sin embargo, el depósito terrígeno ocurrió en la zona de talud dado el registro de los organismos bentónicos.

En el Mioceno inferior, en la Formación Depósito, Aguilera *et al.* (2003) reportaron la presencia de los foraminíferos bentónicos *Gyroidinoides broeckiana* y *Heterolepa granosa* y de los foraminíferos planctónicos *Catapsydrax stainforthi* y *Catapsydrax dissimilis,* en lutitas, por lo que infieren un ambiente de depósito en la zona marina mesobatial (Miranda, 1982).

En el Mioceno medio, Águilera *et al.* (2003) estableció la acumulación de la secuencia terrígena de la Formación Encanto, cuya edad se determinó por la presencia de los foraminíferos planctónicos *Globorotalia siakensis* y *Globorotalia fohsirobusta.* A su vez, Aguilera *et al.* (2003) dedujo a través del contenido fósil, que el depósito ocurrió en un medio infralitoral de pendiente suave en la región occidental y de un ambiente más profundo (zona epibatial) en la región oriental.

En el Mioceno superior, se tiene registro paleontológico en las formaciones Concepción Inferior, Concepción Superior y la Formación Filísola. Aguilera *et al.* (2003) reportan un registro paleontológico muy rico en las formaciones Concepción Inferior y Concepción Superior, correspondientes a restos de moluscos y de foraminíferos como *Globorotalia acostaensis* y *Sphaeroididellopsis subdehiscens*, con los que se obtuvieron sus edades relativas. Así mismo, Aguilera *et al.* (2003) infieren que la relación entre las especies de foraminíferos bentónicos y planctónicos define un ambiente epibatial-circalitoral para el depósito estratigráfico donde predominan las lutitas.

Del Plioceno, se tiene a la Formación Paraje Solo, donde se ha reportado la presencia de restos de moluscos y de foraminíferos neríticos como *Amonia beccarii* en terrígenos de un medio ambiente transicional (Aguilera *et al.*, 2003). En la Formación Agueguexquite se tiene abundantes gasterópodos y foraminíferos determinados como *Planilina depressa, Cassidulina subglobosa* y *Globigerina bulloides* (Castillo, 1955).

22.5.5 Evolución geológica

La historia geológica de la Sonda de Campeche está estrechamente ligada a la evolución tectónica del Golfo de México, desde el Triásico al Reciente, por lo que se debe de estudiar en conjunto como parte de las Cuencas del Sureste. Davison *et al.* (2020) mencionan que su desarrollo comenzó con el *rifting* de corteza continental que formaban parte de Norteamérica y Sudamérica, con la posterior rotación y movimiento del Bloque de Yucatán durante la ruptura de Pangea en el Triásico medio-Jurásico superior a través de las fallas transformantes de Tamaulipas-Oaxaca y Mojave-Sonora.

Los trabajos de Pindell (1985), Pindell y Kennan (2009) y Padilla y Sánchez (2007) se tomaron como base para explicar la evolución del Golfo de México debido a su importancia y aportación al conocimiento geológico. Davison *et al.* (2020) dividen la evolución tectónica del Golfo de México en una serie de eventos en relación con el tiempo en el cual se desarrollaron y sus aspectos tectónicos y sedimentarios más destacables. En este trabajo se consideran siete eventos que explican la evolución geológica de la Sonda de Campeche, los que se describen a continuación.

22.5.5.1 La apertura inicial del Golfo de México del Triásico tardío al Jurásico medio

Al inicio del proceso de *rifting continental* se formaron un conjunto de grabenes donde se depositaron gruesas secuencias de lechos rojos con orientación casi paralela a la actual línea de costa veracruzana (Padilla y Sánchez, 2007). Posteriormente el *rifting* también generó una enorme fisura en medio del paleo-Golfo de México, donde se desarrolló corteza oceánica con subsidencia continua, lo que permitió que en el Calloviano ocurriera una lenta invasión marina desde el Pacífico cambiando por completo el depósito sedimentario de la región, mezclando la sedimentación continental con la emergente sedimentación marina.

El proceso de *rift* formó una cresta de generación de corteza oceánica en el Jurásico temprano y medio, que se encuentra actualmente en la sección central del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007). La rotación y desplazamiento del Bloque de Yucatán estuvo íntimamente ligada a la generación de corteza oceánica (Figura 22.8), lo que permitió que el Bloque de Yucatán y su entorno (Sonda de Campeche) se desplazara hasta alcanzar su posición actual. Marton y Buffler (2016) mencionan que tal rotación ocurrió durante el Calloviano al Berriasiano donde se separó de Norteamérica hacía el sur con un desplazamiento de 42° (o 39° según Padilla y Sánchez, 2020) en sentido antihorario.

Pindell (1985) menciona que la distancia aproximada que se movió el Bloque de Yucatán fue de 470 a 520 [km] con una propagación de 0.5 [cm/año]; tal propagación ocurrió en un periodo relativamente corto, lo que hacer suponer que el proceso de *rifting* en el Golfo de México fue mucho más rápido en comparación

con su lenta subsidencia generando así, un relieve muy suave con poca deformación en toda su extensión (Padilla y Sánchez, 2007).

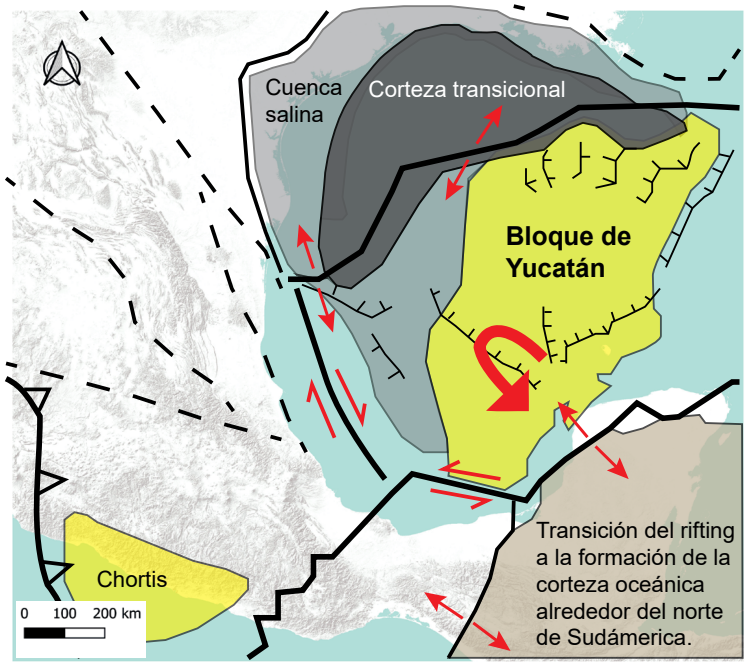


Figura 22.8. Mapa paleogeográfico de hace 165 [Ma] donde se muestra la posición de corteza oceánica en la porción central y hacia los lados los depósitos salinos. Se observa además el movimiento y rotación del Bloque de Yucatán. Modificado de Pindell y Kennan (2009).

22.5.5.2 El depósito salino del Calloviano

Con la apertura progresiva del Golfo de México y el predominante clima árido regional, el agua salina que ingresaba en la naciente cuenca somera subsidente se evaporaba constantemente debido a que el ambiente era tipo sabkha, favoreciendo el depósito continuo de evaporitas durante todo el Calloviano. Las capas evaporíticas se formaron de manera relativamente rápida en un periodo de 5 millones de años, en una antigua cuenca de miles de kilómetros cuadrados, actualmente dividida en dos partes (Padilla y Sánchez, 2007).

En la figura 22.8 se observa tal división con ausencia de cuerpos salinos en su sección central debido a la generación de corteza oceánica que se propagaba en dirección N-S impidiendo su depósito.

22.5.5.3 Depósito sedimentario post-salino del Jurásico al Cretácico tardío

En el Oxfordiano la actividad tectónica asociada al *rift* disminuyó significativamente, propiciando el depósito de secuencias calcáreo-arcillosas relativas al grupo Ek-Balam en las zonas de transición y en las plataformas que bordeaban a la cuenca recién formada, acumulándose en varios kilómetros de espesor de secuencias arcillosas y calcáreo-arcillosas que en el Cretácico cambiaron a carbonatos. La presencia de estructuras primarias como dunas desérticas y *wadis* indican que el Golfo de México no se encontraba conectado completamente al sistema oceánico global, lo que ocurrió hasta el final del Oxfordiano (Davison *et al.*, 2020).

En el Kimmeridgiano las transgresiones marinas alcanzaron completamente todos los bordes del joven Golfo de México, desarrollando grandes barreras de ooides que restringieron el flujo de agua marina hacia el continente, propiciando la generación de nuevas capas de sal de forma local (Padilla y Sánchez, 2007), predominado las secuencia calcáreo-arcillosa.

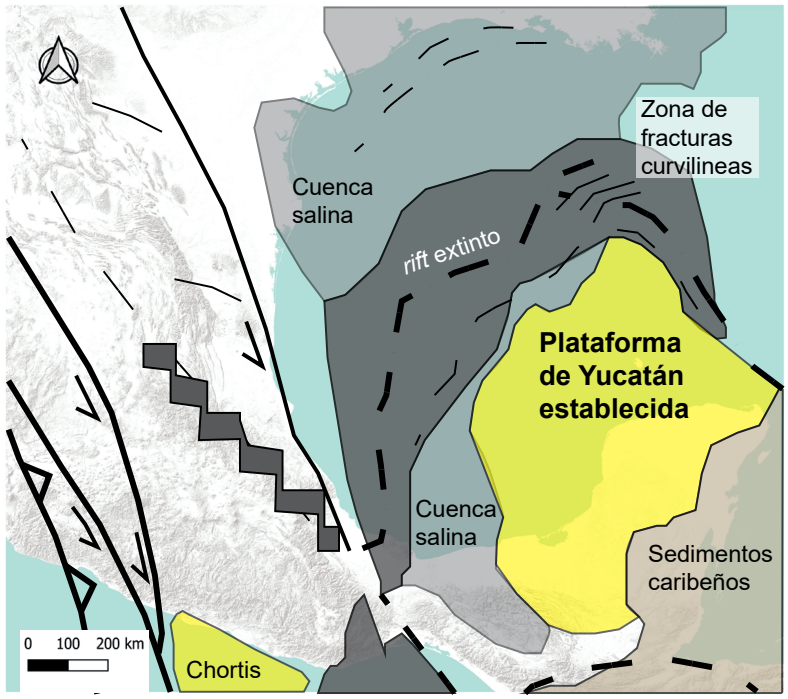


Figura 22.9. Paleomapa de hace 130 [Ma] donde se observa la posición actual del Bloque de Yucatán. Modificado de Pindell y Kennan (2009).

Davison *et al.* (2020) explican que durante el Jurásico tardío y hasta el Cretácico inferior, el Golfo de México presentó subsidencia debido al enfriamiento termal y por el peso de la columna estratigráfica depositada, al mismo tiempo que el movimiento rotacional del Bloque de Yucatán cesaba. Tal columna alcanzó espesores entre 1 y 3 [km] entre los 165 [Ma] y los 65 [Ma] según Galloway (2008). Pindell y Kennan (2009) mencionan que el Bloque de Yucatán cesó su migración tras los últimos pulsos de generación de corteza oceánica hace 135 [Ma] durante el Valanginiano, alcanzando su posición actual (Figura 22.9). Davison *et al.* (2020) menciona que la superficie total desarrollada de corteza oceánica alcanzó aproximadamente 700-800 [km] de longitud la que posteriormente se incrementó (Davison *et al.*, 2020).

22.5.5.4 Impacto del Meteorito de Chicxulub

El impacto del Meteorito de Chicxulub en el límite Cretácico-Paleógeno, marcó un importante cambio global tanto climático, como geológico y biológico, ya que se calcula se extinguió a más del 60 % de los seres vivos mesozoicos (Schulte *et al.*, 2010). Su impacto ocurrió en la Plataforma de Yucatán hace 66 [Ma] y de acuerdo con Davison *et al.* (2020) su tamaño estimado fue de 10-15 [km] creando un cráter de 110 [km] de diámetro. La energía liberada equivalente fue de 10 u 11 terremotos (Davison *et al.*, 2020), cambiando de fase a las rocas carbonatadas afectadas, generando millones de toneladas de material eyectado y gases hacia la atmósfera que no permitió el paso de la luz solar durante un tiempo prolongado, además de provocar grandes incendios forestales, tsunamis y terremotos excepcionales.

El impacto también fracturó y desintegró a las calizas de la plataforma, generando grandes depósitos de brechas de impacto que se desplazaron hacia el talud y la cuenca que bordeaba a la Plataforma de Yucatán. En el Complejo Cantarell, la secuencia de brechas se encuentra cubierta por una capa de lutita del Paleoceno que funciona como roca sello. La brecha en las zonas proximales llega a alcanzar hasta 2.2 [km] de espesor (Shann, 2020). Es importante considerar que la mayor parte de las brechas del Complejo Cantarell se formaron por este evento y en menor proporción por procesos gravitacionales propios de los bordes de plataforma-talud-cuenca; además la excelente porosidad también se debe

a procesos de karsticidad y dolomitización, por lo que se tienen rocas de doble o triple porosidad. Esta secuencia tiene actualmente una gran importancia económica para el país, por ser la roca almacén de los grandes campos petroleros del área marina del Sureste de México (Padilla y Sánchez, 2007), donde los pozos petroleros en las facies proximales tuvieron producciones de más de 40,000 barriles diarios de aceite y las facies distales, menos de mil barriles diarios.

22.5.5.5 El Orógeno Mexicano y el depósito clástico del Paleógeno

Al mismo tiempo que continuaba el depósito carbonatado en parte de las Cuencas del Sureste, el Orógeno Mexicano comenzaba sus primeros pulsos de levantamiento regional (Padilla y Sánchez, 2007), es decir, comenzó el levantamiento de la Sierra Madre Oriental (SMOr) cambiando el depósito de carbonatos a uno principalmente clástico al erosionarse constantemente las zonas levantadas y transportarse por los ríos hasta la costa y a las cuencas paleogenas que iniciaban su desarrollo.

Según Davison *et al.* (2020) el proceso de subducción de la Paleoplaca Farallón debajo de la Placa de Norteamérica empezó hace 100 [Ma] en el noroeste de México y sureste de los Estados Unidos de Norteamérica y se fue propagando hacia el sur, por lo que en la Sonda de Campeche la deformación asociada a este proceso es Paleógena e inclusive de la parte inicial del Neógeno. En las cuencas del sureste Mexicano se depositaron gruesas secuencias terrígenas que causaron presión litostática debido a la carga de sedimentos (presión de sobrecarga), lo que propició un acelerado movimiento de la sal del Calloviano formando domos, diapiros y canopies, como resultado combinado de presión litostática y de la compresión generada por el evento compresivo (Davison *et al.*, 2020).

22.5.5.6 Orogenia Chiapaneca del Paleoceno-Mioceno

La Orogenia Chiapaneca inició en el Paleoceno, continuó con un mayor desarrollo en el Oligoceno y culminó en el Plioceno, teniendo su máximo paroxismo durante el Mioceno (Davison *et al.,* 2020). Se originó debido al movimiento

lateral del Bloque de Chortis y de la subducción de la Placa de Cocos contra la terminación meridional de la Placa de Norteamérica (CNH, s. f.), que contribuyó a la configuración estructural cenozoica de la Sonda de Campeche y de la Sierra de Chiapas. Este evento es el responsable del levantamiento del Pilar Reforma-Akal y el desarrollo de las subcuencas de Comalcalco y Macuspana, además de un despegue a nivel de la sal calloviana. Se caracteriza por fallas normales y fallas laterales de flor negativa en una fase de transpresión. Padilla y Sánchez (2007) menciona el desarrollo de pliegues orientados NW-SE con vergencia al noreste movilizó grandes cantidades de la sal hacia el N-NW.

El peso de los sedimentos contribuyó al desarrollo de fallas normales lístricas orientadas NE-SW, que junto con las fallas laterales configuraron los límites estructurales de las subcuencas de Comalcalco y Macuspana. Padilla y Sánchez (2007) menciona que, durante el Pleistoceno, las cuencas de Comalcalco y Macuspana fueron sometidas a un régimen tectónico extensional desarrollando pliegues de inversión tectónica, siendo los más evidentes los de la subcuenca de Macuspana.

La tectónica regional actual está definida por las placas tectónicas de Norteamérica, del Caribe y de Cocos; aunque la Sonda de Campeche está comprendida solamente sobre la Placa de Norteamérica (Ángeles, 1996).

La extensa historia geológica en la cual estuvo involucrada la Sonda de Campeche ha dado lugar a un complejo sistema estructural y a una gruesa columna estratigráfica con importantes cambios de facies. Los conjuntos de fallas normales, inversas y laterales, junto con los pliegues, han generado trampas estructurales de variadas dimensiones y la columna estratigráfica permitió las condiciones termodinámicas adecuadas (presión, volumen y temperatura) para la generación de hidrocarburos, teniendo el sistema petrolero completo. En la figura 22.10 se observa la ubicación de los campos petroleros más destacados de la Sonda de Campeche como Balam, Ayatsil, Xanab o el Complejo Ku-Maloob-Zaap, entre otros.

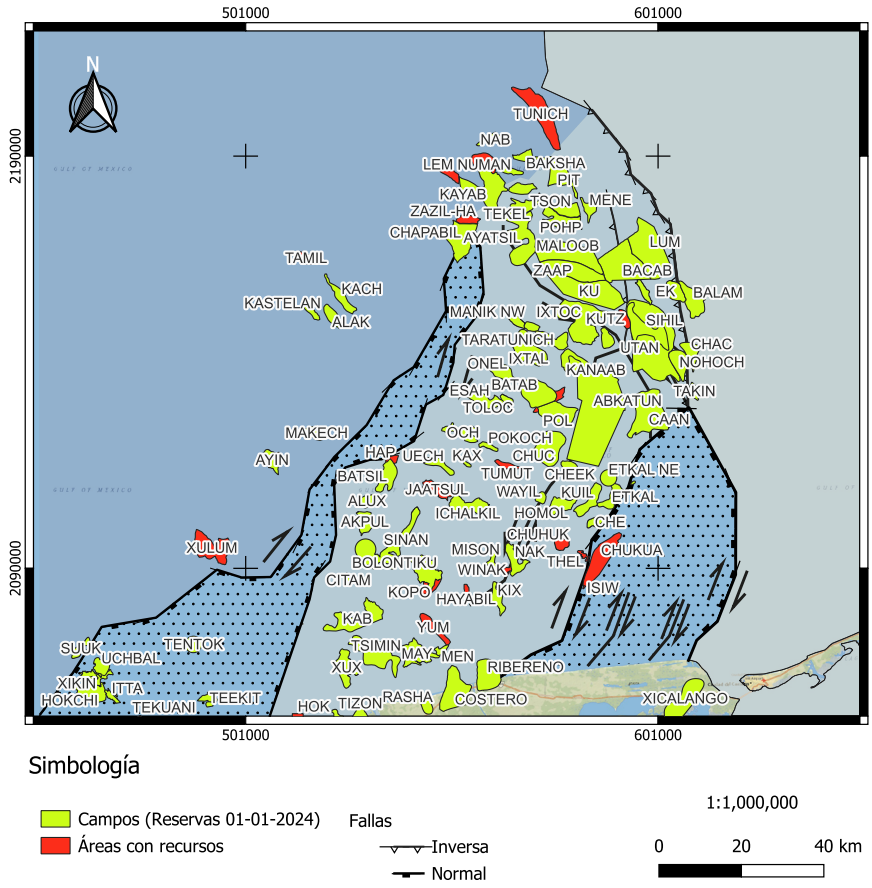


Figura 22.10. Principales campos petroleros de la Sonda de Campeche. Modificado de la CNH (2024).

22.5.6 Tipo de cuenca

La Sonda de Campeche se conforma por seis provincias morfoestructurales principales según Ángeles (2004): a) Provincia Salina del Golfo de México Profundo, b) Sub-Cuenca de Comalcalco, c) Pilar Reforma-Akal, d) Sub-Cuenca de Macuspana, e) Talud y f) Plataforma de Yucatán. Estos elementos tienen un origen tectono-sedimentario en común, sin embargo, corresponden a elementos estructuralmente diferentes. La Sonda de Campeche no integra una cuenca *sensu stricto* de la definición porque no es propiamente una depresión donde los sedimentos tienden a acumularse, además no está delimitada por discordancias estratigráficas, sino que su historia inicial forma parte de la cuenca *rift*

desarrollada durante el Triásico y Jurásico, posteriormente cambia a una cuenca de margen pasivo (Jurásico-superior- Cretácico) y finalmente en el Cenozoico se desarrollan cuencas foreland, minicuencas y cuencas de transtensión asociados a procesos tectónicos híbridos o mixtos.

Por ejemplo, la Provincia Salina del Golfo de México Profundo es conformada por un complejo de domos y diapiros salinos, mientras que la Sub-Cuenca de Comalcalco, el Pilar Reforma-Akal y la Sub-Cuenca de Macuspana configuran un sistema de Horsts y Grabens con fallas laterales transtensivas (el Pilar Reforma-Akal corresponde al horst); producto de la deformación ocurrida durante el Cenozoico; con respecto al Talud y Plataforma de Yucatán, como sus nombres lo dicen, son partes esenciales de la gran cuenca del Golfo de México durante el Cretácico y el Paleógeno, donde la plataforma es carbonatada y el talud se conforma principalmente de brechas calcáreas y la cuenca es de cabonatos de facies finas. De esta forma, los límites geográficos de la Sonda de Campeche no están dados por aspectos de carácter geológico, sino por su interés económico dado que, corresponde a la provincia petrolera de mayor producción de hidrocarburos del país, donde se encuentran campos petroleros importantes como el Complejo Cantarell y los campos Maloob, Zaap, Xanab, Ayatsil y Balam, entre otros.

22.5.7 Propuesta de modelo de cuenca

El depósito sedimentario en la Sonda de Campeche ha sido continúo desde la formación de un *rift* continental en el Triásico-Jurásico inferior (Figura 22.11) hasta el desarrollo del *rift* con corteza oceánica en el Jurásico medio, no obstante, los elementos geomorfológicos que la constituyen actualmente se desarrollaron por varios eventos de deformación, particularmente el Orógeno Mexicano y la Orogenia Chiapaneca.

Las rocas más antiguas son constituidas por el basamento pre-Mesozoico metamórfico y metasedimentario, después del *rifting* del Paleo Golfo de México se depositaron capas de lechos rojos que continuaron hasta la base del Calloviano, donde posteriormente se desarrolló una gruesa secuencia evaporítica debido al ambiente sabkha predominante (Figura 22.12). La corteza oceánica restringió

el desarrollo sedimentario a los márgenes de la cuenca, como en el Bloque de Yucatán que aún continuaba desplazándose.

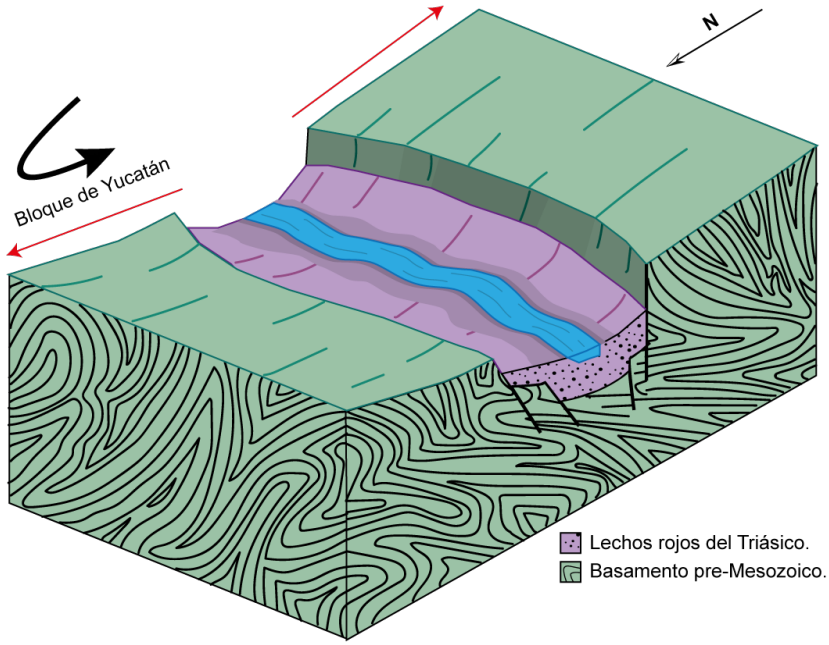


Figura 22.11. Modelo del *rift* continental con generación de lechos rojos del Triásico, antes de la invasión marina.

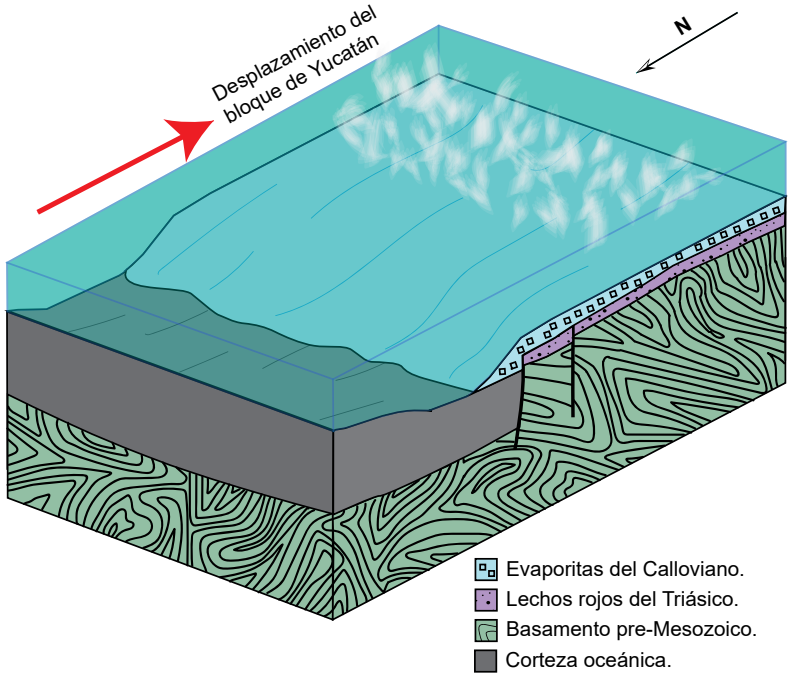


Figura 22.12. Modelo de la cuenca hasta el Calloviano. La generación de corteza oceánica y el desplazamiento del Bloque de Yucatán fueron elementos importantes en el depósito estratigráfico.

Posteriormente se depositaron en la cuenca secuencias de arcillas y carbonatos al generar un espacio de acomodo adecuado como resultado del desplazamiento del Bloque de Yucatán desde el norte hasta alcanzar su posición actual en el Valanginiano. En el Kimmeridgiano, la joven plataforma favoreció la formación de una secuencia oolítica altamente porosas, principalmente en los altos de basamento que estaban cubiertos de aguas someras. Durante el Tithoniano, el clima tropical y las aguas someras propiciaron el desarrollo de un rico ecosistema que facilitó el depósito masivo de material arcilloso y calcáreo-arcilloso con abundante materia orgánica. Además, las transgresiones marinas en la plataforma permitieron el depósito continuo de material arenoso continental alrededor de la paleoisla o de la playa (Figura 22.13).

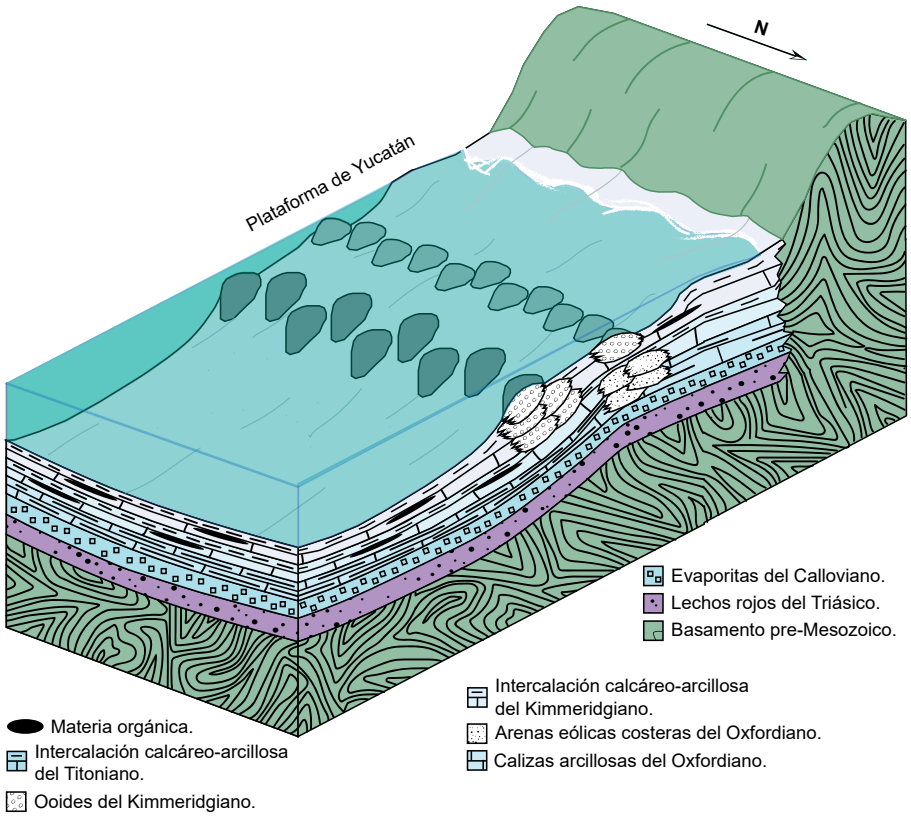


Figura 22.13. Modelo de la cuenca en el Kimmeridgiano-Tithoniano. La Plataforma de Yucatán fue el elemento que configuró la máxima expresión sedimentaria de la cuenca.

En el Cretácico, predominó el depósito carbonatado debido a que las zonas continentales estaban alejadas y no había aporte de terrígenos, además de un clima favorable y el desarrollo de organismos con caparazón calcáreo que permitió la constante acumulación de carbonatos de diferentes facies. Se formaron gruesas secuencias de calizas *mudstone* y *wackestone* en una cuenca de margen pasivo con subsidencia tectónica como explica Padilla y Sánchez (2007).

En el límite Cretácico-Paleógeno, como resultado del impacto del meteorito de Chicxulub, las calizas de la Plataforma de Yucatán se fracturaron significativamente y las que se ubicaban en el borde de plataforma se fragmentaron y se desplazaron hacia el talud y el fondo de la cuenca debido a la enorme cantidad de energía liberada, en un proceso similar a las turbiditas, aunque de mayor velocidad y gran volumen. Este evento configuró el último depósito de brechas, previo al depósito de clásticos que rellenaron las cuencas del sureste durante el Paleógeno y Neógeno (Figura 22.14).

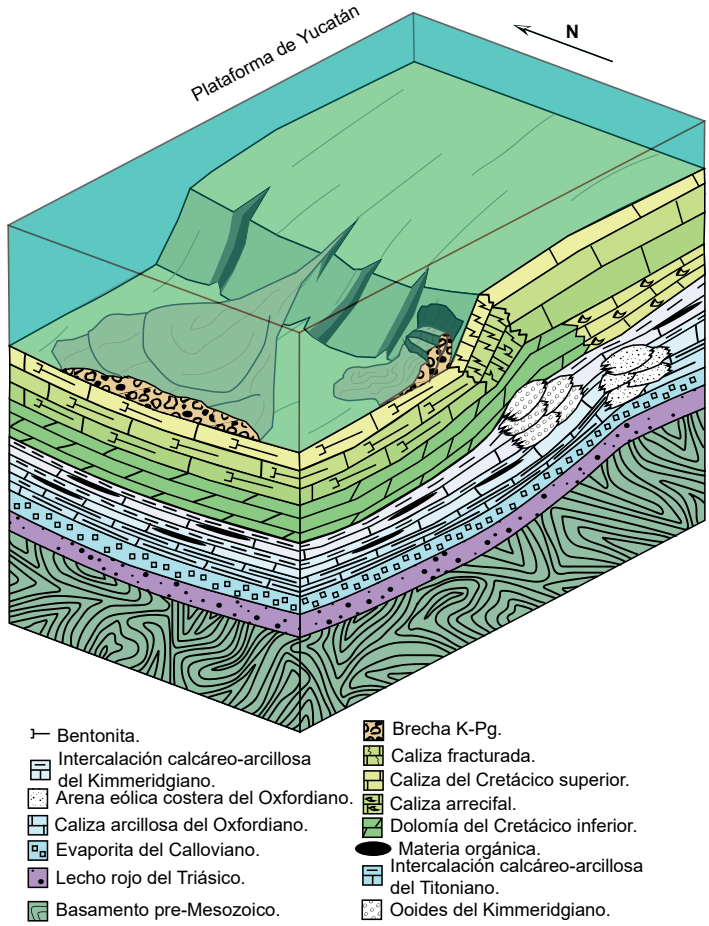


Figura 22.14. Modelo de la cuenca hasta el final del Cretácico.

22.6 Consideraciones económicas

Desde el descubrimiento del Complejo Cantarell en 1971, la Sonda de Campeche se convirtió en la región productora de hidrocarburos más importante de México. Este hallazgo impulsó significativamente la exploración por parte de PEMEX, que descubrió los campos Akal, Abkatun, Kutz, Nohoch, Sihil, Taratunich (Complejo Cantarell) y el Complejo Ku-Maloob-Zaap. En conjunto, estos campos representaron el 55 % de todo el petróleo producido históricamente en México hasta 2006, según Chernikoff *et al.* (2006).

Hasta antes del declive en la producción de petróleo del Complejo Cantarell entre 2004 y 2005, representaba el 2.7 % del aceite extraído a nivel mundial, con una producción diaria de un millón 479 mil barriles de petróleo crudo, que generó divisas que contribuyeron de manera muy significativa a la economía del país (Zuñiga, 2009). En la tabla 22.2 se resalta la producción de aceite y gas de los principales campos productores en el último sexenio.

Campo	Producción de aceite anual [MMbd]						
	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024
Maloob	432	393	334	299	275	305	320
Zaap	297	285	276	261	238	190	167
Xanab	109	46	86	92	81	60	44
Ayatsil	49	76	92	94	86	92	88
Balam	21	33	46	48	48	65	58
Campo	Producción de gas anual [MMMpcd]						
	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024
Maloob	176	228	277	312	298	356	446
Zaap	199	233	227	223	187	188	179
Xanab	84	32	61	78	66	45	29
Ayatsil	6	9	10	11	10	10	9
Balam	6	9	13	14	14	19	17

Tabla 22.2. Producción de aceite y gas en el periodo 2018-2024 de los principales campos productores de la Sonda de Campeche. Datos obtenidos de la CNH (2024).

22.7 Conclusiones

La historia geológica de la Sonda de Campeche comenzó con el *rifting continental* asociado a la evolución del paleo-Golfo de México, que formó inicialmente una cuenca continental (Triásico-Jurásico inferior) y que evolucionó a una cuenca con corteza oceánica (Jurásico medio-superior). Posteriormente, durante el Cretácico, se convirtió en una cuenca de margen pasivo.

Los eventos tectónicos como la Orogenia Laramide que formó el Orógeno Mexicano, la Orogenia Chiapaneca que formó la Sierra de Chiapas, la halocinesis, las fallas normales y laterales, formaron trampas estructurales de hidrocarburos en las secuencias sedimentarias de alta energía, con secuencias evaporíticas y lutitas como rocas sello. Estas condiciones definieron provincias geomorfológicas como la Sub-Cuenca de Macuspana, el Pilar Reforma-Akal y la Sub-Cuenca de Comalcalco.

La relevancia económica de la Sonda de Campeche radica en sus importantes yacimientos de hidrocarburos convencionales, estudiados extensamente desde el descubrimiento del Complejo Cantarell hasta la actualidad, sin embargo, los límites geográficos de la Sonda de Campeche no están bien definidos y varían según el autor, lo que genera confusión en su extensión y localización. Es fundamental establecer límites claros y precisos para la Sonda de Campeche con el objetivo de regularizar la bibliografía posterior y facilitar la comprensión geológica de esta región estratégica.

Se propone definir a la Sonda de Campeche como la región que comprende únicamente las porciones marinas de la sub-Cuenca de Comalcalco, el Pilar Reforma-Akal y la sub-Cuenca de Macuspana. En el noroccidente, limita con la Cuenca Salina a través de la Falla Le-Acach y en el nororiente la Falla de Macuspana representa la frontera con la Plataforma de Yucatán; así mismo, en el sur, el límite es representado por la línea de costa de Tabasco y Campeche.

Esta definición de la Sonda de Campeche proporciona un marco objetivo y preciso para la comprensión geológica de esta región estratégica, lo que facilitará la planificación y la gestión de los recursos naturales en la zona.

22.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuál es el tirante promedio de agua en la Sonda de Campeche?

   a) 100 metros
   b) 200 metros
   c) 250 metros
   d) 500 metros

2. ¿Cuál es el área aproximada total de la Sonda de Campeche?

   a) 30,000 [km^2]
   b) 15,000 [km^2]
   c) 10,000 [km^2]
   d) 25,000 [km^2]

3. ¿Cuál es la provincia morfoestructural más extensa del sureste mexicano?

   a) Provincia Salina del Golfo de México Profundo
   b) Sub Cuenca de Comalcalco
   c) Pilar de Reforma-Akal
   d) Plataforma de Yucatán

4. ¿Cuáles son las secuencias sedimentarias más antiguas registradas en la Sonda de Campeche?

   a) Evaporitas
   b) Margas
   c) Lechos rojos
   d) Calizas

5. ¿Qué elemento estructural que condicionó el depósito sedimentario durante el Oxfordiano?

   a) Sierra Madre Oriental
   b) Golfo de México
   c) Sierra de Chiapas
   d) Bloque de Yucatán

6. ¿De qué edad son los depósitos de ooides que constituyen excelentes rocas almacenadoras en la Sonda de Campeche?:

   a) Oxfordiano
   b) Calloviano
   c) Kimmeridgiano
   d) Tithoniano

7. ¿A qué edad corresponden las secuencias generadoras de hidrocarburos más importantes de la Sonda de Campeche?

   a) Tithoniano
   b) Calloviano
   c) Kimmeridgiano
   d) Mioceno

8. ¿Qué evento extraterrestre generó las secuencias almacenadoras más importantes en la Sonda de Campeche?

   a) Orógeno Mexicano
   b) Orógeno Chiapaneco
   c) Impacto del meteorito de Chicxulub
   d) Apertura del Golfo de México

9. ¿En qué sitios aflora el basamento de la Sonda de Campeche?

   a) Sierra Juárez y Sierra de Chiapas
   b) Sierra Juárez y Sierra Madre Oriental
   c) Sierra Madre Oriental y Sierra de Chiapas
   d) Sierra de Chiapas y Plataforma de Yucatán

10. ¿Qué unidad litoestratigráfica es la representativa del Oxfordiano en la Sonda de Campeche?

a) Le-Acach
b) Ek-Balam
c) Ku-Maloob
d) Edzná

11. ¿Qué formación es la representativa del Kimmeridgiano en la Sonda de Campeche?

a) Ku-407
b) Akimpech
c) Edzná
d) Encanto

12. ¿Qué Formación geológica representa al Tithoniano en la Sonda de Campeche?

a) Encanto
b) Ek-Balam
c) Edzná
d) Akimpech

13. ¿En qué orden fueron los estilos de deformación que afectaron las secuencias de la Sonda de Campeche?

a) Extensional, compresional y extensional
b) Compresional, extensional y transpresivo
c) Extensional, compresional y halocinético
d) Comprensional, extensional y compresional

14. ¿A qué evento geológico regional se relaciona el último episodio de deformación en la Sonda de Campeche?

a) Orógeno Mexicano
b) Orógeno Chiapaneco
c) Apertura del Golfo de México
d) Impacto del meteorito de Chicxulub

15. ¿Qué orientación preferencial tienen los pliegues del Pilar Reforma-Akal?

a) NW-SE
b) NE-SW
c) N-S
d) NW

16. ¿En qué nivel estratigráfico despegan las fallas inversas de la Sonda de Campeche?

a) Calloviano
b) Tithoniano
c) Mioceno
d) Oxfordiano

17. ¿Qué orientación preferencial de las fallas normales de la Sonda de Campeche?

a) NE-SW
b) NW-SE
c) N-S
d) NW

18. ¿Qué nombre tienen de las principales fallas de la Sonda de Campeche?

a) Le-Acach, Comalcalco, Frontera y Macuspana
b) Le-Acach, Comalcalco, Akal y Macuspana
c) Ek-Balam, Comalcalco, Reforma-Akal y Macuspana
d) Ek-Balam, Comalcalco, Akal y Frontera

19. ¿Qué provincia morfoestructural con más producción de hidrocarburos en la Sonda de Campeche?

a) Provincia Salina
b) Cuenca de Comalcalco
c) Pilar Reforma-Akal
d) Cuenca de Macuspana

20. ¿Qué organismo fósil es el que mejor representa al Oxfordiano en la Sonda de Campeche?

a) Eotriz alpina,
b) Nautiloculina oolitica
c) Ochetoceras
d) Caucasella oxfordiana

21. ¿Cuál es la velocidad de propagación y ángulo de rotación del Bloque de Yucatán?

a) 0.05 [cm/año] y 50°
b) 5 [cm/año] y 34°
c) 0.5 [cm/año] y 42°
d) 0.1 [cm/año] y 40°

22. ¿Cuándo terminó el movimiento del Bloque de Yucatán?

a) 120 [Ma]
b) 145 [Ma]
c) 66 [Ma]
d) 135 [Ma]

23. ¿Qué evento regional cambió en el depósito carbonatado del Cretácico al clástico del Paleógeno en la Sonda de Campeche?

a) El Orógeno Mexicano
b) La Orogenia Chiapaneca
c) El impacto del meteorito de Chicxulub
d) El establecimiento de la Plataforma de Yucatán

24. ¿En qué edad ocurrió el paroxismo de la Orogenia Chiapaneca?

a) Mioceno
b) Oligoceno
c) Paleoceno
d) Plioceno

25. ¿Cuáles son los principales campos productores de hidrocarburos en la Sonda de Campeche?

a) Ku, Maloob, Zaap, Ek y Akal
b) Maloob, Zaap, Xanab, Ayatsil y Balam
c) Ku, Maloob, Balam, Akal y Cantarell
d) Maloob, Zaap, Xanab, Yatsil y Balam

26. En su mejor momento, ¿Qué porcentaje de la producción mundial diaria de hidrocarburos era extraída del Complejo Cantarell?

a) 2 %
b) 5 %
c) 2.5 %
d) 2.7 %

27. ¿Qué provincias geomorfológicas se proponen en este trabajo que sean únicamente consideradas como parte de la Sonda de Campeche?

a) Provincia Salina, Cuenca de Comalcalco y Pilar de Reforma-Akal
b) Cuenca de Comalcalco, Pilar de Reforma-Akal y Cuenca de Macuspana
c) Pilar de Reforma-Akal, Cuenca de Macuspana y Plataforma de Yucatán
d) Provincia Salina, Pilar de Reforma-Akal y Cuenca de Macuspana

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	c)	11.	b)	16.	a)	21.	c)	26.	d)
2.	b)	7.	a)	12.	c)	17.	a)	22.	d)	27.	b)
3.	a)	8.	c)	13.	a)	18.	a)	23.	a)		
4.	c)	9.	a)	14.	b)	19.	c)	24.	a)		
5.	d)	10.	b)	15.	a)	20.	d)	25.	b)		

22.9 Bibliografía

Aguilera, M. A., Cureño, R., Zarate, J., De La Calleja, A. y López, A. (2003). *Carta Geológico-Minera Minatitlán E15-7, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México.* Consejo de Recursos Minerales. Informe, 68.

Ángeles, F. J., Reyes, J., Quezada, J.M., y Meneses, J.D. (1994). *Tectonic Evolution, Structural Styles, and Oil Habitat in Campeche Sound.* México.

Ángeles, F. J. (1996). *Estratigrafía del Jurásico Superior del subsuelo en la Sonda de Campeche (Golfo de México)* [Tesis de maestría]. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional.

Ángeles, F. J. (2003). *Monografía petrolera de la zona marina* (2a edición). Petróleos Mexicanos.

Ángeles, F. J. (2004). Bosquejo geológico de la Sonda de Campeche. *Ingeniería petrolera* (pp. 48-58).

Bernal, L., Clara, L., Gómez, R. D., Hernández, U., Maldonado, V., Miranda, E., Mora, G., Patiño, J., Robles, J. y Ruiz, J. (2010). *Provincia Petrolera Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana).* Subdirección técnica de exploración, Petróleos Mexicanos: Exploración y Producción.

Cantú, A. (2009). Upper Jurassic stratigraphy (Oxfordian and Kimmeridgian) in petroleum wells of Campeche Shelf, Gulf of Mexico. En C. Bartolini y J. R. Román Ramos (eds.), *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico.* AAPG Memoir (Vol. 90, pp. 79–91).

Castillo, C. (1955). Bosquejo Estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros,* (Vol. 7(5-6), pp. 173-212).

Centro Nacional de Información de Hidrocarburos (CNIH). (2024). *Producción de Hidrocarburos de los campos Maloob, Zaap, Xanab, Ayatsil y Balam* [Archivo Excel]. CNIH - Producción. https://produccion.hidrocarburos.gob.mx/#

Chernikoff, A., García-Hernández, J., Schatzinger, R., 2006, Mesozoic extensional tectonics: its impact on oil accumulations in Campeche Sound, Gulf of Mexico: The Leading Egde, 1224-1234. https://doi.org/10.1190/1.2360609

Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (2024). *Campos (Reservas 01/01/2024) y Áreas con Recursos* [Archivo Shape]. Mapa de Hidrocarburos. https://mapa.hidrocarburos.gob.mx/

Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (s. f.). *Atlas Geológico de las Cuencas del Surestes-Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas.*

Coordinación de Plays Establecidos (CPE). (2006a). *Informe de Play Cretácico Superior.* Activo Regional de Exploración Marina. Región Marina Suroeste.

Coordinación de Plays Establecidos (CPE). (2006b). *Informe de Play Jurásico Superior, Oxfordiano.* Activo Regional de Exploración Marina. Región Marina Suroeste.

Davison, I., Pindell, J., y Hull, J. (2020). The Basins, Orogens and Evolution of the southern Gulf of Mexico and northern Caribbean. *Geological Society, London, Special Publications,* SP504–2020–218. 10.1144/sp504-2020-218

Flores, A. (1978). *Paleosedimentología y diagénesis del área Chac.* Superintendencia de Paleosedimentación, Zona Sur, Petróleos Mexicanos (pp. 1–11). Inédito.

Galloway, W. E. (2008). Chapter 15: Depositional evolution of the Gulf of Mexico sedimentary basin. En *Sedimentary basins of the world* (Vol. 5, pp. 505–549).

Grajales, J. M., Murillo, G., Rosales, C., Cedillo, E. y García, J. (2003). Heterogeneity of Lithoclast Composition in the Deep-water Carbonate Breccias of the K/T Boundary Sedimentary Succession, Southeastern Mexico and Offshore Campeche. En C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics.* AAPG Memoir (Vol. 79, pp. 312–329).

Guzmán, A. E., Limón, M. y Márquez, B. (2000). *Petroleum Provinces of the 21st Century.* Second Wallace E. Pratt memorial Conference. San Diego, California.

Hernández, A. (2008). *Origen, evolución e importancia económica petrolera del Campo Cantarell, en la Sonda de Campeche* [Tesis de licenciatura]. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

Mariano, E. (5 de julio de 2024). Pemex avanza en la perforación del pozo Etkal-201EXP. *Energy & Commerce.* https://energyandcommerce.com.mx/Pemex-avanza-en-la-perforacion-del-poza-etkal-201exp/

Mariano, E. (18 de julio de 2024). Fieldwood Energy actualiza plan de exploración superficial en Pokoch e Ichalkil. *Energy & Commerce.* https://energyandcommerce.com.mx/fieldwood-energy-actualiza-plan-de-exploracion-superficial-en-pokoch-e-ichalkil/

Marton, G. L. y Buffler, R. T. (2016). *Jurassic-Cretaceous Tectonic Evolution of the Southeastern Gulf of Mexico, Constrains on the Style and Timing of Gulf of Mexico Rift-Drift Development.* Adaptado de la presentación oral dada en la Convención y Exhibición internacional de la AAPG 2016, Cancún, México, Septiembre 6-9, 2016.

Miranda, C. E. (1982). *Contribución al estudio de los sistemas de depósito de las rocas y sedimentos miocénicos de la región sur de la cuenca Salina del Istmo* [Tesis profesional]. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional.

Ortiz, A. (2010). *Secuencias estratigráficas de la Sonda de Campeche* [Tesis de licenciatura]. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México].

Ortuño, S., Soriano, E., Romero, C., Rosales, J., Bahena, E., Hernández, S. y Cárdenas, A. (2009). Two-dimensional and three-dimensional numerical simulation of petroleum systems approaching the deep-water Gulf of Mexico (Kayab Area, Campeche Sound, Mexico): *Definition of thermally mature and prospective areas.* En C. Bartolini and J. R. Román Ramos (eds.), *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico.* AAPG Memoir (Vol. 90, pp. 117–136).

Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución Geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* (Tomo LIX, Vol. 1, pp. 19-42).

Padilla y Sánchez, R. J. (8 de diciembre de 2020). *Apertura y evolución tectónica del Golfo de México desde el Triásico Tardío* [Conferencia]. Serie Cátedras Selectas 2020. División de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. http://www.dict.unam.mx/Catedras_Selectas_de_Geologia_de_Mexico.php

Petróleos Mexicanos. (1988). *Estratigrafía de la República Mexicana: Cenozoico* (p 140).

Petróleos Mexicanos. (2012). *Las Reservas de Hidrocarburos en México* (pp. 37-40). Inédito.

Pindell, J. L. (1985). Alleghanian reconstruction and the subsequent evolution of the GoM, Bahamas and Proto-Caribbean Sea. En *Tectonics* (Vol. 4, pp. 1-39).

Pindell, J., y Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean, and northern South America in the mantle reference frame: An update. *Geological Society, London, Special Publications* (Vol. 328, pp. 1–55). https://doi.org/10.1144/SP328.1

Réyez, J. (2023). Sonda de Campeche, atractiva para piratas modernos: Cesnav-Semar. *Contra Línea*. https://contralinea.com.mx/interno/semana/sonda-de-campeche-atractiva-para-piratas-modernos-cesnav-semar/#:~:text=Es %20conocida %20por %20su %20importancia,de %20hidrocarburos %20en %20la %20regi %C3 %B3n.

Reyna, B. A. (2007). *Estudio bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos y bentónicos del Terciario en un pozo en la Sonda de Campeche* [Tesis de licenciatura]. Facultad de Estudios Superiores Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México.

Shann, M. V. (2020). The Sureste Basin of Mexico: its framework, future oil exploration opportunities and key challenges ahead. En Davison, I., Hull, J. N. F. y Pindell, J. (eds) *The Basins, Orogens and Evolution of the southern Gulf of Mexico and Northern Caribbean.* Geological Society, London, Special Publications (Vol. 504). 10.1144/SP504-2019-214

Schulte, P., *et al.* (2010). The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous- Paleogene boundary. *Science* (Vol. 327, pp. 1214-1218).

Zuñiga, J. A. (12 de julio de 2009). Mantiene Pemex la sonda de Campeche como área fundamental. Economía, *La Jornada.* https://www.jornada.com.mx/2009/07/12/index.php?section=economia&article=022n2eco

23 Plataforma de Yucatán

Gabriel Salinas Calleros, Saúl Arciniega Esparza y Miriam Itzel Ortiz Lozano

Sumario

23.1. Resumen
23.2. Abstract
23.3. Introducción
23.4. Generalidades
- 23.4.1. Ubicación
- 23.4.2. Estado del arte

23.5. Desarrollo del tema
- 23.5.1. Tipo de cuenca o plataforma
- 23.5.2. Descripción General
- 23.5.3. Sedimentología
- 23.5.4. Estratigrafía
- 23.5.5. Geología Estructural
- 23.5.6. Contenido Paleontológico
- 23.5.7. Evolución Geológica
- 23.5.8. Modelo de la plataforma

23.6. Consideraciones económicas
- 23.6.1. Hidrocarburos
- 23.6.2. Minerales
- 23.6.3. Agua subterránea
- 23.6.4. Modelo Hidrogeológico

23.7. Conclusiones
23.8. Autoevaluación
23.9. Bibliografía

23.1 Resumen

La plataforma de Yucatán se localiza al sureste de México, conformada por dos porciones, marina en su mayor parte y la continental que abarca los estados de Yucatán, Quintana Roo y parte de Campeche, extendiéndose hasta Guatemala y Belice, siendo la segunda provincia más grande del país con aproximadamente 300,000 [km^2]; constituida por secuencias carbonatadas formada por sedimentos derivados de la precipitación in-situ de materia rica en carbonato de calcio ($CaCO_3$), la cual proviene de restos orgánicos y en donde el flujo de terrígenos es mínimo. La historia geológica, está ligada a la apertura del Golfo de México que inició en el Triásico Superior, con la ruptura del supercontinente Pangea, en el margen sur de la placa Norteamericana, evento que continuó durante el Jurásico Inferior y Medio. Durante el Kimmeridgiano el Bloque Yucatán se desplazó hacia el SE a través de un sistema de fallas dextrales que separaron las plataformas de Yucatán y Florida, generando la invasión de agua marina que acumuló paquetes de carbonatos en condiciones someras y de alta energía mientras que en el Tithoniano se depositan carbonatos arcillosos, en el Cretácico Inferior en aguas más o menos profundas se depositan paquetes de carbonatos. Durante el Albiano, parte del Cretácico Inferior y parte del Cretácico Superior se manifestó una quietud tectónica aunada a una gran transgresión marina que permitió en casi todo México el depósito de potentes espesores de carbonatos de plataforma. Desde el Paleógeno hasta el Reciente, las condiciones de depósito han variado entre plataforma somera hasta evaporíticas restringidas, debido a oscilaciones del nivel del mar. Entre el Pleistoceno y el Holoceno se ha desarrollado una transgresión que ha provocado el depósito de sedimentos en zona de pantanos, litorales y lagunas. No se tiene la presencia de corrientes superficiales debido a la disolución de las rocas, y al alto nivel de fracturamiento originando un paisaje denominado kárstico.

23.2 Abstract

The Yucatan platform is located in southeastern Mexico, made up of two portions, mostly marine and continental, which includes the states of Yucatan, Quintana Roo and part of Campeche, extending to Guatemala and Belize, being the second

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

largest province in the country with approximately 300,000 [km^2]; constituted by carbonate sequences formed by sediments derived from the in-situ precipitation of matter rich in calcium carbonate ($CaCO_3$), which comes from organic remains and where the terrigenous flow is minimal. The geological history is linked to the opening of the Gulf of Mexico that began in the Upper Triassic, with the breakup of the supercontinent Pangea, on the southern margin of the North American plate, an event that continued during the Early and Middle Jurassic. During the Kimmeridgian, the Yucatán Block moved southeastward along a system of right-hand faults that separated the Yucatán and Florida platforms, generating the invasion of marine water that accumulated carbonate packages in shallow, high-energy conditions. Clayey carbonates were deposited during the Tithonian; carbonate packages were deposited in relatively shallow waters during the Early Cretaceous. During the Albian, part of the Early Cretaceous, and part of the Upper Cretaceous, tectonic quiescence coupled with a major marine transgression occurred, allowing the deposition of thick layers of platform carbonates throughout almost all of Mexico. From the Paleogene to the Recent, depositional conditions have varied from shallow platform to restricted evaporitic, due to sea-level fluctuations. Between the Pleistocene and the Holocene, a transgression occurred, leading to the deposition of sediments in swamps, coastlines, and lagoons. Surface currents are absent due to the dissolution of rocks and the high level of fracturing, creating a landscape known as karst.

23.3 Introducción

Un ambiente sedimentario es un lugar geográfico donde se acumulan sedimentos. Cada ambiente se caracteriza por una combinación de procesos geológicos (sedimentarios) y condiciones ambientales (físicas, químicas y biológicas) que la diferencian de otro tipo. (Caballero Miranda, 2019).

La plataforma, es una estructura en la que las capas sedimentarias tienen una ligera pendiente, se define como la porción sumergida de los bloques continentales, y se extiende desde el límite de la bajamar hasta el talud continental.

Existen plataformas carbonatadas que son el resultado de la precipitación de carbonato de calcio, anhidrita, la sedimentación de fragmentos de organismos calcáreos y cambios glacioeustáticos del nivel del mar; las plataformas clásticas o terrígenas se caracteriza por la gran influencia continental, en donde el aporte de material erosionado en el continente es transportado por los sistemas fluviales; mientras que las plataformas denominadas mixtas presentan sedimentación carbonatada y sedimentación silícico-clástica generalmente controlada por abanicos aluviales deltaicos.

Para que se desarrolle una forma kárstica es necesaria la presencia de un tipo de roca que presente la característica de que pueda ser disuelta, al menos parcialmente, por el agua superficial o subterránea, el karst está mejor desarrollado en las regiones tropicales o templadas húmedas, debido a la mayor disponibilidad de dióxido de carbono en el suelo y a las mayores cantidades de lluvia, que incrementa la disolución, la cual depende de la pureza de la roca, tiempo de exposición, espesor de las capas, su inclinación y composición mineralógica, grado de porosidad y fracturamiento, además de factores externos como las condiciones hidrogeológicas y meteorológicas. (Scheffers *et al.*, 2015).

Para que se desarrolle un paisaje kárstico a partir de rocas carbonatadas, es necesario que la secuencia sedimentaria contenga un porcentaje de $CaCO_3$ mayor a 70 %. La Plataforma de Yucatán, por lo tanto, es considerada una plataforma calcárea compuesta primordialmente de roca caliza, que contiene entre 89 y 99 % de $CaCO_3$ y porcentajes muy pequeños de óxidos de sílice, aluminio y fierro. Su formación se debe a la acumulación de material calcáreo, depositado desde el período Cretácico (144 a 165 Ma) y durante la era Cenozoica hasta el Cuaternario (65.5 Ma al Reciente); el cual ha tenido fases de emergencia durante el Oligoceno y en particular a partir del Plioceno (5.2 a 1.8 Ma).

Los rasgos característicos en una morfología kárstica son los lomeríos, dolinas, cenotes, pozos verticales y manantiales hasta complejos sistemas subterráneos de drenajes y cuevas, resultado de la acción de disolución del agua sobre las rocas. La explotación de los recursos, como el agua y la roca utilizada para construcción, provoca graves impactos ambientales.

La caliza se caracteriza por una alta permeabilidad y un bajo gradiente hidráulico, donde el agua proveniente de la precipitación pluvial se infiltra y almacena en el subsuelo formando un lente delgado de agua dulce que flota sobre una masa de agua salina, más densa. El contacto entre ambas masas de agua, dulce y marina forma una zona de mezcla o haloclina. La lente de agua dulce constituye la única fuente de agua para consumo, la cual se renueva por la lluvia.

23.4 Generalidades

23.4.1 Ubicación

La Plataforma de Yucatán se localiza al sur de México y tiene un segmento continental y otro marino; la parte continental abarca parte de los estados de Yucatán, Quintana Roo y Campeche. La porción marina abarca parte del Golfo de México y el Mar Caribe. Hacia el sur abarca parte del territorio de Belice y Guatemala (Figura 23.1).

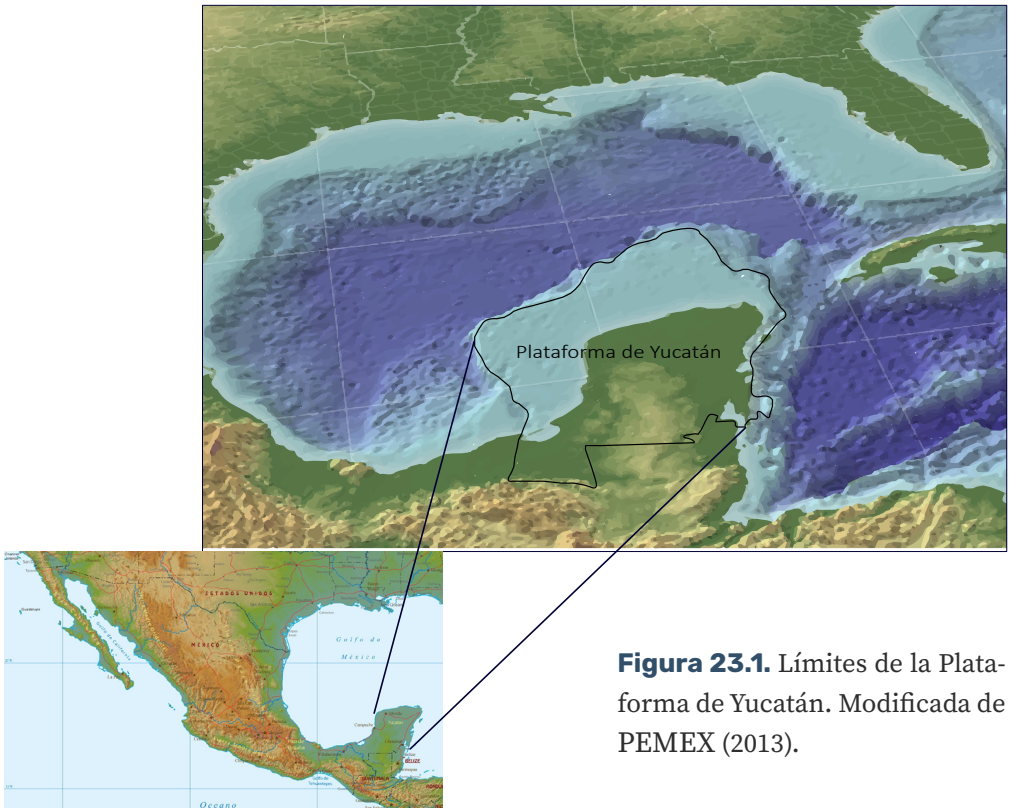


Figura 23.1. Límites de la Plataforma de Yucatán. Modificada de PEMEX (2013).

Su superficie total es de aproximadamente 323,000 [km^2], de las cuales aproximadamente 141,523 [km^2] son terrestres (Tabla 23.1); de manera general está delimitada por las coordenadas geográficas 17° 49’ 00” y 21° 36’ 00” de latitud norte y 86° 45’ 00” y 91° 20’ 00” de longitud oeste.

Se encuentra cubierta por sedimentos carbonatados y evaporíticos constituida por secuencias sedimentarias con crecimiento gradual hacia el interior de la plataforma, sobre una corteza que se va adelgazando hacia aguas profundas.

Tabla 23.1. Estados que conforman la Plataforma de Yucatán. (CONAGUA, 2023).

Estado	Superficie [km^2]	Peninsular [%]	Nacional [%]
Yucatán	39,340	27.8	1.9
Campeche	51,833	36.6	2.9
Quintana Roo	50,350		
Total	141,523		

23.4.2 Estado del arte

En la zona se han realizado diversos estudios e investigaciones, entre los más destacados se muestran en la figura 23.2.

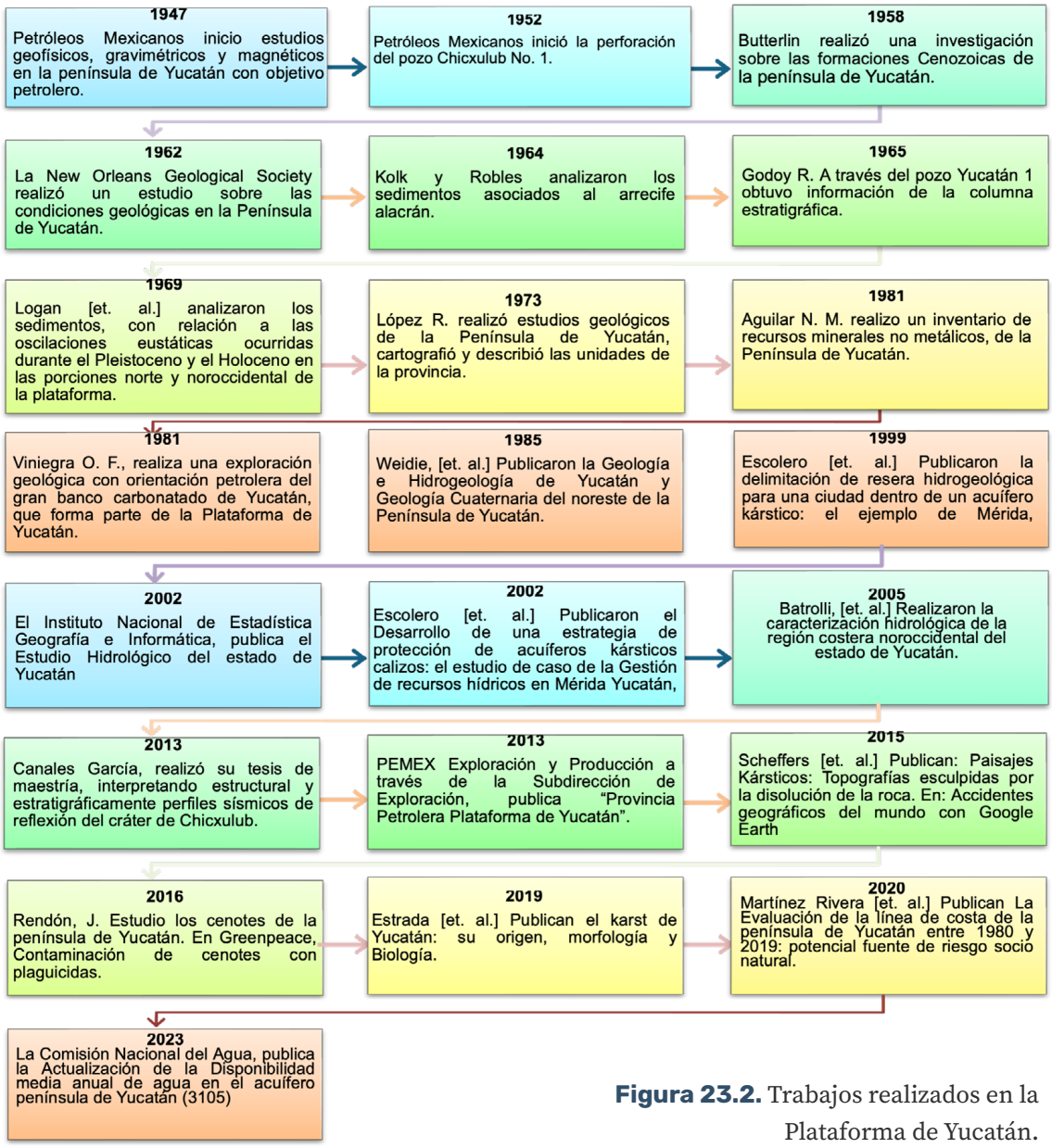


Figura 23.2. Trabajos realizados en la Plataforma de Yucatán.

23.5 Desarrollo del tema

23.5.1 Tipo de cuenca o plataforma

Un ambiente sedimentario es parte de la superficie terrestre, en él o en una porción puede producirse erosión, no depósito o sedimentación, ya sean marinas o continentales, llevan a través del material depositado, el registro de los

fenómenos ocurridos en ellas y en las regiones que las alimentan de sedimentos. Dentro de los tipos de ambientes marinos se encuentran las plataformas.

Se han propuesto varias clasificaciones de plataformas teniendo en cuenta la morfología, criterios geofísicos, tipo de sedimentos (terrígenos, carbonatos o mixtos), sus dimensiones y otros factores que se suponen determinantes para el espectro sedimentario" (Arche-Miralles, 2010).

La figura 23.3 muestra de manera general una plataforma continental que corresponde con un área oceánica que va desde la costa hasta el cambio de la pendiente, dando paso al talud continental (profundidades alrededor de 200 [m]). Pueden ser marginales o pericontinentales y de mares someros. La litología es variable, desde areniscas, limolitas y lutitas. También es característica la presencia de bioturbación y abundantes aloquímicos (bioclastos, intraclastos, pellets) principalmente en las de tipo carbonatada.

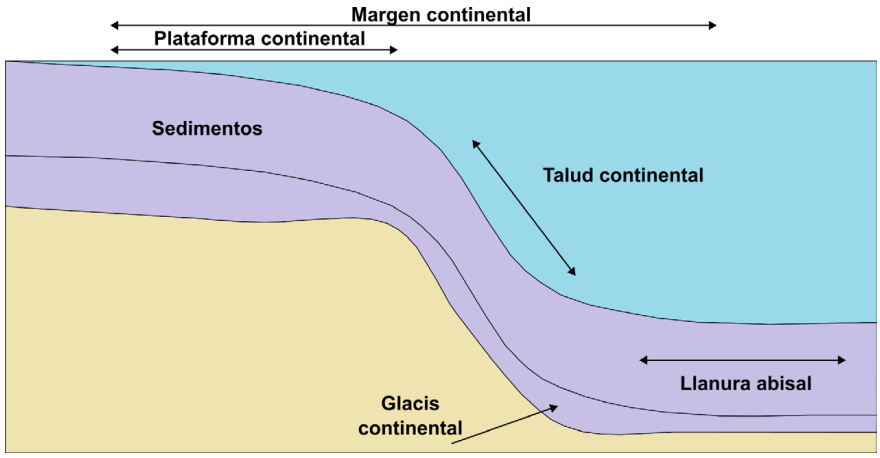


Figura 23.3. Plataforma continental. Elaboración propia

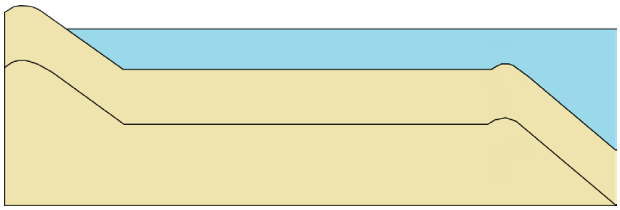
El talud continental es la unidad morfológica que conecta la plataforma con la llanura abisal; es una zona de tránsito de sedimentos, que se caracteriza por ser una zona de fuerte declive con grandes pendientes, así como también de depósitos de restos de organismos planctónicos y granos muy finos.

Otra clasificación de plataformas considera el tipo de sedimento dominante, por lo que pueden ser carbonatadas o clásticas.

En la plataforma carbonatada, el sedimento predominante es carbonatado (habitualmente cementado) formado en la propia plataforma. En muchas plataformas carbonatadas no existe un límite definido entre la plataforma y la costa. Los sedimentos carbonatados consiguen acumulaciones apreciables cuando el aporte de material terrígeno es bajo. La clasificación de plataformas carbonatadas más amplia y reconocida es la morfológica propuesta por Flügel (2010) que divide a las plataformas carbonatadas en 7 tipos.

La de Yucatán, se clasifica como una plataforma carbonatada no bordeada, figura 23.4, su formación se debe al depósito de material calcáreo, desde el Cretácico hace entre 144 a 165 Ma y durante el Cenozoico (65.5 Ma) hasta el Reciente, este depósito ocurrió en un ambiente de margen pasivo que ha venido emergiendo desde hace muchos millones de años, en diferentes fases durante el Oligoceno y principalmente a partir del Plioceno.

Plataforma no bordeada



Ginsburg et al. (1974), las describe como "plataformas someras sin margen de barrera pronunciada. Se caracterizan por una circulación de agua abierta. La extensión ronda desde unos cuantos kilómetros a más de 100 [km^2].

Figura 23.4. Clasificación de la plataforma de Yucatán.

Existen otras clasificaciones como el origen de los carbonatos (precipitación biótica vs. abiótica), y la configuración tectónica del basamento, entre otros.

La plataforma de Yucatán es considerada una gran plataforma calcárea, compuesta primordialmente de roca caliza, claro ejemplo de una plataforma abierta como se muestra en la figura 23.5. Se caracteriza por tener rocas de edad cenozoica y también por estar compuesta de sedimentos marinos, depositados en un ambiente de plataforma de margen pasivo. En cuanto a la clasificación de Flügel (2010) se considera que Yucatán es un ejemplo claro de una plataforma carbonatada no bordeada.

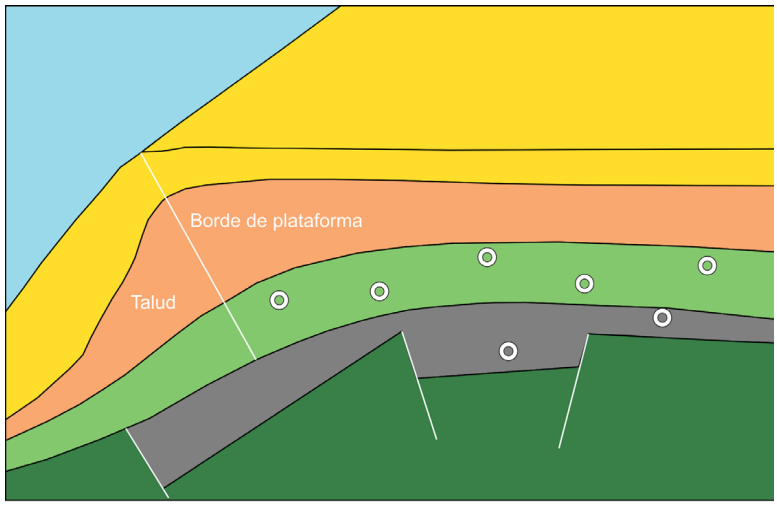


Figura 23.5. Modelo esquemático sedimentario de la Plataforma de Yucatán. Modificada de PEMEX (2013).

23.5.2 Descripción General

Alrededor del 95 % de la península se encuentra por debajo de los 200 [m] de altitud. Está limitada por el escarpe de Campeche, definido como un talud continental pronunciado que se extiende desde el oeste al norte a lo largo de la plataforma. El límite sur se encuentra hacia Guatemala y Belice formado por bloques levantados de basamento.

La Península está caracterizada por rocas que afloran de manera casi horizontal, con algunos pliegues suaves en estratos de edad Paleógeno-Neógeno. Un rasgo distintivo es su topografía casi plana, con altitudes que apenas rebasan los 30 [m].

Hace millones de años la península era muy diferente a la actual, ha sufrido modificaciones radicales a causa principalmente de cambios climáticos en el planeta.

La porción en superficie es una parte de la plataforma carbonatada que fue emergiendo desde el fondo marino sobre el Bloque de Yucatán, debido a la acumulación de millones de esqueletos de diferentes organismos marinos que utilizan el carbonato de calcio para formar huesos, conchas, y otras partes duras de sus cuerpos. Al morir se depositaron sobre la superficie del fondo sufriendo compactación y endurecimiento, junto con sedimentos finos al paso de millones de años.

El crecimiento de la plataforma se llevó a cabo a través de la deposición de carbonato proveniente de organismos vivos, proceso que ocurrió debajo del agua en la porción que se encontraba sumergida.

En cuanto a su morfología, presenta dos unidades principales, una en el norte donde predominan las planicies y rocas sedimentarias del Neógeno y la segunda al sur donde se alternan planicies y lomeríos de hasta 400 msnm en rocas sedimentarias oligocénicas. En Yucatán el karst se considera, en general, maduro, pero con menor evolución en la zona centro-norte cerca del anillo de cenotes y un grado de madurez tardío hacia la porción sur.

De acuerdo con PEMEX (2013), los límites de la Plataforma de Yucatán son: Al Norte y parte Noroeste limita con el Escarpe de Campeche o también conocido como Banco de Campeche, que es un talud continental pronunciado que se extiende parte del noroeste a lo largo de la plataforma.

- Al oriente se tiene como frontera el Talud Continental del Mar Caribe, el cual presenta fallamiento.
- Al sur limita con Guatemala y Belice que se caracteriza por la presencia de bloques de basamento levantados como en los altos Cuchumatanes en la parte central-oeste de Guatemala y el levantamiento de las Montañas Mayas al sur de Belice.
- Al suroeste limita con la Provincia Petrolera Cinturón Plegado de Chiapas y las Provincias Geológicas de la Cuenca de Macuspana y el Pilar Reforma-Akal.

23.5.3 Sedimentología

De acuerdo con PEMEX (2013), la columna sedimentaria inicia con un paquete de espesor variable de calizas y evaporitas de posible edad Jurásico Tardío que alcanza los 1,000 [m] de espesor. En este tiempo la plataforma estuvo parcialmente expuesta con depósitos continentales.

Sobre esta secuencia descansan rocas carbonatadas de plataforma y evaporitas de edad Cretácico Temprano-Oligoceno, con múltiples ciclos de facies transgresivas que se acuñan contra un borde de plataforma agradante. Las rocas sedimentarias se encuentran horizontales y localmente existen flexuras tenues que corresponden a la propagación vertical de fallas profundas que delimitan fosas tipo "rift" que controlaron la subsidencia diferencial, produciendo cambios en los espesores de las rocas carbonatadas. Hacia el norte la columna paleógena conserva su espesor, pero la columna del Cretácico Superior se engrosa hacia el norte y la del Cretácico Medio e Inferior parece conservar su espesor. Estos ciclos de plataforma llegan a tener, según los datos de los pozos que atravesaron parcialmente la columna, entre 3 y 4 [km] de espesor.

Del Barremiense al Aptiense Inferior se presentan tres facies marinas: 1) Somera, con depósitos carbonatados y anhidrita de plataforma interna restringida (base de la Formación Cobán); 2) Somera, con depósitos carbonatados de plataforma interna a plataforma externa; y 3) depósitos de rocas carbonatadas de plataforma externa a borde de plataforma.

Para el Cretácico Medio se depositaron anhidritas con dolomías y calizas en un ambiente somero (Formación Cobán). Localmente presenta parches arrecifales de rudistas desarrollados principalmente en la parte norte. En este tiempo se establece el límite de la provincia geológica escarpe de Campeche en la posición del actual margen de plataforma.

El Cretácico Superior en el subsuelo consiste en intercalaciones entre calizas, dolomías y anhidritas (Formación Cobán). Estos depósitos de ambientes marinos someros en el oeste cambian a conglomerados marinos y en el este a rocas carbonatadas marinas pelágicas profundas. Estos cambios a ambientes marinos

profundos a lo largo de la margen oriental de la plataforma se atribuyen al inicio del fallamiento en bloques a lo largo de la zona Río Hondo, que es provocado por el desplazamiento de la Placa del Caribe (Meneses *et al.*, 1980; Blair, 1990).

En la transición Cretácico Superior-Paleoceno hacia el talud occidental, en lo que corresponde a la Cuenca del Sureste, se depositó una secuencia de brechas dolomitizadas (conocida como BTP-KS). Estas brechas fueron cubiertas por lutitas de ambientes marinos profundos del Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Mioceno-Plioceno.

Para el Paleógeno (Paleoceno, Eoceno y Oligoceno) encontramos las rocas de las formaciones Icaiche y Chichen-Itzá, constituidas de calizas, dolomías y margas que contienen microfósiles de ambientes marinos someros.

El límite Cretácico-Paleógeno, tomó una nueva perspectiva, al reconocer tanto en las costas del Golfo de México y del Caribe, como también en el Golfo de México profundo, la presencia de secuencias de depósito de oleaje incluyendo tectitas. Aportando evidencia sedimentológica de un súbito disturbio en el agua del Golfo de México.

La Cuenca de Chicxulub, ubicada dentro de la plataforma, producto de un cambio en la evolución tectónica del Golfo de México, el cuál ocurrió en el límite entre el Cretácico y el Paleógeno, se encuentra evidenciando el impacto de un meteorito, formando un cráter de alrededor de 200 [km] de diámetro (Álvarez *et al.*, 1992); de la misma edad, existe una brecha intercalada en las secuencias carbonatadas, la cual se localiza en la porción sur del Golfo de México con espesor de hasta 700 [m], como producto del material eyectado del impacto (Grajales-Nishimura *et al.*, 2000).

La naturaleza calcárea de la plataforma constituida por formaciones de calizas representadas por depresiones o cenotes que carecen de escurrimiento superficial.

La Plataforma se caracteriza por suelos de roca caliza que se formaron a partir de la disolución y precipitación de carbonato de calcio que cementó granos y fragmentos de conchas que al ser expuestos a los agentes del intemperismo, se

convirtieron en sedimentos; posteriormente, estos sedimentos se convirtieron en roca caliza a través de la diagénesis. Estos estratos corresponden a la era Cenozoica de los períodos Paleógeno-Neógeno y Cuaternario (Bonet y Butterlin, 1977).

El carbonato de calcio se disuelve cuando el pH del agua marina disminuye, a medida que se incrementa la profundidad, la disolución se facilita debido al aumento de la saturación de CO_2 y a la presión. La profundidad a la cual la concentración de carbonato de calcio en el sedimento disminuye más rápidamente, es llamada profundidad de compensación de carbonato (Vera y Torres, 1987).

El agua superficial se encuentra super saturada de $CaCO_3$, los componentes orgánicos demoran la precipitación de carbonato de calcio, la cual inicia con partículas de carbonato y agua de mar en desequilibrio; posteriormente, las moléculas orgánicas son absorbidas a través de un sistema de nucleación de bloques; una vez que los componentes orgánicos han sido removidos, la reacción se equilibra y se precipita carbonato de calcio. (Vera y Torres, 1987).

Diagénesis, son todos aquellos cambios físicos, químicos y bioquímicos que suceden en un depósito sedimentario desde su acumulación original hasta el comienzo del metamorfismo o hasta el inicio del intemperismo (Figura 23.6). Estos cambios se llevan a cabo con presión y temperatura de superficie. La cementación, neomorfismo y la dolomitización son los principales procesos diagenéticos en carbonatos.

Según Purdy (1968) el agua meteórica que se filtra a través de las rocas carbonatadas inicialmente está subsaturada de aragonito, y el calcio a medida que se produce la disolución preferencial, el agua se satura gradualmente con respecto a las menos solubles con bajo contenido de magnesio y calcita mientras que permanece saturado de aragonito más soluble y calcita con alto contenido de magnesio.

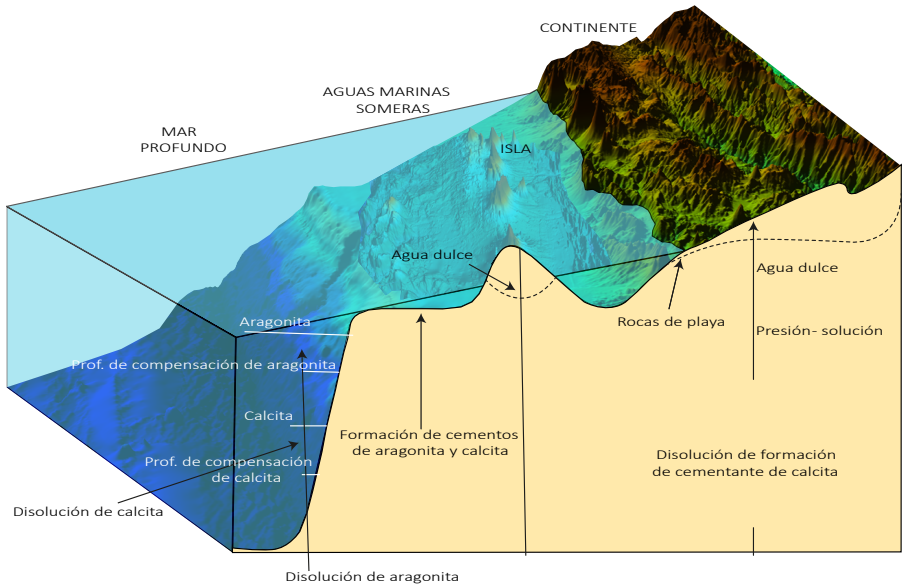


Figura 23.6. Ambientes diagenéticos de sedimentos carbonatados. Modificada de Vera y Torres (1987).

23.5.4 Estratigrafía

La información estratigráfica se ha recopilado mediante rocas expuestas y la perforación de pozos exploratorios ubicados al norte del estado de Campeche, así como del estado de Yucatán y algunos más en límites de la frontera con Guatemala. Los análisis de núcleos y registros geológicos sirvieron para identificar y caracterizar las diversas capas rocosas y sedimentarias presentes. El análisis de las muestras permitió definir la litología hasta aproximadamente 3,500 [m]. La columna estratigráfica se muestra en la figura 23.7.

Las rocas más antiguas reconocidas consisten en un complejo basal de posible edad Pre-triásica detectada mediante perforaciones realizadas por PEMEX entre 12 a 16 [km] de profundidad, López, Ramos (1973), corresponden a la era Paleozoica, identificadas en el pozo Yucatán No. 1 a 3,200 [m] en donde se encontró una riolita del Silúrico y un posible evento metamórfico del Misisípico. La riolita aparentemente se encuentra alojada en un esquisto de cuarzo y clorita, cristaloblástico gris obscuro, con bandas y zonas irregulares de color verde, verde grisáceo, café rojizo y verde amarillento. También fueron encontradas

andesitas en los pozos de Sacapuc y Chicxulub, que no se incluyen como rocas del basamento por considerarse derrames sobre el basamento original.

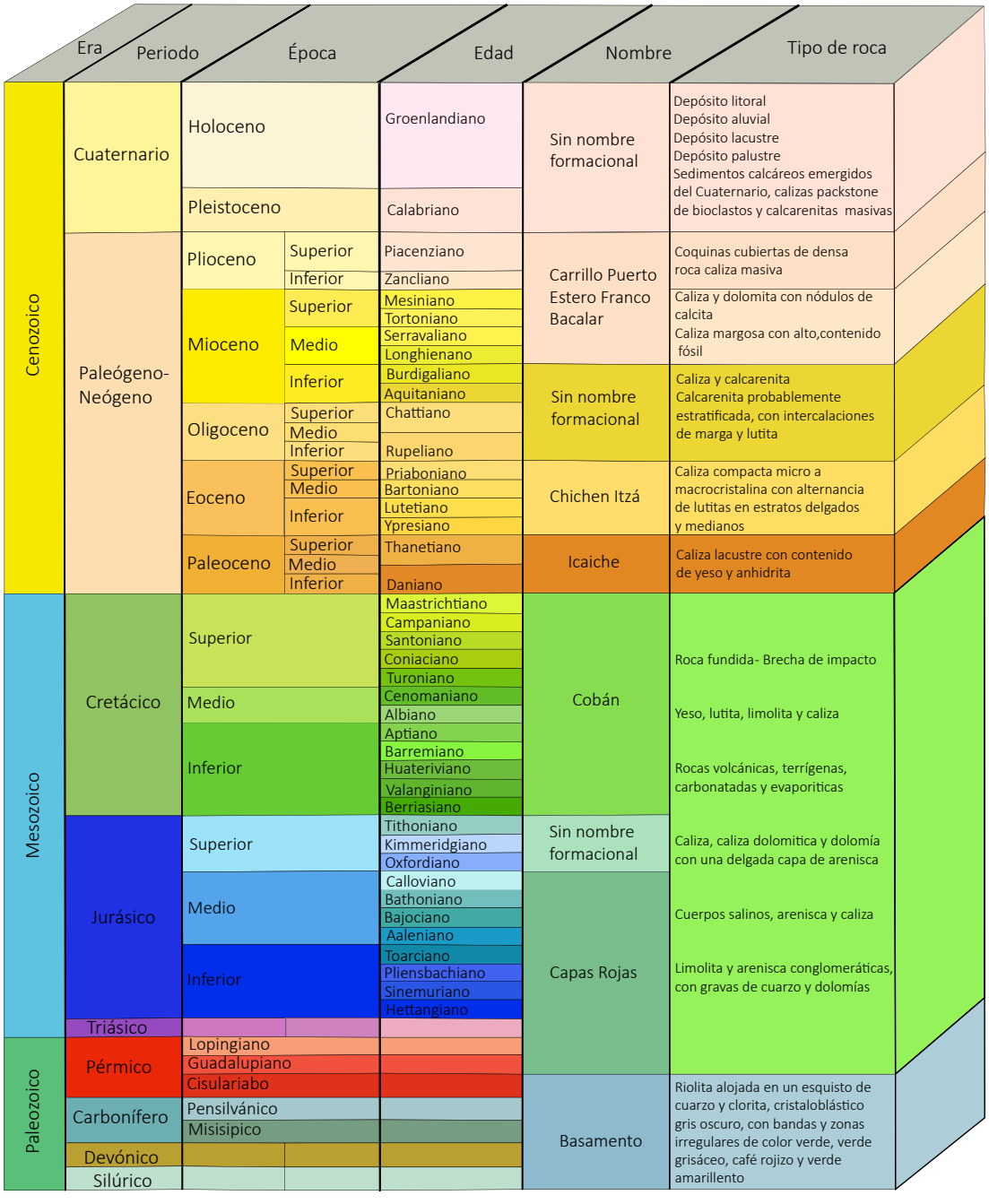


Figura 23.7. Columna estratigráfica de la Plataforma de Yucatán. Tomada de PEMEX (2013).

Sobreyaciendo al basamento, se encuentra una secuencia de lechos o capas rojas formadas por limolitas y areniscas conglomeráticas, conteniendo algunas gravas de cuarzo y dolomías, los cuales se puede decir que se acumularon en la planicie de supramarea cuando el nivel del mar transgredió el oriente. En el pozo Yucatán No. 1 a 3,140 [m] se observa una transgresión de caliza dolomítica del Triásico. Se consideran las capas rojas como rocas continentales Cretácico-Jurásicas sin ningún miembro marino. En general, en los pozos perforados en Yucatán se carece de Jurásico marino y Cretácico Inferior. El Cretácico Inferior (Ki), fue el principio de una etapa extensa de depósitos de carbonato y evaporitas que se continuó en la plataforma de Yucatán hasta el Cuaternario. El nombre de Evaporitas Yucatán (López Ramos, 1973), lo propone para esta secuencia que se encuentra en los lechos rojos.

Para el Cretácico Superior (Ks), se realizó un reconocimiento en las montañas Maya de Belice en donde encontró para esta edad, una serie de calizas, calizas dolomíticas y dolomías con una delgada capa de arenisca, cuya fauna pertenece desde tipo lagunar hasta depósitos de post-arrecife. (Flores, 1952).

La relación litológica entre los pozos perforados por PEMEX, las rocas de la zona de Chicxulub son fundamentalmente originadas por el impacto y por procesos sedimentarios. Existen pozos que atraviesan la mayor parte de la columna estratigráfica, en donde se puede reconocer la litología pre-impacto y post-impacto representada por calizas y dolomitas; suevita, roca fundida y brecha. Las unidades aparecen o cambia de espesor en los pozos dependiendo la relación de distancia que guarda con respecto al centro del cráter, de tal manera que el grosor de los depósitos sedimentarios post impacto es mayor hacia el centro del cráter y se adelgaza hacia la parte sur de la península; de forma similar ocurre con las rocas de impacto registradas en pozos cercanos al centro del cráter, que o exceden distancias mayores a los 140 [km] a partir de dicho punto.

Para el Paleoceno o Eoceno no diferenciado, se le asigna un grupo de rocas que no aportan fósiles identificables, se trata de calizas compactas marinas micro a macrocristalinas que varían en color del amarillo a blanco. A menudo están dolomitizadas o simplemente recristalizados, afloran en la Sierra de Ticul, con un espesor aproximado de 350 [m]. El eje de la sierrita está formado por una

caliza rojiza con calcarenita de grano fino con fragmentos de organismos de la familia Rotalidae y Amphiroa sp., que indica su origen marino y se reporta la presencia de moluscos terrestres (Isphording, 1975). Su relación estratigráfica con las Formaciones Icaiche y Chichén-Itzá sugiere que al menos parte de la roca caliza tiene la misma edad que las Formaciones Icaiche y Chichén-Itzá y representa sus etapas laterales.

La Formación Icaiché: (Tpa Cz-Y), se encuentra expuesta en la porción noreste en la Reserva de la Biósfera de Calakmul, conformada por una capa de caliza lacustre que contiene yeso y anhidrita. Los horizontes calcáreos están representados por *wackestone* que varía a *packstone* de color blanco y gris al intemperismo, con apariencia de creta en estratos de 0.05 a 1.2 [m]. El yeso es de color castaño en roca sana y beige al intemperismo, de textura cristalina, aspecto fibroso y terroso, muy compacto, en estratos mayores de 2 [m]. La anhidrita es de color blanco, se desarrolla en masas compactas y duras con coloraciones castaño claro, en estratos gruesos y masivos. De acuerdo con los fósiles: Gavelinella rubiginosa (Cushman), G. Velascoensis, G. Becriiformis (White), Nuttallinellas florealis; se le asignó una edad Paleoceno (Galloway, citado en Salvador A. 1991).

La Formación Chichen-Itzá: (TE Cz-Mg) está conformada por calizas fosilizadas con alternancia de lutitas generalmente en estratos delgados y medianos. En los trabajos de Bonet y Butterlin (1959), indican que la mayor parte de los afloramientos, proporcionan una microfauna del Eoceno Medio, representada especialmente por algas calcáreas (Clypeina) y por foraminíferos de diferentes familias, se puede dividir en tres miembros.

- Xbacal: representada por calizas amarillas, blancas y grises. Las capas van desde un espesor delgado a mediano, en algunas zonas llegan a ser masivas, por lo que pueden pasar a verdaderas margas amarillas o incluso a lutitas verdosas.
- Pisté: Del Eoceno Medio, conformada por calizas blancas o amarillentas, a menudo masivas. Los echados son nulos o muy débiles y de orientación variable, a excepción del estado de Campeche en las que las calizas están plegadas formando anticlinales. La microfauna, que es abundante, está

representada por numerosos foraminíferos, sobre todo de la familia Valvulinidae y por algas calcáreas (Clypeina).

- Chumbec: Corresponde al Eoceno Superior, representado por calizas masivas, blancas muy cristalinas, con aspecto a mármoles sacaroideos. Su espesor no es de aproximadamente 100 [m].

Para el Oligoceno Inferior se presenta como una calcarenita pobremente estratificada, quebradiza, suave, blanca y rosácea; con caliche en bancos de 1 a 1.5 [m] de espesor con intercalaciones de margas y lutitas y su contenido faunístico principal es de Eulipidina sp. Nummulitides sp. y Biloculina sp. El Oligoceno Superior está constituido por una caliza y calcarenita pulverulenta coquinoide, con abundantes restos de moluscos, briozoarios, algas y miliólidos. Tiene una distribución irregular y no se le ha asignado un nombre formacional.

La Formación Bacalar del Mioceno Inferior (Tm Cz), fue definida por Butterlin en 1958. Se observa sobre la carretera No. 307, en los alrededores del poblado de Bacalar y a lo largo de la laguna del mismo nombre, formando un franja noreste-suroeste, constituida por calizas margosas, blancas y amarillentas, que por intemperismo da un color gris blanquecino de textura cristalina, poco compactas y con nódulos duros. Hacia las partes inferiores pasan a margas donde, en ocasiones, se encuentran finas capas de yeso, López Ramos (1975), se observa de manera esporádica macrofauna como gasterópodos y pelecípodos, y forma una capa potente de suelo calichoso por la disolución in situ de la misma unidad, en partes se observa brechada y fractura concoidea, en parte también presenta bandeamiento dando el aspecto de travertino.

Formación Estero Franco: (Tm Cz-To). Se encuentra aflorando sobre el margen occidental del río Hondo, conformada por calizas y dolomitas amarillas, muy cristalinas, en capas regulares a menudo delgadas (5-10 [cm]) a veces con nódulos de calcita, de textura sacaroidea. Estas calizas forman la mayor parte de la orilla izquierda del Rio Hondo. Esta formación parece cubrir la formación Bacalar por tanto está comprendida entre el Mioceno Superior y el Pleistoceno.

Formación Carrillo Puerto: (Tmpl Cz-Cq). Reconocida por Butterlin (1958), se considera Mioceno Superior-Plioceno debido a la semejanza con la fauna

encontrada en la cuenca Salina del Istmo. La capa inferior está constituida por coquinas de 1 [m] de espesor cubiertas de densa roca caliza. La alteración de estas calizas por el intemperismo origina arcillas lateríticas. La parte superior de la formación está representada por calizas blancas, densas y masivas. Los echados observados son débiles o nulos, con orientación NNE. Su localidad tipo se encuentra en el km 112 de la carretera Peto-Carrillo Puerto, sobreyace la formación Bacalar que aflora en el estado de Quintana Roo, su espesor varía de 163 a 240 [m] aproximadamente. Las rocas tienen una permeabilidad y porosidad alta, ya que se encuentran fracturadas. Se considera la formación como la unidad hidrogeológica más importante debido a su extensión y a la poca profundidad a la que se puede encontrar agua subterránea.

Calizas de Moluscos (Pleistoceno-Holoceno) Son calizas *packstone* de bioclastos y calcarenitas masivas con tonalidades de blanco a crema, que forman una banda más o menos amplia a lo largo de la costa norte y oeste. Su fauna comprende sobre todo moluscos de aspecto moderno. Probablemente las calizas consolidadas pertenecen al Pleistoceno y las capas superiores más blandas y costeras pertenezcan al Reciente. Estas secuencias no muestran deformaciones significativas y sus estratos conservan una actitud horizontal a subhorizontal que se extienden y penetran hacia la plataforma marina. Descansan generalmente sobre las calizas de la formación Carrillo Puerto. (Viniegra, 1981). Estas rocas mantienen una gran permeabilidad y porosidad debido a la presencia de fracturas y cavidades de disolución; sin embargo, la extracción de agua subterránea se encuentra limitada por la poca profundidad de la interfase marina.

En los límites con la línea de costa se pueden observar tres unidades litológicas, sin consideración hidrogeológica, que se encuentran recubriendo parcialmente las calizas de moluscos:

- Suelos residuales constituidos por arcillas de color café, gris o rojizo que resultan del intemperismo químico de las calizas.
- Arcillas y turbas localizadas en zonas de esteros y manglares a consecuencia de la formación de cordones litorales.
- Arenas de playa (cordones litorales) constituidas por arena calcáreas y fragmentos de conchas. En la franja costera es característica la presencia

de un elemento litogénico denominado acuitardo costero, o caliche como se conoce en la localidad, que se extiende por toda la superficie norte principalmente, producto de las precipitaciones de carbonato de calcio durante las oscilaciones del Pleistoceno: proceso que continúa hasta nuestros días.

Por último, el Cuaternario se representa por extensos depósitos tipo litoral, lacustre y palustre; cubriendo las partes bajas, constituidos por sedimentos no consolidados a poco consolidados desde limos hasta gravas, con presencia de bioclastos, materia orgánica, lodos calcáreos, sales, tallos raíces materiales en putrefacción, (INEGI, 1984).

Depósito Palustre: (Qho pa) Afloran en el extremo poniente, en el límite costero del mar caribe, en la parte norte y este de la Bahía de Chetumal, extendiéndose hacia el noroeste con el Golfo de México, teniendo poca distribución. Depósito formado por sedimentos lodosos, arcilla, arena y limo de color negro con un alto contenido de materia orgánica, con un olor fétido, mezclado con tallos y raíces desarrollada en zonas que tienen un drenaje deficiente y que se caracterizan por presentar una vegetación constituida principalmente por lirios y palmeras. El alto contenido de humus enriquece los suelos por lo que se puede dar uso como suelos agrícolas fértiles.

Depósito lacustre: (Qho la). Estos depósitos se localizan en el margen derecho de la laguna de Bacalar como una franja alargada con dirección NE-SW. Así mismo afloran en la parte norte y oeste de la Bahía de Chetumal, así como en los alrededores de los pequeños lagos. Se conoce como depósito lacustre a la parte donde existe gran cantidad de restos vegetales mezclado con limo color negro con alto contenido de materia orgánica, arcillas, lodo calcáreo sin llegar a un estado de putrefacción, generalmente está asociado a ambientes lagunares con influencia de agua dulce.

Depósito aluvial: (Qho al). Consiste en limos y arcillas depositados en las partes bajas donde se forman suelos agrícolas importantes para el cultivo de la caña de azúcar. Los depósitos consisten en sedimentos finos como son limos y arcillas de color gris a café obscuro que forman abanicos aluviales no consolidados, que dan lugar a suelos muy fértiles los cuales se encuentran rellenando las partes

bajas. El espesor máximo que se ha estimado no rebasa los 10 [m], como se muestra en la Figura 23.8.

Depósito de litoral: (Qho li) se distribuyen en la franja costera del Mar Caribe y los bordes del Golfo de México, formados por sedimentos no consolidados constituidos por granos de arena, líticos retrabajados en tamaños que varían de arena fina a gruesa, algunas gravas y fragmentos de conchas, ostras, bivalvos, gasterópodos y cristales de calcita.

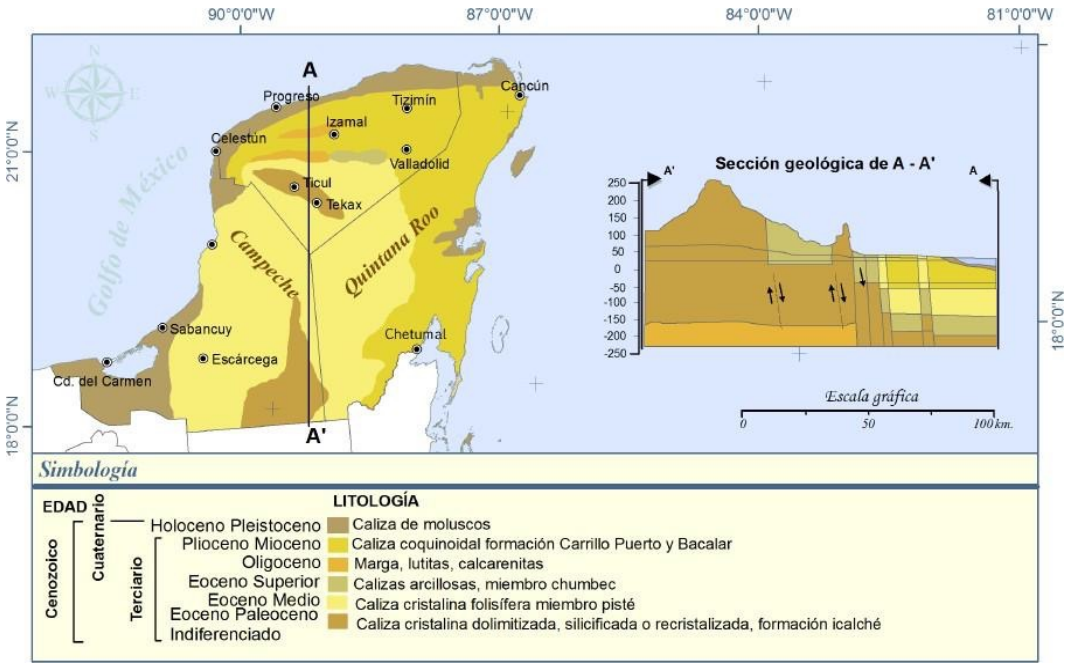


Figura 23.8. Tipo de roca que afloran en sección geológica A-A'. Norte-Sur de la Península de Yucatán. (Recuperado de Gil y Castro, 2010).

23.5.5 Geología Estructural

Los principales ejes estructurales de la Península de Yucatán están asociados con la sierrita de Ticul y el Sistema Bacalar-Río Hondo, respectivamente (Butterlin y Bonet, 1960). El eje determinado por la sierrita de Ticul corresponde a una Falla de tipo normal (López Ramos, 1975), con una longitud expuesta de 110 [km] y una dirección WNW; separa a las rocas marinas del Mioceno, expuestas

en el lado meridional, de las del Eoceno, que afloran en el lado septentrional. El Sistema Bacalar Río Hondo lo constituye una serie de fallas normales escalonadas, formando horst y graben tiene una dirección NE y una longitud de 140 [km], separando el Neógeno marino al Este del Eoceno marino al oeste. Existen una serie de fracturas conocidas como la zona de fracturas de Holbox (Figura 23.9), que van desde Cabo Catoche hasta Holbox (Marín *et al.*, 2004).

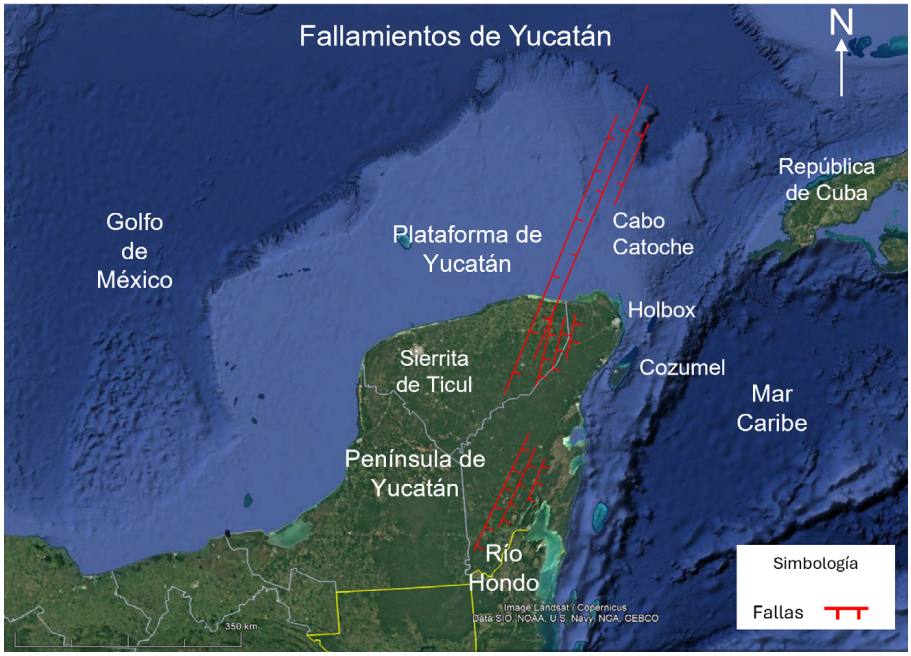


Figura 23.9. La Plataforma de Yucatán y las zonas de fallamiento. (Elaborada con datos deBeddows *et al.*, 2007).

El cráter Chicxulub se formó hace 65 Ma, y las características particularmente estables del sitio donde ocurrió el impacto han permitido la preservación de gran parte de la morfología del cráter y de las litologías de impacto. Chicxulub se formó sobre una plataforma carbonatada marina poco profunda en el sector sur del Golfo de México y, luego del impacto, la sedimentación carbonatada cubrió la estructura, y la península no ha sido afectada por actividad tectónica y magmática, con 25 [km] de profundidad, mide alrededor de 200 [km], y se trata de un conjunto de anillos circulares y en su parte central presenta una cadena de montañas conocida como el anillo de picos.

Con la interpretación y el análisis de 19 líneas sísmicas en la porción noroeste del área que comprende el cráter de Chicxulub y con la utilización del software

petrel 2009, se concluye que el horizonte K/T marcado por el contacto entre las brechas de impacto y los sedimentos carbonatados del Paleoceno, se encuentran aproximadamente a 1000 [m] y presenta una geometría irregular producto de la deformación y el fallamiento que provocó el impacto. Estructuralmente se observan dos sistemas de fallas, el primero llega hasta la base del cráter que corresponde al límite K/T y que está asociado al proceso de ruptura y deformación del impacto. El segundo sistema es más joven y está asociado al proceso de sedimentación relativamente uniforme en el área; en el cual, grandes cantidades de carbonatos depositados sin interrupciones se acomodaron buscando nivelar la cuenca con el resto de la plataforma. Tomando en cuenta el modelo de fallas de Anderson (1951), si el eje de esfuerzo máximo es aplicado de forma casi vertical, se forman fallas de tipo normal, esto quiere decir que, si se considera que el meteorito cayó en una superficie caso plana de la plataforma carbonatada a lo largo de la cual el esfuerzo de cizalla es cero, entonces la dirección principal fue perpendicular a ese plano en cualquier punto. (Canales García, 2013).

La Península ha sido dividida en cuatro regiones geomorfológicas: 1) región costera, comprende las playas y la zona costera. 2) planicies interiores, incluye la parte norte, este y oeste de la Península y el anillo de cenotes resultado del impacto del cráter de Chicxulub. 3) región de colinas y valles, abarca la porción central y sur de la Península, posee las rocas más antiguas, los suelos más profundos, la vegetación más alta y densa, así como el nivel freático más profundo y 4) región de las cuencas del bloque de falla (Velázquez, 1986), localizada en el estado de Quintana Roo, es un desarrollo kárstico asociado a la zona de fallas. (Villasuso y Méndez Ramos, 2000).

Después de su migración a partir del norte y desprendiéndose de la placa norteamericana, a través de un giro en sentido antihorario, la Península de Yucatán ocupó su posición actual durante el Cretácico Temprano. Esto significa que, al momento del impacto del meteorito, que formó el cráter de Chicxulub, se localizaba en su posición actual, pero sumergida bajo agua somera que proporcionaba las condiciones ideales para el depósito de rocas sedimentarias.

Las rocas presentan una disposición prácticamente horizontal, excepto en las inmediaciones del río Hondo, donde se encuentran levemente plegadas y en

la porción meridional la continuidad de los estratos es interrumpida por fallas normales que dan al terreno una configuración escalonada. Las fallas tienen longitud de varios kilómetros y se manifiestan en escarpes con desnivel de 10 a 100 [m], en alguna de ellas han originado fosas gradualmente convertidas en pantanos, lagos y lagunas, siendo la mayor de ellas la Laguna de Bacalar.

La Plataforma de Yucatán presenta un paisaje kárstico (Figura 23.10); el término karst es un concepto acuñado por el Geógrafo Jovan Cvijic en 1893, quien lo utilizó para definir accidentes geográficos, desarrollados en áreas dominadas por rocas relativamente solubles tales como las evaporitas (halita [NaCl], anhidrita [$CaSO_4$] y yeso [$CaSO_4 \cdot 2H_2O$]) y las calizas (dominadas por $CaCO_3$).

La karstificación es el conjunto de procesos físicos y químicos que tienen como resultado la destrucción subterránea de rocas por disolución de calizas, dolomías o de yeso, como consecuencia se aumenta la permeabilidad de las rocas.

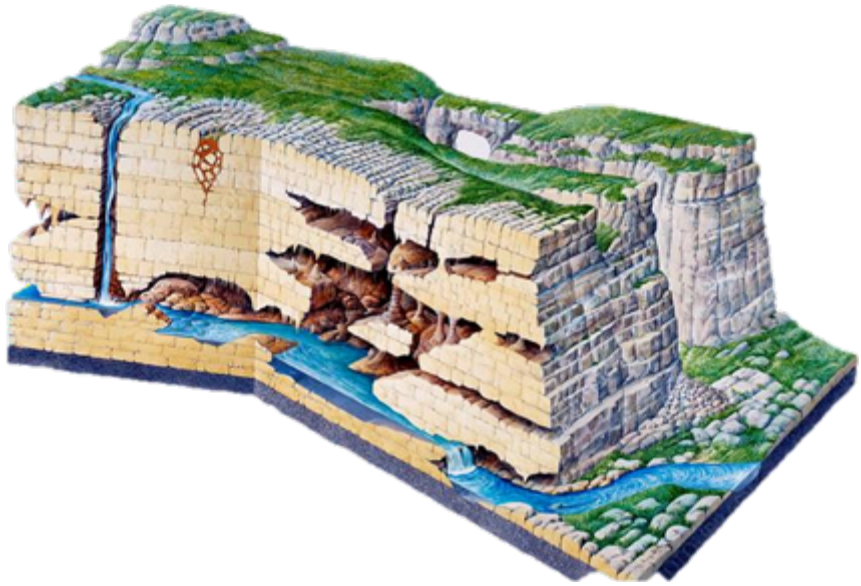


Figura 23.10. Paisaje kárstico. Tomado de la Colección de imágenes de Hincks (2024).

La disolución consta de tres procesos:

1. La disolución inicial se debe a que el agua de lluvia absorbe CO_2 de la atmósfera, lo cual la hace ácida y forma ácido carbónico; el agua de lluvia

acidificada absorbe más ácido carbónico cuando entra en contacto con el suelo, donde la descomposición de la materia orgánica por medio de los microorganismos produce el ácido y aumenta la agresividad del agua.

2. La mezcla del agua salada y dulce aumenta en los cambios y en la haloclina la agresividad del agua sobre la roca y es considerado el proceso más potente de disolución.
3. La disolución mediada biológicamente puede ocurrir en el suelo o dentro del sistema de flujo subterráneo, donde el ácido sulfhídrico (H_2S) se genera por la descomposición microbiana de la materia orgánica y disuelve la roca desde la masa de agua.

Además de la composición de la roca caliza y las condiciones ambientales, la evolución del karst de Yucatán se encuentra relacionada también con la neotectónica y las glaciaciones. Existieron dos etapas de formación de karst, una antigua, paleogénica, en una superficie elevada, con formaciones características de climas tropicales; y otra reciente, en la planicie, de hasta 20-30 [cm] de altura. Las tres formas predominantes del terreno en el karst Yucateco son las depresiones cerradas conocidas como dolinas (cenotes), uvalas y poljés. En general, las dolinas son de forma circular a subcircular y varían en diámetro de unos cuantos metros hasta 1 [km]; las uvalas son grandes depresiones (mayores de 1 [km]) de formas irregulares o alargadas; y los poljés son depresiones largas, con el fondo cubierto con sedimentos y situados muy cerca del nivel freático.

23.5.6 Contenido Paleontológico

El estudio detallado de los foraminíferos de mayor tamaño encontrados en la Formación Chichén Itzá en Campeche permitió describir tres nuevas especies y un nuevo género de foraminíferos de mayor tamaño cónicos, *Fallotella causae, Coskinolina yucatanensis* y *Pseudofallotella drobneae.* Además, se identificó una nueva especie de alveolínido, *Borelis hottingeri,* y una nueva especie de rotalíido, *Dictyoconoides boneti.*

Se interpretan como depositadas en la parte más profunda de la rampa interior, o incluso en la rampa media.

Las dos asociaciones de foraminíferos en Campeche, junto con las definidas en Chiapas por Vicedo *et al.* (2014) caracterizan el Paleoceno del sur de México. Combinando datos de estos dos estudios, la edad estimada es Thanetiense. (Vicedo *et al.*, 2014).

Dentro del área comprendida por el cráter del meteorito Chicxulub, se han encontrado fósiles del Cretácico Superior (aproximadamente 100 hasta 66 Ma).

23.5.7 Evolución Geológica

La Península de Yucatán es resultado de la separación, por un movimiento divergente de Norte y Sudamérica ocurrida durante el Jurásico, en donde estas placas sufrieron un movimiento al oeste respecto a la de África, cuando se disgregó Pangea (Figura 23.11).



Figura 23.11. Deriva continental. Hace 150 millones de años durante la separación de Pangea, dando origen al Golfo de México. Tomada de Blakey (2008).

Las evidencias del movimiento de las placas tectónicas, los registros geológicos y paleomagnéticos, indican que la formación y posición actual de la Península de Yucatán estuvo asociada a la formación del Golfo de México y mar Caribe, aunque algunos modelos indican que el movimiento del bloque Yucatán, fue independiente del movimiento de las placas continentales de la zona.

De acuerdo con el modelo de apertura del Golfo de México, la Plataforma de Yucatán evolucionó a partir de una etapa de "rift" que desarrolló altos y bajos de basamento en el Triásico Tardío – Jurásico Medio, pasando después a la etapa de deriva hasta principios del Cretácico Temprano. Durante esta etapa, el Bloque Yucatán junto con el Macizo de Chiapas y la Cuenca de Sureste, se desplazaron rotando en contra de las manecillas del reloj hasta su alcanzar su posición actual en el Berriasiano (Buffer y Sawyer, 1985; Salvador, 1987; Pindell *et al.*, 2001).

Durante el Kimmeridgiano el bloque de Yucatán se desplazó hacia el SE a través de un sistema de fallas que separaban las plataformas de Yucatán y Florida, en este periodo también ocurrió una invasión de aguas marinas del Golfo que favoreció la acumulación de sedimentos, dando lugar a la formación de la plataforma continental. Posterior a esta etapa se tiene la subsidencia pasiva del Cretácico Temprano, que favoreció el desarrollo de plataformas carbonatadas.

La historia geológica es relativamente clara a partir del Cretácico, cuando se produjo sedimentación marina calcárea sobre un banco que eventualmente emergió durante el Cenozoico.

La Península de Yucatán alcanzó su posición actual durante el Cretácico Temprano después de migrar desde el norte desprendiéndose de Norteamérica, giró en sentido antihorario respecto a diferentes polos de rotación de acuerdo con la dinámica de cada periodo. (Pindell y Kennan, 2001). Esto significa que, para el momento del impacto del meteorito, que formó el cráter de Chicxulub, se localizaba en las coordenadas actuales, pero sumergida bajo agua someras que proporcionaban las condiciones ideales para el depósito de roca sedimentarias como consta en el registro geológico.

En el Cretácico Tardío se tiene el acercamiento y colisión del arco de islas de las Grandes Antillas, provocando la destrucción de la parte sur del margen pasivo de Yucatán, esto produce el levantamiento flexural por carga y la consiguiente erosión de las rocas carbonatadas antiguas al norte, durante este periodo la plataforma carbonatada empieza a ser sumergida. La translación del Arco Volcánico de las Grandes Antillas, durante el Paleoceno-Eoceno a lo largo del escarpe oriental de Yucatán, destruyó el margen pasivo previamente establecido. La

convergencia en el sur de Yucatán provocó plegamientos y cabalgaduras, así como sedimentación clástica de antefosa. Del Eoceno al Reciente la placa del Caribe se desplaza al oriente mediante transpresión siniestral a lo largo del sur de Yucatán, con levantamiento, erosión e influjo de clásticos en la plataforma distal. A finales del Oligoceno, durante el desplazamiento del bloque Chortis hacia el sureste a través del sistema de fallas Motagua-Polochic, se generan los levantamientos de los Cuchumatanes en Guatemala y la Montañas Mayas en Belice.

Durante el Pleistoceno y parte del Holoceno, el nivel del mar alcanzó 5 [m] arriba del actual, dando lugar a depósitos recientes caracterizados por zona de pantanos y de bioclastos derivados de las unidades más antiguas.

23.5.8 Modelo de la plataforma

Por medio de una meticulosa revisión bibliográfica se realizó un modelo para ejemplificar la plataforma de Yucatán (Figura 23.12).

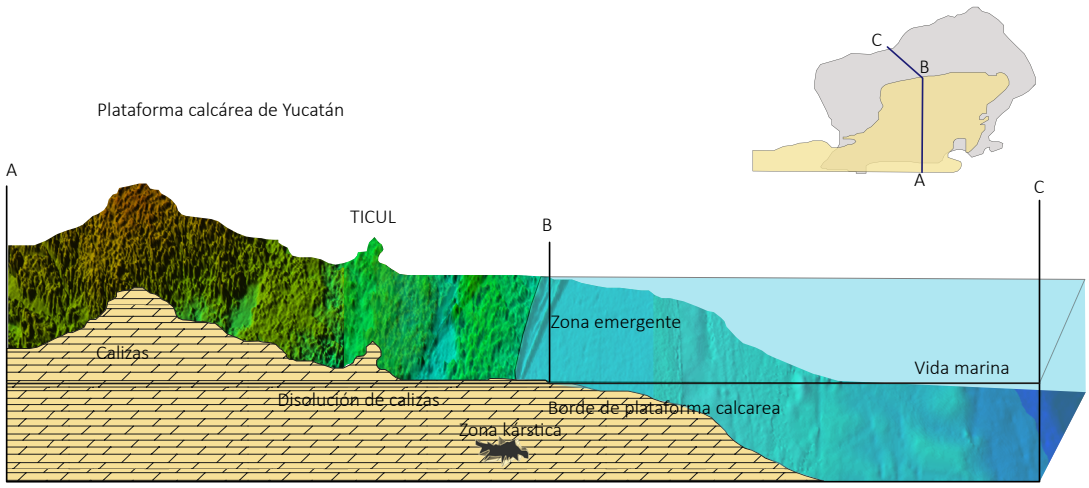


Figura 23.12. Plataforma Carbonatada de Yucatán. Figura de elaboración Propia.

La roca caliza se disuelve por el contacto con el agua de lluvia, acidificada tanto por el *dióxido de carbono* del aire, como por el proveniente de la descomposición de materia orgánica, que al mezclarse con agua salada aumenta su poder corrosivo. En el límite de la capa profunda salada y superficial de agua dulce ocurre la mayor disolución de la roca, formando una extensa red de conductos, cuevas

y cavernas que se conectan por el subsuelo. A esta interfase de capas dulce y salada se le denomina haloclina, *zona de mezcla,* donde existe un gradiente de temperatura y salinidad, puede ser de poco o gran espesor.

Cuando el nivel del mar baja durante periodos glaciales, desciende el nivel del acuífero y deja una cueva llena de aire donde, por falta de soporte, colapsa y se desploman partes del techo, formando una dolina o cenote. Al final del periodo glacial, se descongelan los polos, aumenta nuevamente el nivel del mar e inunda la cueva.

Asociado al proceso de karstificación, se encuentra la formación de estalactitas, estalagmitas, columnas y formación de cavidades, en donde está involucrada la degasificación, que es la expulsión del CO_2 del agua al entrar en un ambiente de cueva diferente al del exterior desde el cual se filtró a través de la roca, lo que provoca la precipitación de carbonato de calcio. Para el caso de las cuevas inundadas no ocurre este proceso. El grado de karstificación depende de diferentes factores a escala espacial y temporal, lo que permite una gran variedad de formas en el sistema de cuevas y cavernas.

23.6 Consideraciones económicas

23.6.1 Hidrocarburos

En la figura 23.13 se observa la Plataforma de Yucatán como una de las provincias petroleras del Golfo de México y regiones terrestres aledañas.

En la actualidad no existen pozos productores en la zona y existe escasa información geoquímica, por lo que se considera como un sistema petrolero hipotético. Se han registrado escasas manifestaciones superficiales de hidrocarburos, cuyos análisis geoquímicos indican que: 1) la roca generadora está relacionada con rocas carbonatadas (calizas y dolomías) y evaporíticas, y 2) hay una incipiente generación de hidrocarburos. Las rocas almacenadoras potenciales son calizas y dolomías de plataforma. En cuanto a la roca sello, se estima que las secuencias evaporíticas intercaladas entre las calizas y dolomías tienen un alto potencial de contener hidrocarburos.

Además de trampas estratigráficas, pueden existir trampas estructurales, aunque ambas son poco evidentes, debido a la baja deformación que presenta la plataforma de Yucatán (PEMEX, 2013).

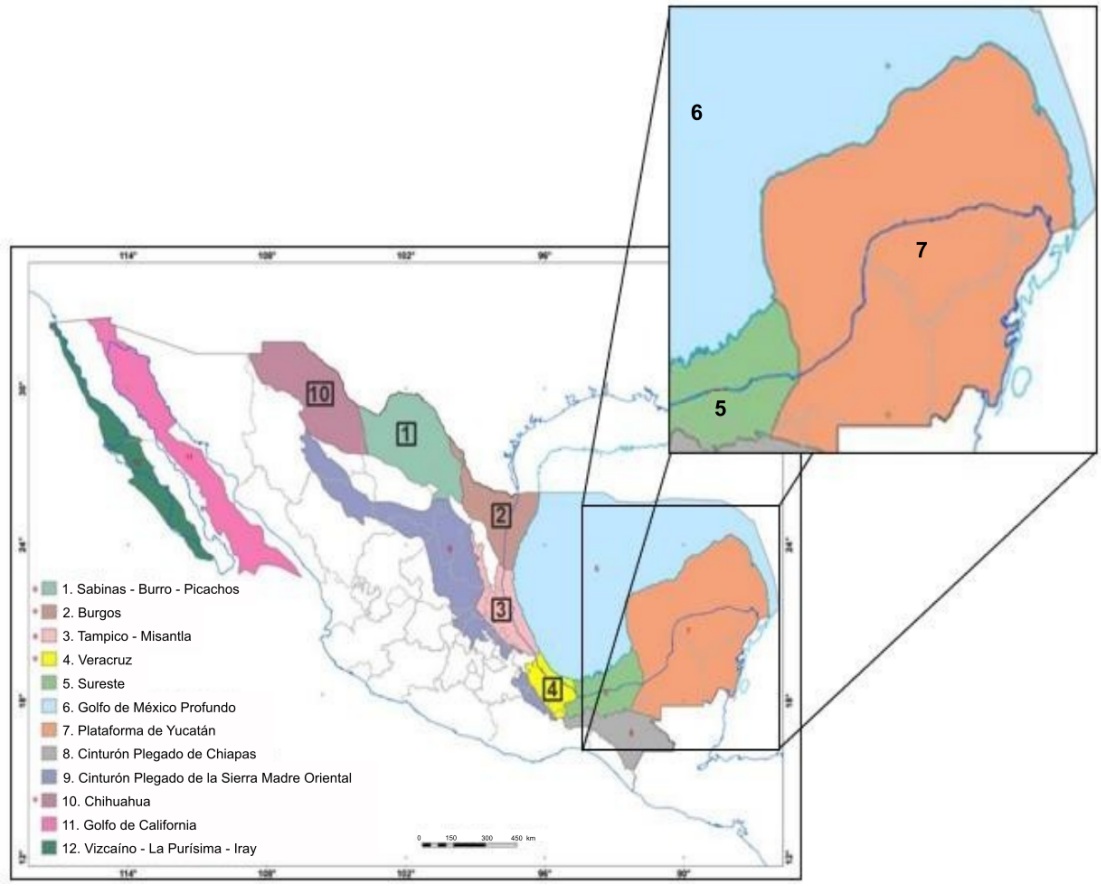


Figura 23.13. Provincias petroleras. (Modificado de Comisión Nacional de Hidrocarburos s.f.).

Las Provincias Petroleras son áreas donde ocurren cantidades comerciales de petróleo o en las que se ha identificado condiciones favorables para la acumulación de hidrocarburos, en la Provincia Petrolera Plataforma de Yucatán existen condiciones favorables para la acumulación de hidrocarburos en el subsuelo, clasificada como de potencial medio-bajo, sin embargo, no se ha determinado un valor de volumen original ni de reservas de hidrocarburos.

Actualmente no cuenta con campos petroleros activos, pero de acuerdo con la Base de Datos de Oportunidades Exploratorias (BDOE) al cuarto trimestre de

2013, se estima que sus recursos prospectivos tienen una media de 0.5 Millones de barriles de petróleo crudo equivalente.

El Sistema petrolero se clasifica como especulativo, ya que sólo dos pozos han cortado rocas carbonatadas y evaporíticas de la plataforma del Cretácico Inferior, la cuales se postulan como rocas generadoras con base en los resultados de análisis geoquímicos de algunas manifestaciones superficiales.

Es posible considerar la extensión de este sistema a las rocas del Cenomaniano-Albiano en el Cretácico Inferior-Superior, ya que ambas rocas cuentan con características similares.

Las oportunidades exploratorias se encuentran concentradas en el sureste del Golfo de México, alrededor del Área Natural Protegida Parque Nacional Arrecife Alacranes y cerca de otros sistemas arrecifales del Banco de Campeche. En el territorio continental no se registran oportunidades exploratorias. (Secretaría de Energía, 2016).

23.6.2 Minerales

En Yucatán, Campeche y Quintana Roo se extraen minerales no-metálicos como: calcita, dolomita, grava, agregados pétreos, arcilla, arena, azufre, yeso, sal y caliza.

De acuerdo con la Secretaría de Economía, Yucatán cuenta con 20 plantas para procesar sustancias no-metálicas, y 150 bancos de materiales registrados en la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, que producen arena, grava y gravilla; además una planta de calcinación y pulverización, donde se obtiene como producto cemento. Y cuatro plantas procesadoras de materiales pétreos; tres cerca de la ciudad de Cancún y una en las inmediaciones del poblado de Kantunilkín.

El área presenta un gran potencial de yeso, sobre todo dentro de la Formación Icaiché. De las muestras de yeso recolectadas y los resultados de los análisis químicos efectuados, este mineral si reúne las propiedades químicas para la elaboración del cemento. (Consejo de Recursos Minerales, 2004).

De acuerdo con los estudios realizados en el pozo Yaxcopoil 1, perforado en el 2002 se puede confirmar las teorías sobre la existencia en el cráter de Chicxulub, de litio el metal más demandado y caro del mundo, debido a que las muestras arrojaron concentraciones "abundantes de boro y litio". Sin embargó su extracción resultaría complicada debido a las grandes profundidades a las que se debe perforar.

23.6.3 Agua subterránea

Los karts tipo "holokarst" son los que se encuentran en la zona de la Península, y son aquellos donde toda el agua es drenada al subsuelo, (Ford *et al.*, 1988); esto es debido al alto nivel de fracturación de la roca superficial y la porosidad de las rocas subsuperficiales que se encuentran en Yucatán (Lesser y Weidie, 1988) así como la falta de arcillas y margas sobre la caliza. Este fenómeno permitió la generación de un gran acuífero (*el acuífero de Yucatán*), el cual es la única fuente de agua potable y está conformado por un lente de agua dulce flotando sobre agua salada (Marín, Pacheco y Méndez, 2004), con intrusión de agua de mar reportada en la zona sur del anillo de cenotes y hacia el nororiente de la sierra de Ticul (Perry *et al.*, 2009).

Considerado uno de los acuíferos más grandes del mundo, no solo para consumo humano y las diversas actividades que en ella se realizan, los ecosistemas y la biodiversidad son sistemas que también dependen de ella (Figura 23.14).

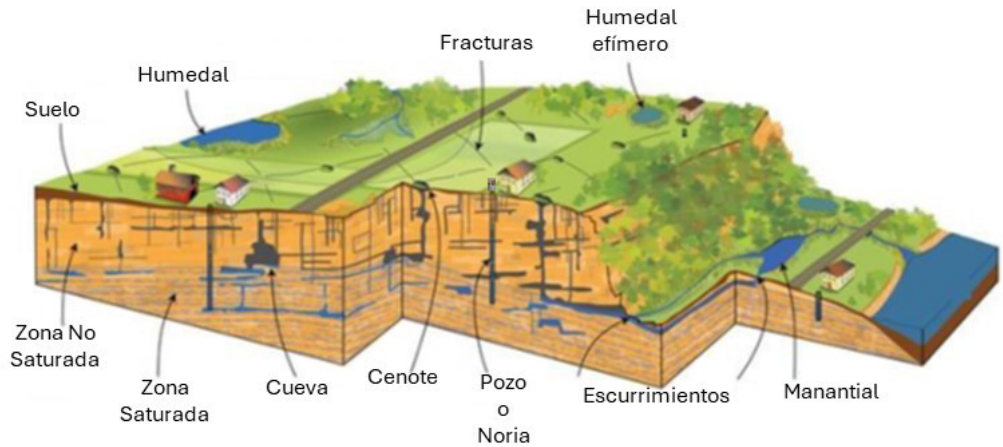


Figura 23.14. Esquema general del ciclo hidrológico. Modificado de Runkel *et al.* (2003)

El flujo del agua es subterráneo y de forma radial que va de sur a norte, hacia las zonas de costa. Una de las principales características de la hidrología de la Península es la presencia de cenotes, cuerpos de agua formados por disolución y colapso de la roca caliza. Se estima que existen aproximadamente entre 7,000 y 8,000 cenotes (Figura 23.15). El proceso de disolución también promueve la formación de depresiones circulares en la roca caliza dura, las cuales acumulan agua de lluvia, variando su tamaño de unos cuantos centímetros hasta varios metros.



Figura 23.15. Representación de un cenote. (Modificada de Guerra s.f.).

Por sus características hidro biogeoquímicas, los cenotes se clasifican como:

- Jóvenes o lóticos: Fácilmente se conectan con el acuífero a través de los túneles de las cuevas, el flujo del agua es horizontal y el tiempo de residencia del agua es corto.
- Viejos o lénticos: Cuentan con bloqueos en la conexión principal con el acuífero, debido a colapsos del techo o las paredes por lo que el intercambio con el agua subterránea es restringido y el flujo del agua es más lento.

En el sur donde los afloramientos son escasos y los suelos son más profundos, se forman las aguadas, también conocidas como ollas de agua, jagüeyes o aljibes,

las cuales son depresiones sobre suelos no permeables, donde se acumula el agua de escurrimiento superficial. Estas pueden ser naturales o construidas por el hombre.

También existen otras depresiones llamadas rejolladas, cenotes colapsados cuya base se encuentra sobre el nivel del manto freático, en las que el agua arrastra material superficial que se depositan en el fondo, pero el agua no se acumula; generando microambientes con suelos más profundos y húmedos, mayor humedad relativa y temperaturas más moderadas con respecto a las áreas circundantes. (Duch, 1991; Munro-Stasiuk *et al.*, 2014).

El acuífero está constituido por sedimentos calcáreos de origen marino, tiene un espesor de varios cientos de metros; sin embargo, sólo es aprovechable la porción que contiene agua dulce que alcanza apenas varias decenas de metros de la parte más somera del acuífero. La expresión superficial del acuífero es a través de "cenotes" y "dolinas", que son manifestaciones kársticas típicas.

El agua fluye a través de las fracturas y superficies de disolución, más que por su porosidad primaria que es casi nula. Se ha podido registrar la conectividad hidráulica a través de estas estructuras por decenas y centenas de kilómetros de longitud, en una red entrelazada de conductos subterráneos por los que circula el agua con una rapidez extraordinaria (Figura 23.16).

Los niveles del agua en el acuífero presentan oscilaciones diarias, estacionales y climáticas o de largo plazo, cuya magnitud es desde unos cuantos centímetros, atribuidas a los efectos de las recarga y descarga natural, en conjunto con los cambios de presión atmosférica, la evapotranspiración y hacia la costa, por la influencia de las mareas; sin embargo, en el contexto regional y sobre todo en el tiempo, no se han registrado tendencias progresivas descendentes. El agua dulce que sostiene la actividad de toda la península se encuentra en forma de un lente por encima del agua marina que se encuentra soportando al agua dulce, convirtiéndose este cuerpo dulce en un cuerpo de agua muy vulnerable, en caso de ser extraído de una manera poco cuidadosa. El espesor del lente de agua dulce oscila desde unos cuantos decímetros en la zona costera hasta alrededor de 50 [m] en las porciones de mayor espesor.



Figura 23.16. Mapa geológico y flujos conceptuales regionales de agua subterránea. Modificada de Bauer-Gottwein *et al.* (2011).

La importancia que tiene la Hidrogeología es mejorar el manejo del recurso hídrico, prevenir la contaminación del acuífero y evitar su abuso, existen diversos tipos de estudios hidrogeológicos para conocer las propiedades físicas y químicas del agua subterránea, la cual tiene un papel sumamente importante, pues el 30 % de agua dulce proviene de fuentes subterráneas.

Los acuíferos kársticos bien desarrollados según Werner (1996) tienen:

- Alto grado de heterogeneidad
- Porosidad baja conductividad hidráulica alta
- Velocidades de flujo altas
- Mineralización generalmente baja

Debido a que se tiene velocidad de flujo alta y porosidad como absorción baja, estos tipos de acuíferos son más propensos a contaminarse fácilmente.

La zona de la parte continental es caracterizada por ser de clima cálido subhúmedo, por lo que las precipitaciones son abundantes lo cual debido al suelo se tiene gran capacidad de infiltración y su reducida pendiente topográfica ayuda

a la recarga del acuífero. La descarga natural del acuífero consiste en la transpiración de la vegetación, la evaporación del agua subterránea de los cenotes y el flujo de agua subterránea a lo largo de la costa hacia el océano.

Este acuífero es el principal y más importante en todo el país, gracias a su calidad y cantidad de minerales, el acuífero es considerado poco profundo lo cual, aunque facilita la extracción de agua, sin embargo, se tiene una alta probabilidad de contaminarse.

Se cree que cuando el meteorito chocó en lo que hoy es la Península de Yucatán, por la fuerza del impacto se crearon grietas que facilitaron la disolución de las rocas, creando acumulaciones de agua que luego quedaron expuestos cuando los techos se erosionaron o colapsaron. También a esto se le atribuye que la zona tenga mayor cantidad de cenotes a nivel mundial. (Perry *et al.*, 1995).

Contaminación del acuífero

Los sistemas kársticos son muy frágiles y vulnerables por sus características hidrológicas (Day, 2010; LeGrand, 1973). El acuífero kárstico de Yucatán es un sistema de alta vulnerabilidad a la contaminación antropogénica, debido a la alta permeabilidad del lecho rocoso y al nivel freático somero, además de ser susceptible a la salinización debido a su interacción con el agua de mar, sin embargo, tiene un balance positivo, pues la cantidad de agua que se extrae no sobrepasa la recarga natural (CONAGUA, 2023). Los efectos de la extracción de agua son rápidamente dispersados, gracias a la alta conductividad hidráulica del acuífero. (González *et al.*, 2002); no obstante, la vulnerabilidad a la contaminación del acuífero es muy elevada, sobre todo en aquellas áreas donde el acuífero es muy superficial o los suelos son muy someros (Escolero *et al.*, 2002; González-Herrera *et al.*, 2022; Marín *et al.*, 2004). Los suelos son un primer filtro para los contaminantes que se infiltran con la lluvia, teniendo cada tipo de suelo (dependiendo de sus características) diferentes capacidades de retención de contaminantes (Aguilar *et al.*, 2011). Los principales contaminantes del acuífero provienen de la porcicultura, la avicultura, así como la nixtamalización del maíz, los residuos de fertilizantes y los pesticidas, los tiraderos a cielo abierto y

las fosas sépticas (Batllori, 2016). Rendón (2016) encontró ocho diferentes plaguicidas organoclorados en el agua de cenotes de Yucatán, incluyendo Dicloro Difenil Tricloroetano (DDT), un plaguicida que se supone no se usa desde los años setenta, por lo que se presume que puede ser residual. Debido a que el acuífero es de tipo libre, cuyo flujo va hacia la costa y Golfo de México (Villasuso y Ramos, 2000). Es importante realizar un manejo adecuado de fertilizantes y plaguicidas en el interior del estado para evitar la contaminación de los ecosistemas costeros y el Golfo de México.

El anillo de Cenotes

A partir de los 80´s, la Península de Yucatán, ha recibido especial interés en la comunidad científica, especialmente donde se encuentra una estructura de impacto, causando la extinción de la frontera Cretácico-Terciario (K/T).

La estructura denominada Chicxulub, se formó a partir de un fenómeno geológico peculiar, al centro de la plataforma carbonatada, caracterizada por su carencia de plegamientos y por constituirse de rocas formadas en ambientes someros de sedimentación.

La cuenca Chicxulub, se ubica dentro de la Plataforma de Yucatán, como producto de la evolución tectónica del Golfo de México, formada por un impacto de meteorito ocurrido en el límite entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno (66.5 Ma), el material eyectado por el impacto, depósito una brecha dentro de las secuencias carbonatadas que se extiende en el sur del Golfo, con espesores de hasta 700 [m].

Las características topográficas y geofísicas de la estructura profunda del impacto del cráter, se refleja en superficie a través de un arco alineado de cenotes, formando el denominado “Anillos de Cenotes”.

El análisis de muestras recuperadas de la perforación de diversos pozos, algunos para investigación del potencial petrolero y otras por el interés en el estudio del cráter, definen a las rocas de la zona como originadas por el impacto y por procesos sedimentarios.

De acuerdo con las teorías el impacto fue el principio de la extinción de los dinosaurios. El cráter está enterrado bajo más de 1,000 [m] de roca caliza y está compuesto principalmente de carbonato de calcio, con una pequeña cantidad de sulfato de calcio, su diámetro es de aproximadamente 180 [km]. El impacto es comparable al de mil millones de bombas atómicas.

El anillo de Cenotes Chicxulub (Figura 23.17), es una red de 900 cenotes aproximadamente distribuidos en 27 municipios, esta zona está decretada como área natural protegida con categoría de Reserva Estatal el 19 de octubre de 2013, con una superficie de 219,207.83 hectáreas denominada Reserva Estatal Geohidrológica Anillo de Cenotes.

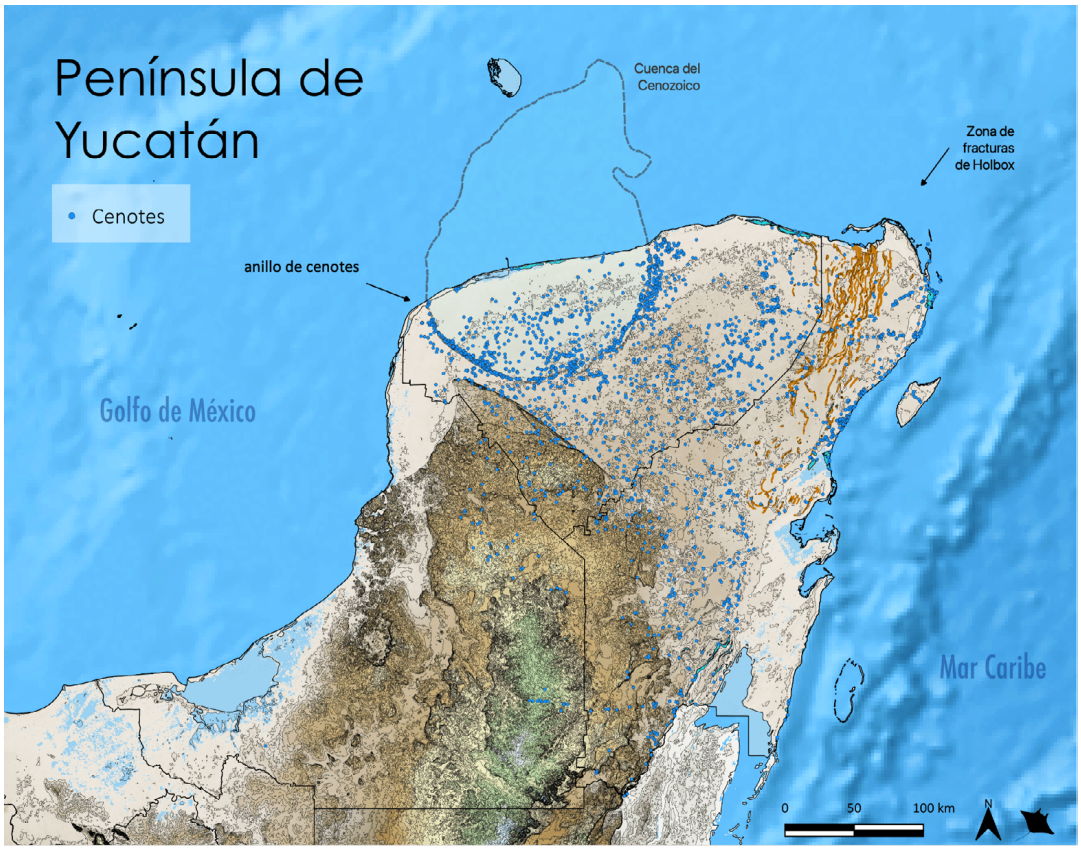


Figura 23.17. Anillo de Cenotes. Tomado de Monroy-Ríos (2015).

23.6.4 Modelo Hidrogeológico

Las características del régimen hidrogeológico de la Península son la reducida carga hidráulica y el bajo gradiente hidráulico; principalmente en la planicie kárstica en donde se emplaza el acuífero, esto es debido a la alta permeabilidad del material calcáreo que conforma el subsuelo. Las unidades hidrogeológicas de interés, desde el punto de vista de la calidad del agua, son las que pertenecen a la Formación Carrillo Puerto.

El abastecimiento de agua en la Península de Yucatán es un problema grave, a pesar de que caen lluvias más o menos abundantes a lo largo de cuatro meses, el periodo de sequía es severo y puede prolongarse hasta seis meses. En la geología calcárea, el agua difícilmente se conserva en la superficie. Por lo que los cenotes seguirán siendo fuente primordial de agua (Figura 23.18).

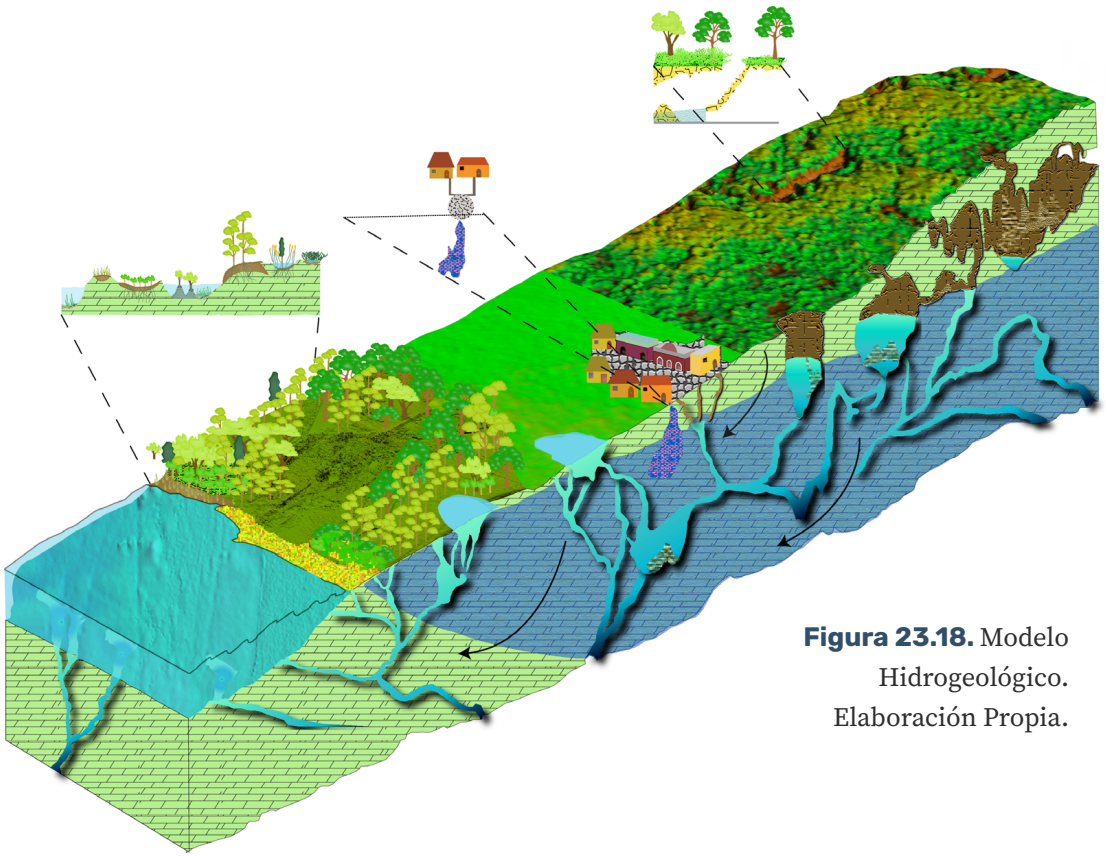


Figura 23.18. Modelo Hidrogeológico. Elaboración Propia.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

23.7 Conclusiones

La Plataforma de Yucatán es una de las plataformas carbonatadas clasificada como no bordeada, más grande del mundo, caracterizada por ser una superficie sensiblemente plana. Su principal rasgo distintivo es la presencia hacia el norte de cenotes, dolinas, conductos de disolución, así como cavernas y extensos sistemas de cuevas, resultado de la acción de disolución del agua sobre la roca. A través de millones de años ha sufrido grandes modificaciones debido principalmente a cambios climáticos. Hace unos 20,000 años, período de la última glaciación, el nivel del mar se encontraba 120 [m] por debajo de su nivel actual y los cenotes y cuevas se encontraban secos, en la actualidad inundadas debido al gradual aumento del nivel del mar.

Aunque la zona se encuentra circundada por actividad tectónica, es poca la deformación que ha sufrido, sin embargo, es posible apreciar vestigios de movimientos compresivos y distensivos. Los movimientos verticales son principalmente isostáticos, lo que ha generado procesos de transgresión y regresión.

El Basamento corresponde a la era Paleozoica, a 3,200 [m] en donde se encontró una riolita del Silúrico y un posible evento metamórfico del Misisípico. Sobreyaciendo al basamento se encuentran capas rojas, formadas por limolitas y areniscas. A 3,140 [m] se observa una transgresión de caliza dolomítica del Triásico. Se consideran las capas rojas como rocas continentales Cretácico-Jurásicas sin ningún miembro marino. En la porción sur, afloran unidades de rocas carbonatadas y depósitos recientes, que representan al Paleoceno y al Reciente. Se reconoce una secuencia calcárea, con escasas intercalaciones arcillosas en su parte inferior que corresponde a las formaciones Icaiché y Chichén Itzá. Se le asigna una edad Paleoceno-Eoceno, a un grupo de rocas que no aportan fósiles identificables, se trata de calizas compactas marinas micro a macrocristalinas, afloran en la Sierra de Ticul, con un espesor aproximado de 350 [m]. Su relación estratigráfica con las Formaciones Icaiche y Chichén-Itzá sugiere que al menos parte de la roca caliza tiene la misma edad que ellas y representa sus etapas laterales.

A la Formación Icaiché, se le asignó una edad Paleoceno. Para la Formación Chichén-Itzá la mayor parte de los afloramientos, proporcionan una microfauna

del Eoceno Medio, se puede dividir en tres miembros: Xbacal, Pisté del Eoceno Medio y Chumbec del Eoceno Superior. Para el Mioceno Superior, la Formación Bacalar, se observa sobre la carretera No. 307, en los alrededores del poblado de Bacalar y a lo largo de la laguna del mismo nombre, formando un franja noreste-suroeste. La Formación Estero Franco se encuentra aflorando sobre el margen occidental del río Hondo, comprendida entre el Mioceno Superior y el Pleistoceno. La Formación Carrillo Puerto, se considera Mioceno Superior debido a la semejanza con la fauna encontrada en la cuenca Salina del Istmo. Se considera la formación más importante debido a su extensión y a la poca profundidad a la que se puede encontrar agua subterránea. Los depósitos palustres, teniendo poca distribución. Los lacustres se localizan en el margen derecho de la laguna de Bacalar como una franja alargada con dirección NE-SW. Así mismo afloran en la parte norte y oeste de la Bahía de Chetumal. Los depósitos aluviales son depositados en las partes bajas donde se forman suelos muy fértiles. Los Depósito de litoral están formados por sedimentos no consolidados constituidos por granos de arenas, líticos retrabajados en tamaños que varían de arena fina a gruesa, algunas gravas y fragmentos de conchas.

La historia geológica de la Plataforma de Yucatán está ligada a la apertura del Golfo de México que inició en el Triásico Superior, con la ruptura del supercontinente Pangea, en el margen sur de la placa de Norteamérica, evento que continuó durante el Jurásico Inferior y Medio. Durante el Kimmeridgiano el Bloque Yucatán se desplazó hacia el SE a través de un sistema de fallas dextrales que separaban las plataformas de Yucatán y Florida, generando la invasión de aguas marinas que acumularon paquetes de carbonatos en condiciones someras y de alta energía mientras que en el Tithoniano se depositan carbonatos arcillosos, en el Cretácico Inferior en aguas más o menos profundas se depositaron paquetes de carbonatos. Entre el Cretácico Medio y Superior se manifiesta una quietud tectónica aunada a una gran trasgresión marina que permitió el depósito de potentes espesores de carbonatos de plataforma. Desde el Paleógeno al Reciente, las condiciones de depósito han variado entre plataforma somera hasta evaporíticas restringidas, debido a oscilaciones del nivel del mar. Entre el Pleistoceno y el Holoceno se ha desarrollado una transgresión que ha provocado el depósito de sedimentos en zona de pantanos, litorales y lagunas.

Al noroeste del Parque Nacional de Arrecife Alacranes se tiene un alto potencial de reservas de hidrocarburos, según los trabajos de prospección sísmica realizados en la zona.

En los terrenos de la Península se extraen principalmente minerales no metálicos, como arcilla, arena, caliza, grava, sal, yeso y agregados pétreos, utilizados para la construcción, revestimiento de caminos, así como fabricación de cemento y cal viva e hidratada.

El acuífero es la principal fuente de agua para todas las actividades humanas, el suelo kárstico lo hace muy vulnerable a la contaminación, debido a su alta permeabilidad. El flujo natural del agua es de sureste a noroeste, pero a su paso entra en contacto con la zona central del anillo de cenotes, dividiéndose en dos corrientes, favoreciendo el flujo hacia el oeste. Los flujos de estas corrientes desembocan finalmente en Celestún y en Dzilam de Bravo, respectivamente.

El Anillo de Cenotes es un sistema hidrológico único en el mundo, producto del impacto de un gran meteoro que al fracturar las capas superficiales de la corteza terrestre propició esta alineación anular de afloramientos del manto freático. El anillo de cenotes conforma una red cavernosa muy compleja, que actúa como vertedero y línea de conducción de grandes flujos de agua.

23.8 Autoevaluación

Instrucciones: Lea cuidadosamente cada uno de los cuestionamientos siguientes y subraya la respuesta correcta.

1. La Plataforma de Yucatán está conformada por dos porciones, ¿cuáles son?

   a) Endokársticas y exokársticas
   b) Marina y continental
   c) Media altura y marina
   d) Ninguna de las anteriores

2. ¿De dónde proviene el enriquecimiento de carbonato de calcio ($CaCO_3$), que contienen los sedimentos, que conforman a la Plataforma de Yucatán?

   a) De minerales como la calcita y aragonito
   b) Cambios glacioeustáticos del nivel del mar
   c) Restos orgánicos
   d) Materiales erosionados del continente

3. La historia geológica de la plataforma de Yucatán, está ligada a un gran evento geológico, ¿cuál es?

   a) La apertura del Golfo de México
   b) Disgregación de la Pangea
   c) Sedimentación marina calcárea
   d) Colisión del arco de islas de las Grandes Antillas

4. ¿Cuál fue el proceso que causó la separación de las plataformas de Yucatán y Florida?

   a) Formación de diapiros
   b) Movimiento convergente de norte y Sudamérica
   c) Invasión de aguas marinas
   d) Sistema de fallas dextrales

5. ¿Cuál fue el fenómeno que permitió el depósito de un potente espesor de carbonatos de plataforma, en casi todo México?

   a) Abundancia de materia orgánica
   b) Cambio climático
   c) Impacto del meteorito
   d) Quietud tectónica aunada a una gran transgresión marina

6. ¿A qué se debe las variaciones de las condiciones de depósito entre plataforma somera hasta evaporíticas restringidas?

   a) Fenómenos hidrometeorológicos
   b) Desplazamiento hacia el SE del bloque de Yucatán
   c) Oscilaciones del nivel del mar
   d) Evolución a partir de una etapa de rift

7. ¿Por qué la ausencia de corrientes superficiales en la plataforma de Yucatán?

   a) Baja precipitación
   b) Alta tasa de evaporación
   c) Por el excesivo consumo humano
   d) Disolución de las rocas

8. ¿Cómo se define una plataforma?

   a) Porción sumergida de los bloques
   b) Estructura en que las capas continentales sedimentarias tienen una ligera pendiente
   c) Se extiende desde el límite de la bajamar hasta el talud continental
   d) Todas las anteriores

9. ¿En qué regiones presenta un mejor desarrollo mejor el paisaje kárstico?

   a) Polares
   b) Con lluvias intensas
   c) Tropicales o templadas húmedas
   d) Ocurrencia de fenómenos hidrometeorológicos extremos

10. ¿Qué porcentaje de $CaCO_3$ es necesario que la secuencia sedimentaria contenga para que se desarrolle un paisaje kárstico?

    a) 50
    b) 100
    c) 25
    d) 70

11. La plataforma de Yucatán se considera una plataforma calcárea compuesta primordialmente por roca caliza que contiene altos porcentajes de $CaCO_3$ y porcentajes pequeños, ¿de qué óxidos?

    a) Sílice, aluminio y fierro
    b) Azufre y manganeso
    c) Nitrógeno y zinc
    d) Plomo y de carbono

12. ¿Cuáles son los rasgos característicos en una morfología kárstica?

    a) Lomeríos, dolinas y cenotes
    b) Pozos verticales y manantiales
    c) Sistemas subterráneos de drenajes y cuevas
    d) Todos los anteriores

13. ¿Cuáles son las principales características de una roca caliza?

a) Alta permeabilidad y bajo gradiente hidráulico
b) No almacena agua en el subsuelo
c) No permite la infiltración de agua de lluvia
d) Ninguna de las anteriores

14. ¿Cómo se define una haloclina?

a) Contacto entre una masa de agua dulce y una marina
b) Lente de agua salada que flotasobre una masa de agua dulce
c) Red de conductos, cuevas y cavernas
d) zona miscible de agua dulce y salada

15. ¿Cuál es el límite de las plataformas carbonatadas?

a) La costa y el talud continental
b) No existe un límite definido
c) Pleamar y el talud continental
d) Bajamar y la zona arrecifal

16. ¿Cómo se clasifica a la plataforma de Yucatán?

a) Carbonatada aislada
b) Rampa homoclinal
c) Carbonatada bordeada
d) Carbonatada no bordeada

17. ¿Qué edad tienen las rocas que afloran de manera casi horizontal con algunos pliegues suaves en estratos en la Península de Yucatán?

a) Oligoceno-Mioceno
b) Eoceno- Oligoceno
c) Paleógeno-Neógeno
d) Cretácico-Paleógeno

18. ¿Qué proceso químico provoca la disolución del carbonato de calcio?

a) Disminución de la profundidad
b) Disminución de la saturación de CO_2
c) Cuando el pH del agua marina disminuye
d) Cambio en la presión

19. ¿Hace cuantos millones de años ocurrió el impacto del meteorito que originó el cráter de Chicxulub sobre la Península de Yucatán?

a) 65 Ma
b) 72.1 Ma
c) 61.6 Ma
d) 56 Ma

20. ¿Cuál es la característica de un holokarst?

a) Formación de estalactitas y estalagmitas
b) Toda el agua es drenada al subsuelo
c) Bajo nivel de fracturación de la roca
d) Baja porosidad de la roca

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	c)	11.	a)	16.	d)
2.	c)	7.	d)	12.	d)	17.	c)
3.	a)	8.	d)	13.	a)	18.	c)
4.	d)	9.	c)	14.	a)	19.	a)
5.	d)	10.	d)	15.	b)	20.	b)

23.9 Bibliografía

Aguilar, Y., Bautista, F., & Díaz-Pereira, E. (2011). Soils as natural reactors for swine wastewater treatment. *Tropical and subtropical agroecosystems, 13*(2), 199-210.

Álvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S.V., Claeys, P., Kastner, M., Hildebrand, A. R. (1992). Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A estudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540. Geology, 20, 697-700.

Anderson, E. M., 1951, The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain: Oliver & Boyd, Edinburgh, 206 p.

Arche-Miralles, A. (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria.* Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Arenas, V. y Hernández, J.L. (2000). Fauna carcinológica de México. Crustáceos estomatópodos y decápodos del Golfo de México. Río Bravo, Tamaulipas a Cabo Catoche, Q. Roo. UNAM. ICMyL. Informe final SNIB-CONABIO. Proyecto No. H022. México. D.F.

Batllori-Sampedro, E., González-Piedra, J. I., Díaz-Sosa, J., y Febles-Patrón, J. L. (2016). Caracterización hidrológica de la región costera noroccidental del estado de Yucatán, México. Investigaciones Geográficas, *Boletín del Instituto de Geografía*, UNAM, 59, 74-92.

Bauer, G., Peter & Gondwe, Bibi & Charvet, Guillaume & Marín, Luis & Rebolledo-Vieyra, Mario. (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. Hydrogeology Journal. 19. 507-524. 10.1007/s10040-010-0699-5. Beddows, PA , Blanchon, P., Escobar, E. y Torres-Talamante, O. (2007). Los cenotes de la península de Yucatán. *Arqueología Mexicana,* 16 , 32-35.

Blair, T. C., 1990, Jurassic-Cretaceous Regional Stratigraphy, Sedimentary Facies, and Petroleum Geology based on 32 wells, Chiapas Foldbelt and Yucatan Peninsula Mexico. Petróleos Mexicanos, Inédito.

Blakey, R. C. (2008). *Resolviendo la edad de hielo del Paleozoico Tardío en el tiempo y el espacio: Paleogeografía de Gondwana desde el ensamblaje hasta la desintegración: una odisea de 500 años.* José Luis A. Campos; Tracy D. Frank; Juan L. Isbell. Sociedad Geológica de América. https://doi.org/10.1130/2008.2441(01).

Buffler, R.T., Sawyer, D.S. (1985). Distribución de la corteza e historia temprana de la cuenca del Golfo de México, Trans. *Gulf Coast Association. Geoogical. Society, 35,* 333–344.

Butterlin J. (1958). Reconocimiento geológico preliminar del Territorio de Quinta Roo. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, México, 10* (9-10), 531-570.

Butterlin, J. y Bonet, F. (1960). Información básica para la interpretación geohidrológica de la Península de Yucatán. Secretaría de Recursos Hidráulicos. México, D.F.

Bonet, F., Butterlin, J., (1959), Reconocimiento Geológico de la Península de Yucatán, Enciclopedia Yucatanense, Tomo X, Gobierno del estado de Yucatán, Mérida, Yucatán, 9-28.

Bonet, F., & Butterlin, J. (1977). Reconocimiento Geológico de la Península de Yucatán. En Enciclopedia Yucatenense. Gobierno del Estado de Yucatán. México, D.F.

Caballero Miranda, C. I. (2019). Cuencas Sedimentarias. Recuperado 12 de enero de 2024, de https://usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/CT-SeEs/65CuencasSedimentariasX2.pdf

Canales, G. I. (2013). Interpretación estructural y estratigráfica en perfiles sísmicos de reflexión del cráter de Chicxulub. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.

Comisión Nacional de Hidrocarburos. s.f. Atlas Geológico Recursos no convencionales (Lutita Gas/Aceite). Gobierno de la República. México

Comisión Nacional del Agua (2023). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero península de Yucatán (3105), estado de Yucatán.

Consejo de Recursos Minerales. (2004). Carta Geológico-Minera Chetumal E16-4-7, escala 1:250,000.

Day, M. (2010). Challenges to sustainability in the Caribbean karst. Geologia *Croatica, 63*(2), 149-154. https://doi.org/10.4154/gc.2010.12.

Durán, R. y Méndez, M. (Eds). (2010). Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán. CICY, PPD-FMAM, CONABIO, SEDUMA.

Escolero, O. A., Marín, L. E., Steinich, B. & Pacheco J. (2000). Delimitation of hydrogeological reserve for a city within a karstic aquifer: the Merida, Yucatan example. Landscape and Urban Planning, 51, 53-63.

Escolero, O. A., Marín, L. E., Steinich, B., Pacheco, A. J., Cabrera, S. A., & Alcocer, J. (2002). Development of a protection strategy of karst limestone aquifers: the Merida Yucatan, Mexico case

study. *Water Resources Management, 16* (5), 351-367. doi: https://doi.org/10.1023/A:1021967909293

Estrada-Medina, H., Jiménez Osornio, J. J., Álvarez Rivera, O., y Barrientos Medina, R. C. (2019). El karst de Yucatán: su origen, morfología y biología. Acta Universitaria. *Multidisciplinary Scientific Journal, 29.* https://doi.org/10.15174/au.2019.2292.

Flores, G. (1952). Geology of Northern British Honduras. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists, 36* (2), 404-408.

Folk, R. L. & Robles, R. (1964). Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef Complex, Yucatan. *Journal of Geology 72* (3): 255-92. https://doi.org/10.1086/626986

Flügel, E. (2010). Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer-Verlag.

Ford, D., Williams, P., & White, W. (1988). The Geology of North America: Landform development. *Hydrogeology, Geological Society of America. 0-2,* 576.

García, G. y Graniel C., (2010), Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán, en Durán, G. R., Méndez, G. M., (eds.), Cicy, PPD-FMAM, Conabio, Seduma, Mérida, Yucatán, 496 p.

Ginsburg, R.N., & James, N.P. (1974). The Geology of Continental Margins: Holocene Carbonate Sediments of Continental Shelves. Springer Sciense+Business Media, LLC.

González-Herrera, R., Sánchez-y-Pinto, I., & Gamboa-Vargas, J. (2002). Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal, 10* (5), 539-552. https://doi.org/10.1007/s10040-002-0216-6.

Guerra A. (s.f.) Biodiversidad y Ecología de las faunas de cenotes de Yucatán. UMDI-Sisal, UNAM

Grajales Nishimura, J. M., Cedillo Pardo, E., Rosales Domínguez, C., Morán Zenteno, D. J., Álvarez, W., Claeys, P., Ruíz Morales, J., García Hernández, J., Padilla Ávila, P., & Sánchez Ríos, A. (2000). Chicxulub Impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields: Reply. *Geology, 28*(4), 307-310. https://doi.org/10.1130/0091-7613

Herzka, S., Zaragoza, R. A., Peters, E. M., & Hernández Cárdenas, G. (2020). *Atlas de Línea Base Ambiental del Golfo de México: Tomo IV. Hidrocarburos* (Árcega Cabrera, F.E. y Dótor Almazán, A.). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (2002). *Estudio Hidrológico del estado de Yucatán.* Gobierno del estado de Yucatán.

Isphording, W.C. (1975). The physical Geology of Yucatán. Transactions. Gulf Coast. *Association of Geological Societier, 25,* 231-262.

Legrand, H. E. (1973). Hydrological and ecological problems of karst regions: Hydrological actions on limestone regions cause distinctive ecological problems. *Science, 179*(4076), 859-864. https://doi.org/10.1126/science.179.4076.859.

Lesser, J. (1976). *Estudio Hidrogeológico e Hidrogeoquímico de la península de Yucatán.* Secretaria de Recursos Hidráulicos. Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas.

Lesser, J. M., & Weidie, A. E. (1988). Region 25, Yucatan Peninsula, Hydrogeology. *The Geological Society of North America, 2,* 237-241. https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-O2.

Logan, B. W., Harding, J. L., Aur, W. M., Williams, J.D. & Sneat R.G. (1969). Carbonate sediments on reefs, Yucatan shelf, Mexico. Part I. Late Quaternary sediments. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol. 11: 1–128.

López Ramos, E. (1973). Estudio geológico de la Península de Yucatán. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 25* (1-3), 23-76.

López Ramos, E. (1975). Estudio Geológico de la Península de Yucatán. En: *Enciclopedia Yucatanense. Gobierno del Estado de Yucatán,* México.

Marín, L. E., Pacheco, J. G., & Méndez, R. R. (2004). Hidrogeología de la Península de Yucatán. En: Jiménez, B. & Marín, L. (Eds.). El agua en México vista desde la academia. México: Academia Mexicana de Ciencias.

Meneses, de Gyves, J., 1980, Geología de la Sonda de Campeche; *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín,* 32. 1-26.

Monroy Ríos, E. (2015. El anillo de cenotes. https://sites.northwestern.edu/monroyrios/entradas-en-espanol/anillo-de-cenotes/.

Munro-Stasiuk, M. J., Kam Manahan, T., Stockyon, T., & Ardren, T. (2014). Spatial and physical characteristics of rejolladas in Northern Yucatán, México: implications for ancient Maya agriculture and settlement patterns. *Geoarchaeology: An International Journal, 29,* 156-172. https://doi.org/10.1002/gea.21468

Petróleos Mexicanos (2013) Provincia petrolera Plataforma de Yucatán.

Perry, E., Marín, L., McClain, J., & Velázquez, G. (1995). Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: Its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology, 23* (1), 17-20.

Perry, E., Paytan, A., Pedersen, B., & Velázquez-Oliman, G. (2009). Groundwater geochemistry of

the Yucatan Peninsula, Mexico: Constraints on stratigraphy and hydrogeology. *Journal Of Hydrology, 367,* 27-40. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.026.

Pindell, J., & Kennan, L. (2001). *Sistemas petroleros de cuencas de aguas profundas: experiencia mundial y del Golfo de México: Evolución cinemática del Golfo de México y el Caribe.* Sociedad for Sedimentary Geology. https://doi.org/10.5724/gcs.01.21.0193 .

Read, J.F. (1982). Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: Types, characteristics and evolution: *Tectonophysics, 81,* 195-212

Rendón, J. (2016). *Contaminación de cenotes con plaguicidas en la Península de Yucatán.* Instituto de Ecología, Pesquerías y Oceanografía del Golfo de México. Universidad Autónoma de Campeche.

Runkel, A., Tipping, R. G., Alexander Jr., E. C., & Green, J. A. (2003). Hydrogeology of the Paleozoic Bedrock in Southeastern Minnesota. *Minnesota Geological Survey.*

Salvador, A. (1991). The Geology of North America, The Gulf of México Basin. *The Geological Society of America.* https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-J

Scheffers, A. M., May, S. M., & Kelletat, D. H. (2015). *Landforms of the World with Google Earth. Understanding our Environment: Understanding our Environment Karst Landscapes: Topographies Sculptured by Dissolution of Rock.* Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9713-9

Secretaría de Energía. (2016). Dictamen Técnico No. 3. Plataforma de Yucatán y Caribe Mexicano. Subsecretaría de Hidrocarburos. Unidad de Políticas de Exploración y Extracción de Hidrocarburos.

Servicio Geológico Mexicano (2007). Carta Geológico Minera, Yucatán, Campeche y Quintana Roo, escala 1:500,000.

Vargas, P. E. (2011). Análisis de la secuencia terciaria en el cráter de Chicxulub, Yucatán a partir de núcleos del pozo Yaxcopoil -1. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.

Velázquez, L. (1986). Aplicación de principios geoquímicos en la hidrología kárstica de la Península de Yucatán. *Ingeniería Hidráulica en México 1,* 21–29.

Vera, M. y Torres, V. (1987). Diagénesis de carbonatos. Ciudad de México: División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería.

Vicedo, V., Berlanga, J. A. & Serra-Kiel, J. (2014).- Paleocene larger foraminifera from the Yucatán Peninsula (SE Mexico).- *Carnets de Géologie* [Notebooks on Geology], Brest, 14 (4), 41-68.

Villasuso, M., & Ramos, R. M. (2000). A conceptual model of the aquifer of the Yucatan Peninsula, Research report-international institute for applied systems analysis. En: W. Lutz, L. Prieto, & W. Sanderson (Eds.). *Population, Development and Environment on the Yucatán Peninsula: From ancient maya to 2030.* Laxenburg, Austria: International Institute for Applied Systems Analysis.

Viniegra, O. F. (1979). Great carbonate bank of Yucatán, southern México. *Journal Of Petroleum Geology, 3*(3), 247-278. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1981.tb00930.x

Viniegra O., F., (1981). El gran banco calcáreo yucateco. *Revista Ingeniería 1,* 20-44

Weidie, A. E. (1985). Geology of Yucatán platform. In: Ward, W.C., Weidie, A. E. & W. Back. Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula. New Orleans Geological Society, New Orleans, Louisiana, U.S.A.

Werner, J. (1996). *Introducción a la Hidrogeología.* Universidad Autónoma de Nuevo León.

24 Cuencas del sector Norte del Golfo de California

Aurelio España Pinto, Leticia Sánchez Guillén y Rodrigo Reygadas Reygadas

Sumario

24.1. Resumen
24.2. Abstract
24.3. Introducción
24.4. Ubicación
24.5. El Golfo de California
24.6. Estado del arte
- 24.6.1. Origen del Golfo de California
- 24.6.2. Evolución y apertura del Golfo de California
- 24.6.3. Cuencas del Golfo de California, sector Norte
- 24.6.4. Morfología del fondo marino
- 24.6.5. Aspectos geológicos regionales
- 24.6.6. Estratigrafía en el Golfo de California
- 24.6.7. Sedimentología
- 24.6.8. Geología estructural
- 24.6.9. Características principales del Golfo de California

24.7. Propuesta de modelo de cuenca
- 24.7.1. Características de las cuencas pull-apart
- 24.7.2. Estructuras en flor

24.8. Consideraciones económicas
24.9. Conclusiones
24.10. Autoevaluación
24.11. Bibliografía

24.1 Resumen

Durante el proceso de extensión y desplazamiento de fallas laterales entre las placas norteamericana y Pacífica del Mioceno al Reciente, a partir de un proceso de *rift* oblicuo, se formó la cuenca regional del Golfo de California y varias subcuencas de tipo *pull-apart*; las últimas se caracterizan por una evolución geológica diferenciada, reflejada en magnitudes, subsidencia, espesor de sedimentos y condiciones térmicas.

A partir de la consulta e integración de diferentes trabajos, se describe el origen del Golfo de California, su evolución geológica, los procesos asociados a extensión oblicua con la formación de subcuencas *pull-apart* del sector Norte, correspondientes con Altar, Wagner, Consag, Delfin Superior y Adair Tepoca. Para su estudio se tomó como base las clasificaciones de Klein (1991) y Mann (2001), por lo que de acuerdo con sus geoformas y nivel de evolución corresponden con cuencas *pull-apart* romboidales, con corteza transicional, formadas a partir de translación, extensión y subsidencia termal en zonas de transtensión. Se describen las principales estructuras geológicas, las columnas estratigráficas y se propone un modelo geológico estructural generalizado que abarca del Mioceno al Reciente.

Palabras clave: Golfo de California, margen transformante, *rift* oblicuo, transtensión, cuenca *pull-apart*.

24.2 Abstract

During the process of extension and displacement of lateral faults between the North American and Pacific plates from the Miocene to the Recent, resulting from an oblique rift process, the Gulf of California regional basin and the pull-apart sub-basins were formed. The latter are characterized by distinct geological evolution, reflected in magnitude, subsidence, sediment thickness, and thermal conditions.

Based on the consultation and integration of different works, the origin of the Gulf of California, its geological evolution, the processes associated with oblique

extension with the formation of the *pull-apart* sub-basins of the northern sector, corresponding to: Altar, Wagner, Consag, Upper Delfin and Adair Tepoca. The classification of Klein (1991) and Mann (2001) was used as a basis for the study, so that according to their geoforms and level of evolution they correspond to rhomboidal pull-apart basins, with transitional crust, formed from translation, extension and thermal subsidence in transtension zones. The main geological structures and stratigraphic columns are described, and a generalized structural geological model is proposed that covers the Miocene to the Recent

Keywords: Gulf of California, transform margin, oblique rift, seismic interpretation, pull-apart basins.

24.3 Introducción

La complejidad geológica relacionada a tectónica de límites de apertura oceánica (*rift*) y fallas transformantes con desplazamiento en la Península y Golfo de California (GC), representan un reto para los investigadores, geocientíficos y para la industria relacionada con los recursos naturales del subsuelo.

La estructura del *rift* del norte del GC muestra variaciones estratigráficas y estructurales fallas laterales ligadas por zonas de deformación por transtensión), donde se desarrollaron y siguen formándose cuencas *pull-apart*, con relleno sedimentario procedente de varias fuentes de aporte y espesores acumulados sobre la corteza continental y transicional (Phillips, 1964; Persaud *et al.*, 2003; González-Fernández *et al.*, 2005) que en los depocentros de algunas de ellas sobrepasan los 10 km de espesor.

Petróleos Mexicanos, Exploración y Producción (PEP, 2010), considera que el Protogolfo inició su apertura a partir del Mioceno medio, la existencia durante el Mioceno tardío de una cuenca de condiciones marinas en el norte del GC incluyendo el Canal Salton y la separación topográfica del canal por la construcción del delta del Río Colorado a finales del Pleistoceno evidencian el inicio del desarrollo de la cuenca.

De acuerdo con Aragón-Arreola (2006) las fallas y cuencas del Golfo de California sector Norte definen dos márgenes paralelos, el margen este (inactivo) y un incipiente margen de deriva. El margen oeste acomoda la deformación transtensiva originando depresiones topográficas que se convierten en cuencas sedimentarias tipo *pull-apart*. El mismo autor considera que la migración de la deformación formó un alto estructural de basamento constituyendo el límite entre las cuencas inactivas y activas, señala que el basamento en la margen central oeste está pobremente definido, esboza una amplia depresión delimitada por las fallas de Cerro Prieto y Canal de Ballenas; esta depresión se subdivide en las cuencas Altar, Wagner, Consag, Delfín Superior e Inferior orientadas NW-SE y N-S.

24.4 Ubicación

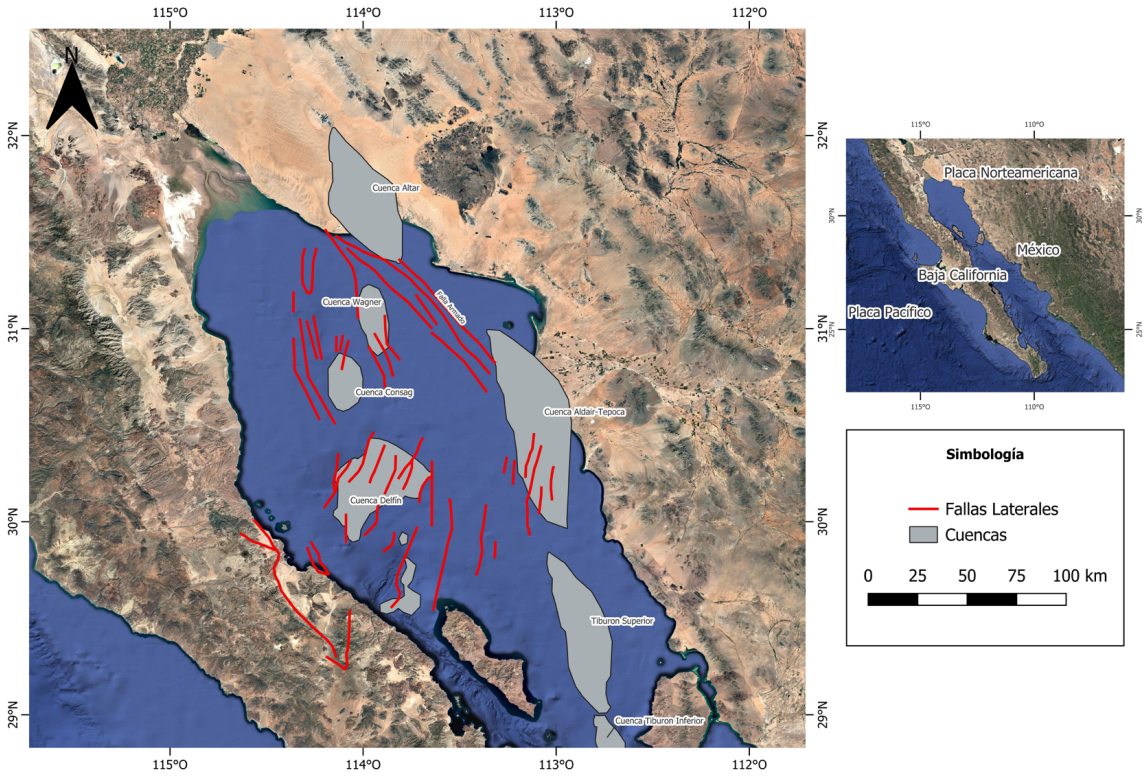


Figura 24.1. Mapa de ubicación de cuencas de la región norte del Golfo de California [(Elaborado a partir de la base de datos del sistema IRIS (Información Referenciada Geo espacialmente Integrada a un Sistema) y datos de Aragón-Arreola (2006)].

La zona de estudio se localiza al noroeste de la República Mexicana en la parte más septentrional del GC, entre las coordenadas geográficas de 30° a 32° latitud Norte y 113° a 115° de longitud Oeste (Figura 24.1), donde están las cuencas sedimentarias estudiadas en el presente capítulo: Cuenca de Altar, Cuenca Wagner, Cuenca Consag, Cuenca Adair-Tepoca, Cuenca Delfín Superior. De acuerdo con la Carta de Sub-Provincias Fisiográficas del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), el área de estudio está entre las Sierras de Baja California Norte al Oeste, el Desierto de Altar al Norte, la Sierra del Pinacate al Noreste y las Sierras y Llanuras Sonorenses al Este.

24.5 El Golfo de California

Se localiza en la porción occidental de la provincia meridional de *Basin and Range* (Henry y Aranda-Gómez, 2000), es un *rift* transtensional de ~1,200 km de largo constituye el límite entre las placas Pacífico y Norteamericana, con transición paulatina de un régimen de subducción a una etapa de extensión litosférica hace ~12 Ma (Stock y Hodges, 1989), el movimiento post-subducción entre placas se distribuyó a ambos lados de la península de Baja California. Fletcher y colaboradores en el 2007, indican que el movimiento se concentró en la porción de la Provincia Extensional del GC en el Mioceno tardío y el Plioceno, constituye un mar epicontinental de origen tectónico (Lonsdale, 1989); con un sistema de fallas transformantes en echelon, conectadas por zonas de divergencia (Vine, 1966, citado en Guzmán, 1984). Michaud *et al.* (2005) lo describen como un conjunto de fallas transformantes y centros de dispersión maduros e incipientes uniendo la dorsal del Pacífico. Vázquez-Figueroa *et al.* (2009) lo refieren como un *rift* oblicuo con transición de régimen tectónico, entre la expansión en el sur de los fondos oceánicos originada por la dorsal del Pacífico este y el límite transformante dextral en el norte correspondiente a las fallas de Cerro Prieto y San Andrés. PEP (2010) hace referencia al GC como un sistema de *rift* (extensión cortical y ruptura de litosfera) con cuencas estrechas y profundas al sur de la isla Tiburón y cuencas someras y amplias con columnas sedimentarias potentes al norte de las islas Ángel de la Guarda y Tiburón, las cuales dividen fisiográficamente la zona en dos: a) La parte norte del GC y b) la porción centro-sur con cuencas de *rift* estrechas, con piso oceánico de ~3.5 Ma, correspondiente con el

registro de anomalía magnética más antiguo registrado en la Cuenca de Alarcón (DeMets, 1995) ; estas cuencas se conectan entre sí mediante fallas transformantes (Lonsdale, 1989), donde el desplazamiento tectónico de Baja California es favorable debido al flujo del magma (Buck, 2009).

En la porción norte del GC se localizan varias cuencas sedimentarias de menores dimensiones que la estructura regional, se caracterizan por presentar profundidades marinas inferiores a los 200 m; sus límites son las fallas laterales Canal de Ballenas y Cerro Prieto, con zonas de cizalla inactivas en el margen de Sonora (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). La corteza en el norte del GC está adelgazada y en un estado de transición donde el proceso de ruptura no ha cesado (González-Fernández *et al.*, 2005), por lo que es una zona tectónicamente activa. En este sector, no se tiene evidencia de anomalías magnéticas asociadas a la generación de piso oceánico, y el margen tiene 255 [+/- km] de separación (Oskin *et al.*, 2001) y un espesor sedimentario mayor a 7 km, producto del depósito sedimentario del Río Colorado desde el Mioceno tardío (Dorsey, 2010) en las Cuencas Delfín Superior y Wagner (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). González-Escobar *et al.* (2009) mencionan que los espesores sedimentarios en las cuencas del norte del GC actúan como aislante térmico evitando la disipación de calor que proviene del manto. Los sedimentos de la Cuenca Delfín Superior actúan como filtro de densidades, donde el magma de basaltos submarinos tiene procesos de diferenciación magmática y forma corteza transicional continental-oceánica (Hurtado-Brito, 2012). En superficie y rodeando al GC, existen batolitos del Cretácico, rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Comondú y suelos cuaternarios (Allison, 1955) que al erosionarse contribuyen al aporte sedimentario de las cuencas incrementando los espesores de la columna estratigráfica, con variadas facies clásticas.

24.6 Estado del arte

La región norte del Golfo de California es un área de interés por lo que ha sido objeto de múltiples estudios geológicos dadas las características de tectonismo, emplazamiento y formación de la Península y del GC, además de las posibilidades de yacimientos de gas y por el potencial geotérmico que tiene.

En 1944 PEMEX inicia sus actividades exploratorias geológicas y geofísicas superficiales en la región; de 1950 a 1960 perfora 14 pozos exploratorios y en 1972 realiza trabajos geofísicos, geológicos y compilaciones (García, 1976). Phillips (1964, citado en Hernández, 2008) estima que las capas de sedimentos no consolidados son del orden de 1,500 metros, e infiere un espesor de corteza de ~25 km.

Henry y Bischoff (1973, citado en Persaud *et al.*, 2003) identifican fallamiento en la zona más superficial del fondo oceánico e indican cambios en la dirección de dicho fallamiento.

En 1981 el pozo exploratorio Extremeño-1 fue clasificado como productor de gas en areniscas del Pleistoceno-Reciente con 6.2 millones de pies cúbicos diarios de gas y 130 barriles de condensado (González y Holguín, 1992). El atractivo exploratorio en el GC disminuyó al tener bajo éxito geológico y porque 22 pozos exploratorios resultaron improductivos (González y Cruz, 1999).

Nagy y Stock (2000) proponen que la Zona de Transición Wagner inicia en el norte de la Cuenca Delfín y finaliza en la desembocadura del Río Colorado, donde la deformación es difusa y ocurrió reactivación de fallas normales en dirección NNW y Norte. Hurtado-Artunduaga (2002) menciona que la Cuenca Wagner está dominada por flexión de los horizontes sismoestratigráficos, afectados por fallamiento secundario antitético y sintético asociado a la falla Wagner (influenciada por un grupo de fallas en el sector NW de la cuenca que transfieren la deformación al sistema de falla Cerro Prieto) ocasionando pliegues tipo *rollover*. Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007) hacen referencia a la subsidencia en la zona, controlada por arreglos de fallas de transtensión someras. Los depósitos volcanoclásticos del sector norte del GC y volcanes submarinos presentan evolución magmática a riolita-dacita-andesita (Hurtado-Brito, 2012). López-Villagómez (2023) realizó estimaciones del potencial geotérmico en la Ccuenca Wagner. En 2024, Peña-Domínguez propone un sistema geotérmico activo en la Cuenca Wagner, donde las fallas asociadas podrían ser conductos por los cuales los fluidos calientes ascienden hasta la superficie.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

24.6.1 Origen del Golfo de California

La evolución tectónica del GC tiene sus antecedentes en las interrelaciones entre las placas tectónicas de Norteamérica y Farallón (Guzmán, 1984) y posteriormente en las interrelaciones entre la Placa Norteamericana y la Placa Pacífica.

Hausback (1984) señala que desde el Cretácico tardío al Cenozoico temprano la placa Farallón subducía debajo del oeste de Norteamérica, la península de Baja California era una plataforma continental marina estable y la Sierra Madre Occidental tenía actividad de arco volcánico. Dickinson y Coney (1979, citado en Guzmán, 1984) describen que la convergencia entre placas tenía movimiento entre 6 y 7 [cm/año], hacia los 80 Ma ésta aumentó a 15 [cm/año] y disminuyó el ángulo de inclinación de la placa oceánica a menos de 10°, generando que el magmatismo y la deformación migraran hacia el oriente, lo que dio inicio el evento de Laramide, que formó el orógeno mexicano al oriente. Posteriormente hubo disminución en la velocidad de convergencia, por lo que ocurrió otra migración del arco al occidente, provocando la expulsión de ignimbritas en el sector oeste de la placa Norteamericana desde el Oligoceno al Mioceno temprano (Coney, 1979, citado en Guzmán, 1984). Lizarralde *et al.* (2007) consideran las variaciones en el tipo y ubicación del magmatismo de arco como un factor relevante en los patrones y distribución de las zonas de extensión que posteriormente se desarrollaron en el GC.

Guzmán (1984) ubica en los ~30 Ma el fin del plutonismo y el inicio del fallamiento lateral al formarse dos juntas triples unidas por un sistema transformante; asocia al término de la subducción, una ocupación de la astenósfera del lugar que tenía la placa subducida lo que provoca "ampollamiento", deformación por extensión, deformación postorogénica y fallamiento en bloques, además de vulcanismo basáltico y andesítico; considera que al cesar la subducción se produce un fenómeno de compensación isostática, propiciando la formación de grabens e inundación marina de los mismos dando origen a incipientes cuencas sedimentarias. Nava-Sánchez *et al.* (2001) ubican el fin de la subducción para la región oeste de Baja California y el fin del arco volcánico en el Este de la península en el Mioceno tardío. Lizarralde *et al.* (2007) resume de varios autores, que una vez que la subducción concluye, inicia la extensión en el GC en ~12

Ma. Stock y Lee (1994, citado en Hernández, 2008) consideran que el cambio de régimen tectónico de subducción a movimientos laterales que afectaron gran parte del margen occidental de Norteamérica, se presentó hace ~29 Ma cuando la paleo-dorsal del Pacífico-Este hizo contacto con la trinchera "Franciscana" aproximadamente en la latitud de California; a partir de ese momento se originó el desarrollo de un límite transformante conectado a una unión triple en cada extremo. Martín-Barajas (2000) considera que el fin de la subducción se presentó en el periodo de 16-12 Ma, con un cambio progresivo del régimen tectónico de subducción a *rifting* continental y oceánico, acompañado de la incorporación de la Península de Baja California a la Placa Pacífica.

Protogolfo. El término de Protogolfo fue primero utilizado por algunos autores como Karig y Jenski (1972) para referirse a un periodo de deformación por extensión, posteriormente Guzmán (1984) y Stock y Hodges (1989) lo consideran sinónimo de cuencas tempranas con incursiones marinas. Roldán-Quintana *et al.* (2004) lo emplean para denominar un período temprano (12 Ma) de extensión ortogonal y desarrollo de cuencas caracterizado por fallamiento causante de extensión, con depósito de sedimentos marinos en el norte y centro del GC. En forma más amplia Pacheco *et al.* (2006) utilizan el término de Protogolfo para referirse al evento de deformación extensional entre los 12 y 6 Ma, producto del fraccionamiento de fallas de desplazamiento lateral en la margen pacífica, las que por transtensión causan extension en el GC. PEP (2010), resume la evolución del GC en tres procesos generales: 1) etapa de extensión y subsidencia del Mioceno medio al Mioceno tardío (considerada Protogolfo), 2) incursión marina generalizada en el Mioceno tardío en el sector sur y 3) inicio de la deformación transtensiva debido a grandes fallas laterales y normales que fragmentaron y formaron cuencas.

24.6.2 Evolución y apertura del Golfo de California

En el Mioceno medio ocurrieron las primeras incursiones marinas en el Protogolfo, las que continuaron en el Mioceno superior. Dickinson (1979, citado en Guzmán, 1984) sitúa la apertura del golfo hace ~4 Ma (Plioceno), cuando se forman cuencas *pull-apart*; y propone la existencia de un movimiento por fallas previo de al menos 65 km entre ambos lados del sistema transformante.

Lonsdale (1989) considera que la apertura del Golfo inició hace 5.5 Ma como producto de una variación de los esfuerzos que ocasionaron extensión NW-SE y hace ~4 Ma que se formaron las primeras cuencas *pull-apart* entre el bloque de la península y el bloque del NW de México no peninsular.

Lyle y Ness (1991, citado en Nava-Sánchez *et al.*, 2001) establecen una edad para el GC de ~8–9 Ma por estudios en diatomitas. Oskin *et al.* (2001), indica que ocurrieron flujos de piroclastos, los cuales son cubiertos por conglomerados y determinan incursiones marinas al mismo tiempo que el inicio del desplazamiento dextral en un tiempo posterior a los 6.5 Ma. La edad del Protogolfo se correlaciona con estudios paleontológicos, obtenidos de pozos en la Cuenca Tiburón (Aragón-Arreola, 2006).

Wegener (1924, citado en Lozano, 1975) consideró que la Península de Baja California formaba parte del continente antes del Plioceno. Las primeras evidencias propuestas de la separación de la Península de Baja California de la placa Norteamericana, son la correspondencia entre los tipos de rocas volcánicas del Oligoceno y Mioceno en ambos lados del GC, además de las secuencias paleozoicas de Sierra Pinta, del Mármol en Baja California y de las rocas paleozoicas de Sonora (Lozano, 1975). El desplazamiento total entre placas a lo largo de las fallas transformantes en escalón ha sido de 250 km Dickinson (1979, citado en Guzmán, 1984). Gastil *et al.* (1973) con estudios paleontológicos y Lewis y Stock (1998) con estudios paleomagnéticos reportan un desplazamiento aproximado de 300 km. Oskin (2002) correlaciona una secuencia volcanoclástica miocénica de la costa de Sonora, con las de la Isla Tiburón y otras localidades Baja California, determina un desplazamiento a partir de los 12 Ma de 310 a 325 km. Con evidencias geológicas, análisis y correlación de tobas e ignimbritas, determina que después de los 6 Ma existe un desplazamiento relativo de 255 ± 10 km entre las márgenes de *rift* en la Cuenca Delfin Superior; con la adición de la deformación de las márgenes continentales concluye que son 276 ± 13 km de movimiento entre la costa de Sonora y el escarpe principal de Baja California (Oskin, 2002; Oskin y Stock, 2003); respecto a la velocidad de desplazamiento Curry y Moore (1984) reportan que la Placa Pacífica y la Placa Norteamericana se mueven a una velocidad promedio de ~56 mm/año. Atwater y Stock (1998) y Nagy y Stock (2000) determinan que hacia los ~12 Ma el desplazamiento relativo se

incrementó de ~33 a 52 mm/año, con cambio en la dirección de N60°W a N37°W hace ~8 Ma, la que se conserva en el presente. Fletcher *et al.* (2007) propone que Baja California en los últimos 10 Ma pudo haberse desplazado hacia el noroeste al menos 500 km a lo largo del sistema transforme del GC-San Andrés e indican ~450 km de cizalla derecha acomodados en la provincia extensional del GC y un máximo de 150 km de cizalla estaría acumulada a través de la frontera de Baja California en el Pacífico.

24.6.3 Cuencas del Golfo de California, sector Norte

La arquitectura de una cuenca depende de procesos tectónicos, el clima, relleno sedimentario, así como en variaciones eustáticas (Cowie *et al.*, 2000). En la región norte del GC están las cuencas *pull-apart* Wagner, Consag y Delfín Superior, ubicadas en un borde transformante, con corteza transicional, se formaron a partir de translación, extensión y subsidencia termal (de acuerdo con la clasificación de Klein de 1991); son cuencas activas (Hurtado, 2002).

Mann (2007) clasifica a las cuencas *pull-apart* en: *spindle–shaped* (en forma de huso), *lazy-S-shaped* (en forma de S), romboidales y extremas (Figura 24.2). Las diferencias radican en su forma y en que las dos primeras no presentan una zona de traslape entre los segmentos de falla separados. La Cuenca Wagner es una cuenca *pull-apart* romboidal.

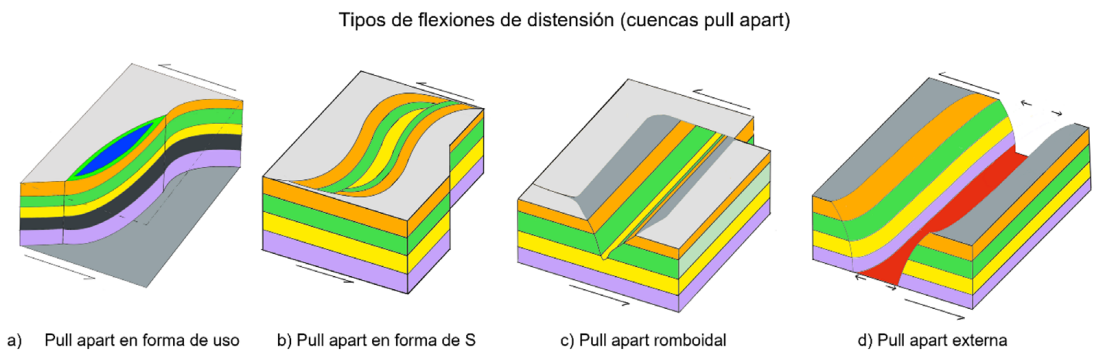


Figura 24.2. Clasificación de cuencas pull-apart (modificado de Mann, 2007).

La cuenca de Altar se extiende del noroeste al sureste, entre San Luis Río Colorado y la Bahía de Adair en el noreste de Sonora, está en una zona de transición entre cordillera y costa, con una secuencia sedimentaria de conglomerados, areniscas, lutitas y evaporitas de más de 5 km de espesor (Pacheco *et al.*, 2006). Las fallas principales no presentan actividad; es considerada como cuenca inactiva (Aragón-Arreola, 2006). Es una zona de dunas eólicas, cuya superficie está por encima del nivel susceptible de inundaciones del Río Clorado (Pacheco *et al.*, 2006) y tiene un relleno sedimentario de ~5 km (Sumner, 1972).

La Cuenca Wagner tiene una orientación N20°E, una longitud de 23 km, al NE su límite es la falla Cerro Prieto, al SE es la falla Wagner y en el flanco W existe una zona de falla con orientación N-S, donde la falla principal es la falla Consag Sur (González-Escobar *et al.*, 2010). La falla Wagner y el sistema de fallas Cerro Prieto se pueden conectar en dirección N-NE (Sánchez-Guillén, 2004).

La Cuenca Consag es una depresión angosta, se localiza hacia el extremo sur de la Cuenca Wagner, tiene orientación N20°W, una longitud de ~30 km, está limitada por fallas laterales con componente normal en sus dos flancos (González-Escobar *et al.*, 2014). En el 2002, Hurtado-Artunduaga propone que el dominio estructural de la cuenca fue controlado por el segmento oeste de la falla Wagner. Persaud *et al.* (2003) propone que esta cuenca es una cuenca *pull-apart* de escalonamiento izquierdo.

La Cuenca Delfín Superior es activa, está orientada al N35°E, con ~70 km de longitud y está limitada por fallas normales de dirección NNE y transfieren la deformación entre las zonas de cizalla Canal de Ballenas y Cerro Prieto (Aragón-Arreola, 2006).

Algunas cuencas del sector norte del GC están inactivas como Adair-Tepoca, con forma sigmoidal, su límite al norte es el graben de Adair, al sur es la falla De Mar, al oriente la falla Amado y una rampa con inclinación al oeste extendiéndose hasta Sonora, con tres secuencias sedimentarias de ~4.8 km de espesor (Aragón-Arreola, 2006).

24.6.4 Morfología del fondo marino

Del análisis de la configuración batimétrica elaborada con de datos de Carriquiry *et al.* (2001), se interpreta que las cuatro cuencas en la región norte del GC tienen diferencias, como ejemplo, la Cuenca Wagner es una depresión alargada asimétrica de 40 km × 23 km, con orientación NE 20°, su y profundidad máxima de 210 m; sus pendientes más pronunciadas están en sus flancos Sur y Oeste y más suaves en los flancos Norte y Este (Figura 24.3), limita al Sur (separada por un pequeño borde) con la Cuenca Consag. Se distinguen por un cambio en la orientación a una dirección casi Norte-Sur, hacia el sur de la Cuenca Consag, está separada por una amplia zona de planicie, donde se ubica la Cuenca Delfín Superior.

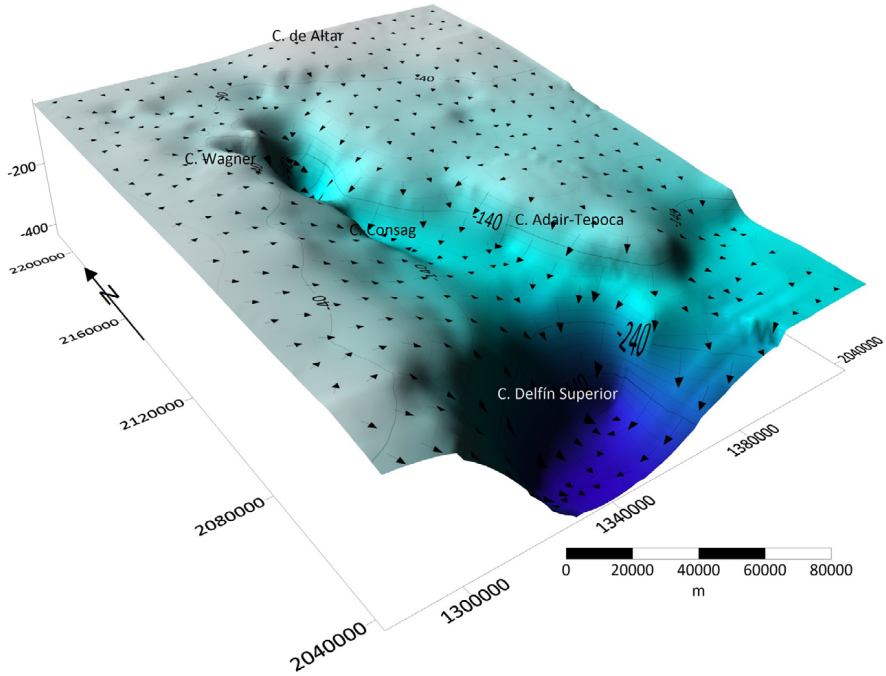


Figura 24.3. Superficie de configuración del fondo marino en la Región Norte del Golfo de California (Elaborado en Golden Software, 2014, con datos de Carriquiry *et al.*, 2001).

24.6.5 Aspectos geológicos regionales

En la zona circundante al GC, en el estado de Sonora, se han reportado rocas precámbricas (Figura 24.4) con las siguientes características: A) rocas metamórficas

derivadas de rocas ígneas y sedimentarias, cubiertas discordantemente por secuencias sedimentarias de cuarcita y dolomía (Morán *et al.*, 1984). B) rocas ígneas y sedimentarias que metamorfizaron a facies de esquistos verdes y anfibolita (Anderson *et al.*, 1978, citado en Morán *et al.*, 1984), estas últimas constituyen el Complejo Bamori (Longoria *et al.*, 1978, citado en Morán *et al.*, 1984) en Caborca, rocas del Precámbrico tardío están constituidas por dolomías con estromatolitos, areniscas de cuarzo y lutitas (Formaciones Pitiquito y Gamuza; Longoria y Pérez, 1978, citado en Morán *et al.*, 1984).

Existen rocas metamórficas del Paleozoico superior en las partes noroeste y media oriental de la Baja California y en las localidades de Sierra Pinta al sur de Mexicali y Arroyo Volcán y, al poniente son rocas sedimentarias (Lozano, 1975).

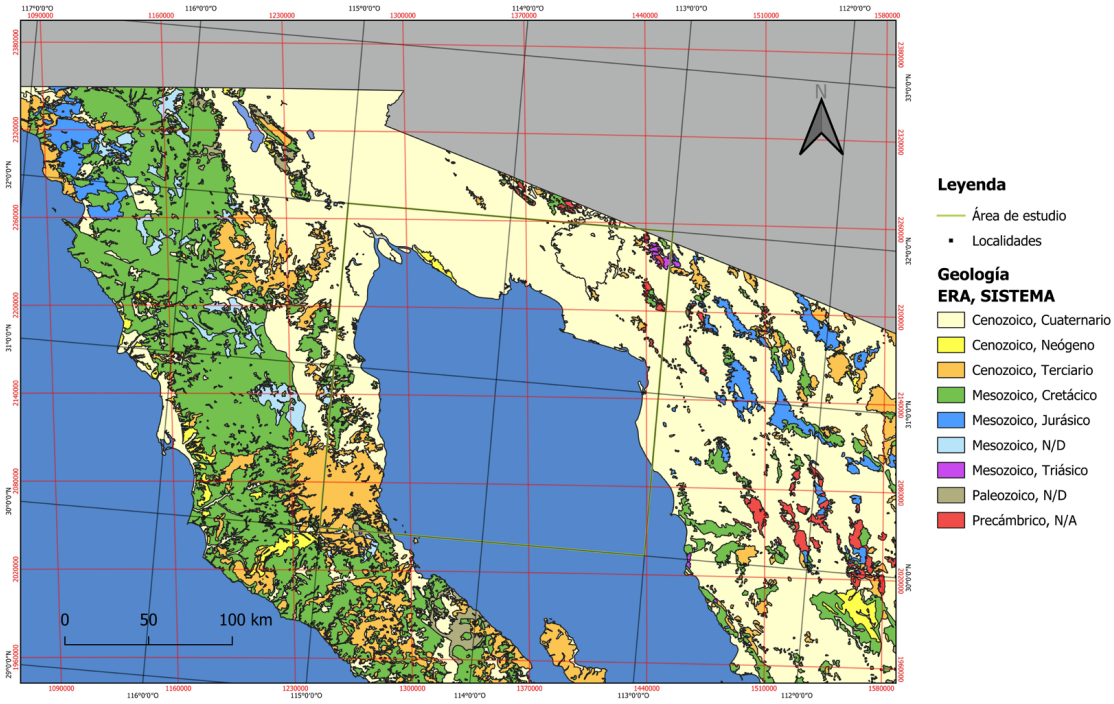


Figura 24.4. Mapa Geológico de la Región Norte del Golfo de California (elaborado a partir de las cartas I11-11, I11-12, I12-10, H11-2, H11-3, H12-1, H11-5-6, H12-4, H11-9 y H12-7 geológico-mineras del Servicio Geológico Mexicano (SGM) por medio de GeoInfoMex, 2025).

En la península de Baja California, el Triásico está conformado por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, sus afloramientos están relacionados al Complejo Cristalino Peninsular (Figura 24.4). Las localidades de estas rocas inician desde Riverside (Alta California) y continúan en las Sierras de Juárez y San Pedro Mártir (Lozano, 1975). En Sonora el Triásico se compone de secuencias continentales de la Formación Barranca, que aflora en las porciones centro y sur del estado, además de rocas marinas (areniscas, calizas y lutitas) en las áreas del Antimonio y Santa Rosa (Morán *et al.*, 1984).

El Jurásico, en la región norte de Baja California es de rocas clásticas, piroclásticas, volcánicas y pelíticas ligeramente metamorfizadas, cubiertas por brechas volcánicas, calizas arenosas y calizas arcillosas con clastos de cuarzo, radiolarios silicificados y fragmentos de moluscos. En las localidades de San Hipólito y Cedros. el Jurásico es de basaltos, con intercalaciones de brechas piroclásticas y areniscas con fragmentos de pizarras, esquistos y rocas volcánicas, grauvacas con elementos de rocas ígneas y metamórficas, conglomerados polimícticos, intercalaciones de caliza microcristalina, areniscas tobáceas, calizas brechoides pirometamorfizadas con zonas silicificadas y serpentinizadas. También se tienen rocas del Jurásico superior-Cretácico inferior en Ensenada, en afloramientos de la formación Alisitos, (Lozano, 1975). En Sonora, el Jurásico está caracterizado por rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición andesítica (Morán *et al.*, 1984).

Las rocas cretácicas en la porción norte de la península están definidas por tres formaciones: a) Formación San Telmo Woodford y Harris (1938, citado en Lozano, 1975) conformadas por pizarras, micaesquistos, cuarcitas, calizas y rocas meta volcánicas, b) Formación San Fernando compuesta de tobas riolíticas y dacíticas, brechas volcánicas, arenitas líticas con intercalaciones de calizas con fósiles (nerineas reemplazadas por sílice) cortados por intrusiones de granito y granodiorita Ojeda *et al.* (1965, citado en Lozano, 1975), c) Formación Alisitos, constituida por pizarras y areniscas metamorfizadas con horizontes fosilíferos del Albiano-Cenomaniano y un espesor de ~200 m (Santillán y Barrera, 1930, citado en Lozano, 1975). La figura 24.5 es una columna estratigráfica representativa de la región estudiada.

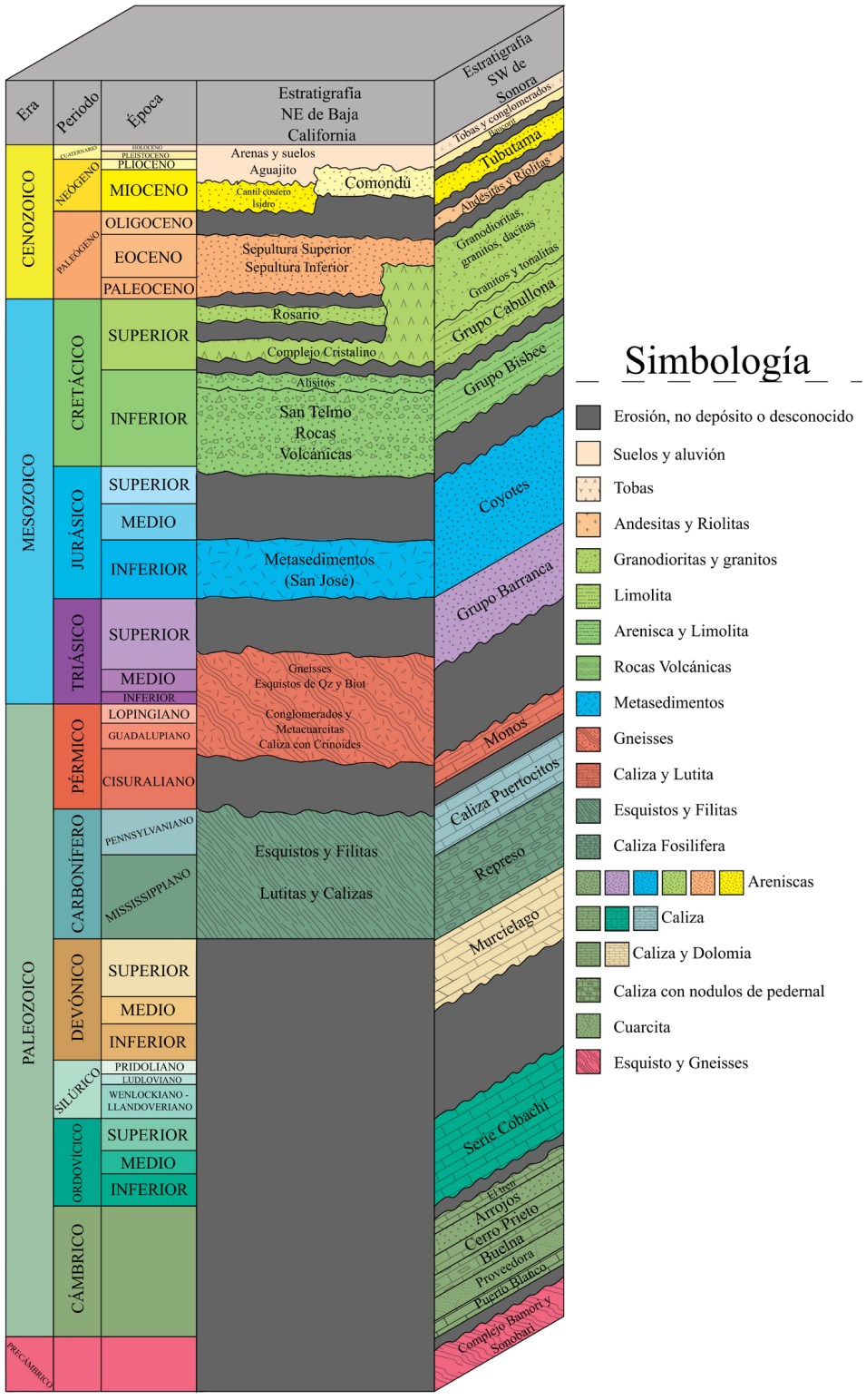


Figura 24.5. Columna estratigráfica compuesta del norte de la Península de Baja California y del Noroeste de Sonora (Elaborada con información de Lozano, 1975; Quezada y Sarmiento, 1999).

El Cretácico en Sonora, tiene dos conjuntos de rocas: el primero ubicado en el centro y occidente del estado, caracterizado por andesitas, que en la parte central y sur están intercaladas con secuencias sedimentarias marinas del Cretácico inferior; el segundo se ubica en el oriente del estado y está constituido por secuencias sedimentarias marinas del Aptiano–Albiano; en el noroeste de Sonora y suroeste de Arizona aflora una secuencia marina perteneciente al Grupo Bisbee (Morán *et al.*, 1984). En Sonora hay afloramientos de batolitos de granito y granodiorita del Cretácico y rocas volcánicas del Cretácico superior (Morán *et al.*, 1984).

En la costa del Pacífico, en el norte de la Península (Figura 24.4), afloran rocas del Paleoceno que cubren a rocas del Cretácico superior del Grupo Rosario (Lozano, 1975). Guzmán (1984) describe las unidades estratigráficas del Cenozoico de la región norte de Baja California, como plutones graníticos que intrusionan a rocas metasedimentarias e ígneas paleozoicas y mesozoicas. Los granitos están cubiertos por sedimentos continentales, con minerales oxidados y sobreyaciendo tanto a los sedimentos continentales como a las rocas plutónicas y metamórficas hay secuencias de tobas, brechas, derrames andesíticos y riolíticos del Oligoceno al Mioceno inferior, con intercalaciones locales de areniscas y calizas lacustres; hacia la cima de las últimas, se tiene una unidad volcánica de dacitas, andesitas, riolitas y basaltos, del Mioceno medio. Sobreyaciendo a las secuencias vulcano-sedimentarias en contacto discordante o por fallamiento extensional, se tiene una secuencia marina de lodolitas con foraminíferos y fragmentos de pelecípodos y equinodermos, areniscas de grano fino, areniscas tobáceas y areniscas conglomeráticas del Mioceno superior. La secuencia marina está interrumpida por vulcanismo de composición basáltica, riolítica y andesítica de edades entre los 7 y 4 Ma. La sedimentación marina del Plioceno es de caliza, a veces tobácea a la que sobre yacen lodolitas fosilíferas, limolitas, areniscas de grano fino con material tobáceo y calcáreo, ocasionalmente con foraminíferos; los sedimentos de finales del Plioceno y Reciente son continentales, de tipo fluvial aportados por los Ríos Gila y Colorado, con espesores de más de 3,000 m, en algunos lugares gradan lateralmente a potentes fanglomerados aportados por las sierras peninsulares. El Cenozoico en Sonora está representado por sedimentos detríticos continentales de la Formación Baucarit y por rocas volcánicas de basalto alcalino como en la Serranía del Pinacate en el Desierto de Altar (Morán *et al.*, 1984).

24.6.6 Estratigrafía en el Golfo de California

Pérez-Cruz (1982) hace la distinción en líneas sísmicas de reflexión de varias secuencias sedimentarias en la parte norte del GC, indica que la mayoría de ellas se caracterizan por terminaciones en onlap ascendente y patrones de reflexión divergentes; estas terminaciones generalmente ocurren sobre la margen occidental del GC y contra el flanco oriental de intrusivos básicos, los onlap también se observan en el flanco oriental del Golfo (Figura 24.6). En las partes más profundas de las cuencas se distinguen secuencias con patrones de reflexión sub paralelos y terminación en onlap ascendente; el paquete sedimentario en la parte central del norte del Golfo es de 8,000 m con edades del Pleistoceno al Reciente.

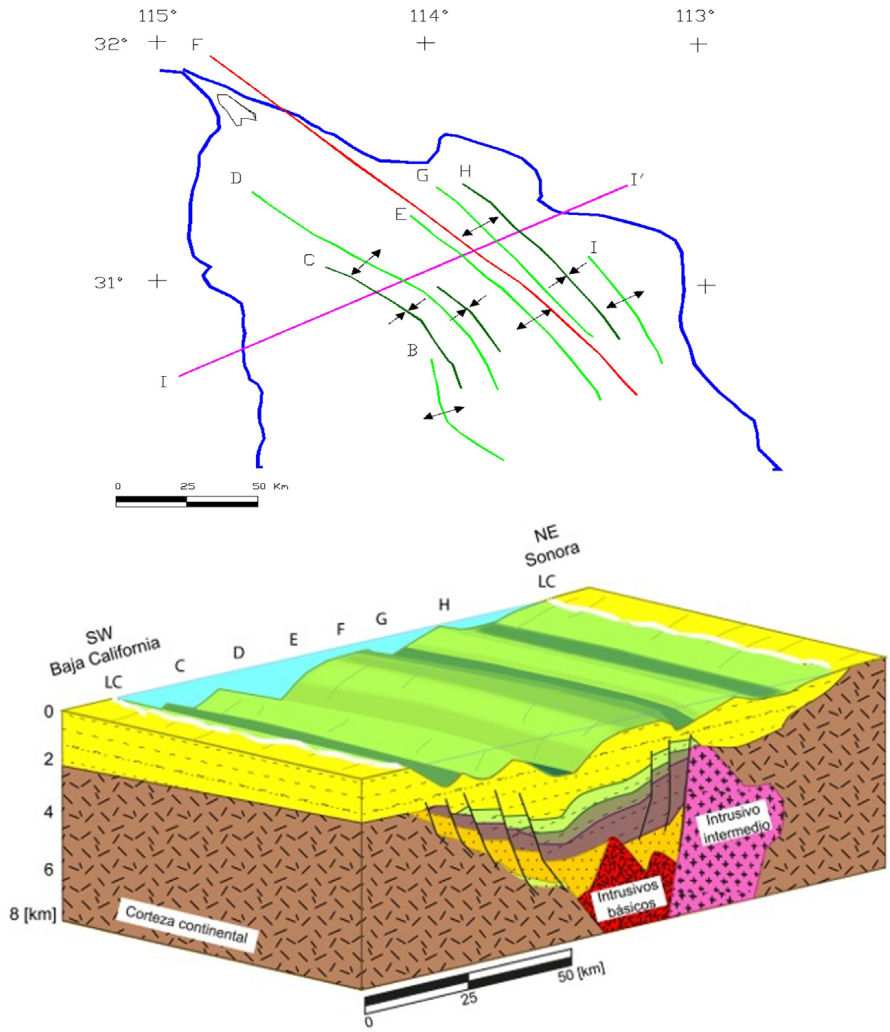


Figura 24.6. Mapa de estructuras, localización y sección estratigráfica I-I´ en el norte del Golfo de California (Modificada de Pérez-Cruz 1982).

Aragón-Arreola (2006) identifica en el noreste del GC en las cuencas Adair-Tepoca y Tiburón Superior tres sismosecuencias estratigráficas (A, B y C) que representan facies sedimentarias de *pre-rift, sin-rift* y *post-rift,* relacionadas a la evolución de las fallas Amado, De Mar y Tiburón (Figura 24.7). Las secuencias presentan las siguientes características generales A) representa los depósitos más antiguos en el norte del GC, preceden el establecimiento del *rift* estrecho y se caracterizan por un patrón de reflectores hammock cortados por las fallas que limitan la cuenca; B) Es una secuencia sintectónica que está formada por estratos de crecimiento que acrecionan sobre las fallas limítrofes de la cuenca; C) Secuencia de sedimentación postectónica formada por estratos casi paralelos que *"onlapan"* y cubren el basamento somero y fallado costa afuera de Sonora. Las secuencias de crecimiento dentro las cuencas Wagner y Consag tienen patrones de agradación contra la falla Wagner, que indican sedimentación sintectónica en la parte central del norte del GC.

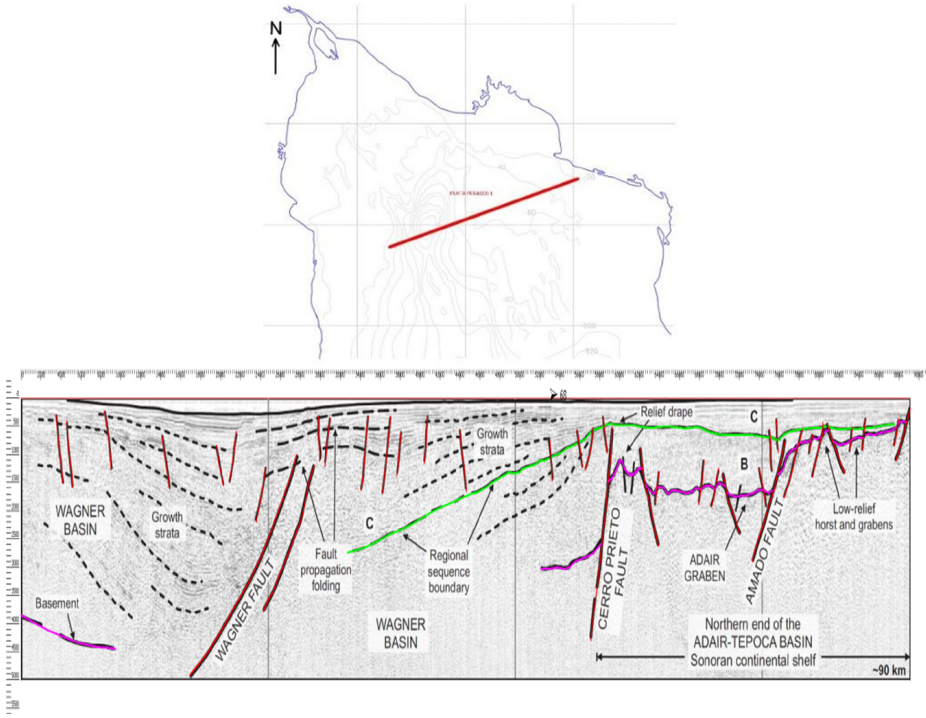


Figura 24.7. Localización de la línea L y su imagen de sección sísmica en tiempo con la interpretación del basamento y de las secuencias sismo estratigráficas regionales B y C (modificada de Aragón-Arreola, 2006).

Pérez-Cruz (1982) describe que en el Norte del GC se tiene una secuencia sedimentaria de origen mixto y deltaico, predominantemente areno arcillosa, con

reducido contenido faunístico y litificación incipiente, con un espesor de ~5,590 m; calcula un espesor total de la secuencia en el depocentro de la cuenca es de 8,000 m, del Pleistoceno al Reciente. La Figura 24.8 corresponde con una columna estratigráfica integrada a partir de la información de los trabajos de Pacheco *et al.* (2006); PEP (2010).

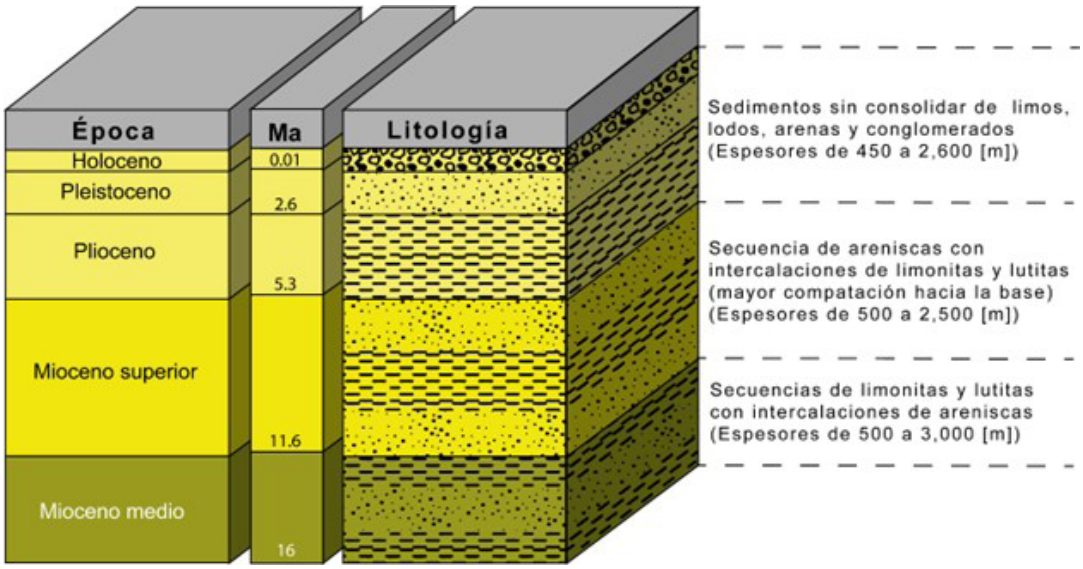


Figura 24.8. Columna estratigráfica del GC en el sector norte (Elaborada con información de Pacheco *et al.*, 2006; PEP, 2010).

24.6.7 Sedimentología

Pacheco y colaboradores en el 2006 con base en la información de 7 pozos en el Desierto de Altar y en el Este del Valle de Mexicali identifican tres secuencias sedimentarias: La secuencia A es una lutita gris a negra, medianamente calcárea del Mioceno medio–superior a Plioceno inferior que sobreyace al basamento; tiene un espesor superior a 1,000 m, y se formó en un ambiente marino nerítico medio e interno; contiene nano fósiles y dinoflagelados. La secuencia B presenta gradación progresiva de la lutita marina a una alternancia de lodolitas, limolitas y areniscas de grano fino con espesores de 100 a 400 m, con una edad posterior a los 5.2 Ma. La secuencia C es de areniscas que incluyen estratos de conglomerados con baja consolidación. Su edad es Plioceno-Pleistoceno y las

secuencias B y C se formaron en un ambiente deltaico. La sedimentación en la cuenca de Altar inició en el Mioceno superior y las columnas de los pozos las describen con abundantes areniscas con, intercalaciones de limolita y lutitas en la base. Las transgresiones de 11.5 y 9.2 Ma se reconocen en las cuencas marinas del norte del GC y las transgresiones de 7.0, 5.8, 5.0 y 4.0 Ma se tienen en todo el GC (PEP, 2010).

Las cuencas marinas de Wagner y Consag tienen una columna sedimentaria del Mioceno medio, cuyo espesor es de más de 4,500 m (PEP, 2010), conformadas de limolitas y lutitas con intercalaciones de arenisca de ambientes sedimentario marino someros (nerítico interno a transicional), con transgresiones que ocasionaron transiciones de ambientes de nerítico medio a externo con presencia de barras angostas de marea con una longitud de 50 km y con depresiones internas. Por sísmica de reflexión se tiene evidencia de que en los depocentros hay presencia de estructuras barra-depresión que pueden estar relacionadas con la actividad tectónica de la región. Frente a Sonora, la alineación de las isobatas y el gradiente concuerda con la continuación de la Falla Cerro Prieto (Álvarez *et al.*, 2009).

24.6.8 Geología estructural

Uno de los primeros trabajos sobre las estructuras del norte de GC es el de Phillips (1964, citado en Hernández, 2008), quien con datos de sísmica de refracción estima que los primeros 1.5 km existen capas de sedimentos no consolidados, ubica velocidades de onda en el basamento de 5.4 km/s, infiriendo que la corteza tiene un espesor de ~25 km. Henyey y Bischoff (1973, citado en Persaud, 2003), integran un mapa de estructuras en el norte del GC, identifican el fallamiento que afecta los sedimentos superficiales del fondo oceánico y los cambios en la orientación de dicho fallamiento. Gastil y Krummenacher (1977) muestran la cartografía regional con nomenclatura para algunas de las principales estructuras de toda la región norte de Baja California, incluyendo lineamientos al interior del GC.

Gastil y Krummenacher (1977), Fenby y Gastil (1991) y Lewis y Stock (1998) realizan la cartografía de las estructuras que afectan el sector norte del GC, consideran que la Cuenca Wagner es un probable centro de dispersión que conecta las

Cuencas Delfín con el sistema de fallamiento Valle Imperial. Pérez-Cruz (1982) describe elementos estructurales en el norte del GC, como la falla lateral (F) de orientación NW-SE, con componente normal hacia el SW; al oriente de la falla (F) hay cuerpos intrusivos de composición intermedia formando una estructura alargada adyacente y paralela a la falla (F), con altos y bajos estructurales alargados de la misma orientación que la falla y que delimitan cuencas sedimentarias (Figura 24.9).

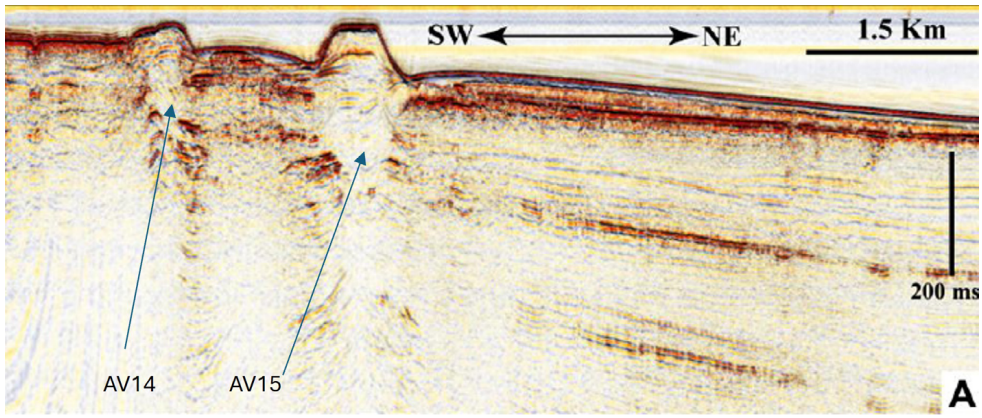


Figura 24.9. Línea sísmica que muestra rasgos de posibles volcanes submarinos: AV14, AV15, tomada de Hurtado-Brito (2012).

Nagy y Stock (2000) presentan un modelo de los rasgos estructurales en la transición océano-continente en el norte del GC que se, caracteriza por deformación difusa con reactivación de fallas normales en dirección NNW y Norte; proponen una región llamada Zona de Transición Wagner iniciando en el norte de la Cuenca Delfín y finalizando en la desembocadura del Río Colorado.

Hurtado-Artunduaga (2002) hace una descripción de la Cuenca Wagner, señala que está dominada por flexión de los horizontes sismoestratigráficos, afectados a su vez por fallamiento secundario antitético y sintético asociado a la falla Wagner ocasionando pliegues de tipo *rollover*; considera que la Cuenca Wagner está influenciada por un grupo de fallas en el borde NW de la cuenca, que transfieren la deformación al Sistema de Falla Cerro Prieto; la falla Wagner es la principal estructura que controla la subsidencia del semi graben.

Persaud *et al.* (2003) mapean fallas de las Cuencas Delfín Inferior y Superior, consideran que son subparalelas y se desarrollaron como una extensión de la zona transtensional del extremo final NW de la falla transfomante Ballenas; describen una densa y compleja red de fallas normales oblicuas, con pequeños desplazamientos, echados de 60 a 80° y rumbos NN30°E; identifican doce knolls (volcanes submarinos) asociados con estructuras de cola de caballo al oeste de la Cuenca Delfín Superior, Hurtado-Brito en 2012 identifica cuerpos volcánicos: AV14 y AV15 (Figura 24.9), el más septentrional identificado por Persaud *et al.* (2003) es la Roca Consag al oeste de la Cuenca Wagner.

La figura 24.10 es una línea sísmica interpretada, muestra que en la porción SE el fondo marino tiene capas sedimentarias de baja amplitud, fallas normales, así como cuerpos volcánicos (descritos por Hurtado-Brito en 2012).

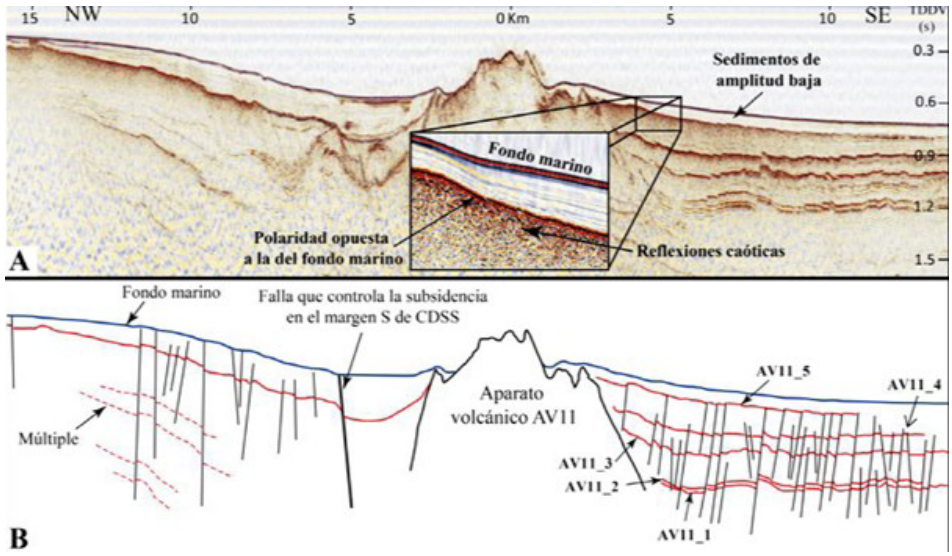


Figura 24.10. Línea sísmica y su interpretación, tomada de Hurtado-Brito, 2012.

González-Escobar *et al.* (2009) describen las fallas de la zona como: Percebo, Santa María, Wagner, Wagner Sur y Consag y Consag Sur, El Chinero, Montague, Vaquita, etc., las que se relacionan con el desarrollo de las cuencas Wagner, Consag y áreas adyacentes (Figura 24.11). Hernández (2008) describe la presencia de un alto estructural entre las cuencas Wagner y Consag, donde no se observa basamento o cuerpo intrusivo; el alto estructural está formado por un

arreglo de fallas de orientación NNE con salto de pocas decenas de metros, es una zona de transferencia que conecta las zonas escalonadas de extensión de la Cuenca Wagner y Consag.

Aragón-Arreola (2006) describe la estructura del centro-norte del Golfo con fallas laterales y transformes orientadas ~NW-SE, algunas son inactivas (como las fallas Amado, De Mar, Tiburón, San Pedro Nolasco y Yaqui) ubicadas al Este; las activas son Cerro Prieto, Canal de Ballenas, Guaymas y Carmen, ubicadas al Oeste. Las fallas mayores están ligadas entre sí por cuencas sedimentarias asociadas a fallamiento normal (transtensión). Debido a la disposición de la estructura del basamento en el norte del GC, se generan dos sistemas subparalelos de cuencas separados por un alto estructural alargado de dirección Norte-Sur: el sistema de Cuencas Tiburón-Tepoca-Adair-Altar ubicado hacia la costa de Sonora, en donde las fallas principales son inactivas; y el sistema Delfín-Consag-Wagner y Cerro Prieto ubicado hacia la margen de Baja California (Figura 24.11), con una alta ocurrencia de eventos sísmicos son tectónicamente activas.

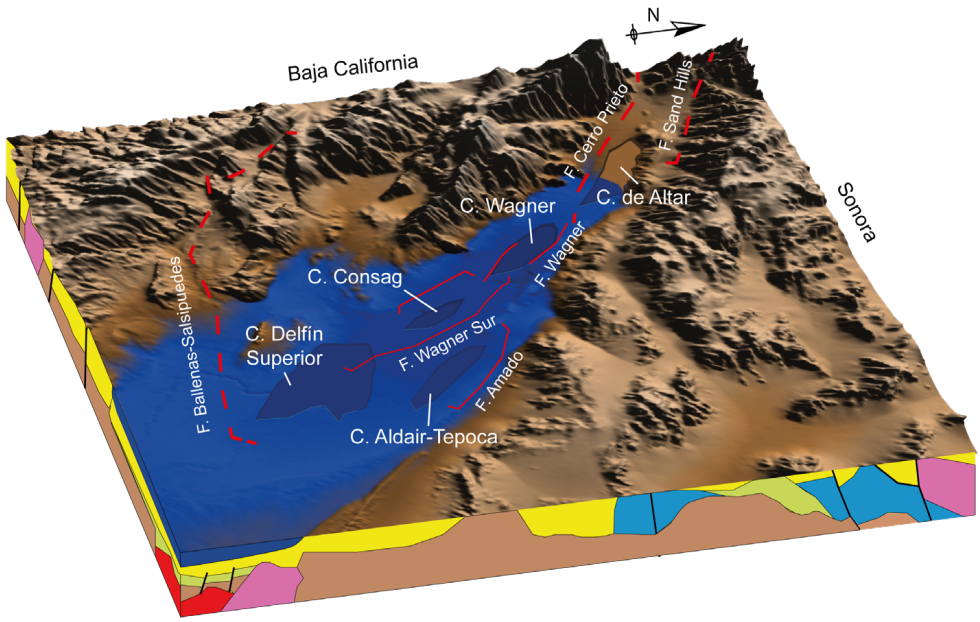
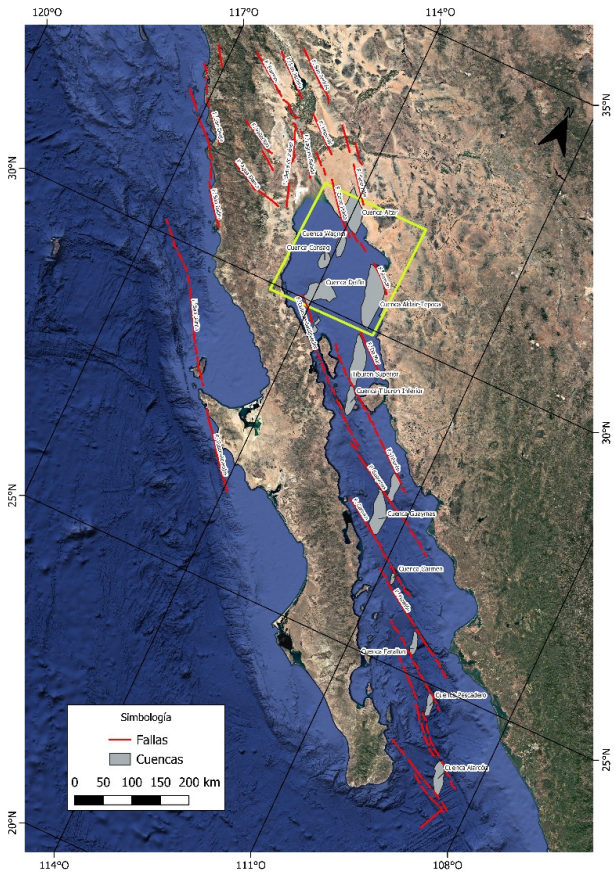


Figura 24.11. Mapa de integración de estructuras en el norte del Golfo de California, con línea roja punteada se indica a las fallas laterales principales, en rojo con línea continua las fallas normales. Elaborado a partir de la base de datos del sistema IRIS (Información Referenciada Geo espacialmente Integrada a un Sistema); Fuente: Sitio del INEGI en Internet: www.inegi.org.mx; con datos estructurales tomados de los trabajos de Hurtado (2002), Aragón-Arreola (2006), Hernández (2008), Aguilar-Campos *et al.* (2009), González-Escobar (2009).

PEP (2010) señala que el alto estructural que divide a las dos cuencas define un anticlinal con eje orientado Norte-Sur, con fallamiento normal de poco desplazamiento en sus flancos; su límite norte en la falla Peñasco (una estructura mayor que se extiende hacia el noroeste y es colineal con la falla Cerro Prieto (Figura 24.11). Al sur se tiene el alto estructural que une al bloque cristalino de la Isla Ángel de la Guarda.

24.6.9 Características principales del Golfo de California

La longitud del sistema de fallas de San Andrés (al cual pertenece el GC) es de 2,100 km desde la boca del GC hasta Cape Mendocino en la parte más al norte de California (Mann, 2007). Durante el Plioceno al reciente la parte norte del GC y áreas aledañas fueron cubiertas por sedimentos continentales aportados por el Río Colorado y el Río Gila, que rellenan las cuencas romboescasmicas (Guzmán, 1984). Las altas tasas de sedimentación provocan deformación sinsedimentaria con estructuras difusas (Pacheco *et al.*, 2006). Nagy y Stock (2000) consideraban el norte del GC una zona difusa de deformación transtensional.



La arquitectura del *rift* del GC consiste en un arreglo en echelon de fallas laterales derechas ligadas por cuencas *pull-apart* (Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991; Figura 24.12).

Figura 24.12. Cuencas *pull-apart* en el Golfo de California.

Durante la evolución de la actividad tectónica ocurrió asimetria de *rifting* (Aragón-Arreola, 2006). En la parte media y Norte del GC la deformación del ritf está controladas por fallas normales y oblicuas (Persaud *et al.*, 2003). La deformación se distingue por fallas transformantes en el sur y fallas oblicuas transtensivas en el norte (Fenby y Gastil, 1991; Nagy y Stock, 2000). La deformación dentro del GC ocasionada por extensión oblicua migró del margen de Sonora al margen de Baja California en los últimos 3 Ma (Stock, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007.

Las variaciones de la morfología de las cuencas de norte a sur del GC son probablemente consecuencias de las diferencias en la sedimentación *syn-rift* y del grosor cortical de la corteza entre otros factores (MARGINS, 2007). La parte oriental del GC es de corteza más gruesa que la parte occidental (Couch *et al.*, 1991; Aragón-Arreola, 2006).

Se pueden establecer cuatro etapas o periodos estructurales característicos en el GC: 1) Periodo de extensión de la corteza acompañado de levantamiento regional, ocurrido en un tiempo indeterminado anterior al Mioceno. 2) Etapa de extensión y subsidencia del Mioceno inferior que culmina en el Mioceno medio, donde la subsidencia y la extensión están controladas principalmente por el fallamiento y se depositan las primeras unidades estratigráficas marinas (transgresión). 3) Periodo del Mioceno superior o tardío a la mitad del Plioceno, caracterizado por ser de estabilidad estructural, en el que la extensión es mínima y la subsidencia es de menor intensidad controlada por condiciones termales. 4) Etapa desarrollada desde mediados del Plioceno al Reciente que se caracteriza por un pulso de actividad estructural de extensión y subsidencia, está acompañada de sedimentación terrígena sinsedimentaria por lo que presenta fallas de crecimiento.

24.7 Propuesta de modelo de cuenca

24.7.1 Características de las cuencas *pull-apart*

Las cuencas *pull-apart* están relacionadas a fallas de desplazamiento lateral regionales que presentan formas romboidales elongadas y son producto de un dominio de transtensión con desplazamiento a rumbo divergente (Silvestre,

1988), las que tienen una relación entre el largo y ancho de tres a uno (Aydin y Nur, 1982, citado en Sylvester, 1988; España-Pinto, 2001). Los modelos tradicionales de cuencas *pull-apart* usualmente muestran una depresión de forma rómbica alargada desarrollada entre dos segmentos paralelos verticales de fallas laterales maestras de desplazamiento a rumbo, también conocidas como zona de desplazamiento principal (PDZ). España (2003) propone la existencia de una zona de cizalla Riedel y de PDZ al oeste de la Cuenca Wagner y asocia esta zona con la presencia del cuerpo volcánico Consag.

Las cuencas formadas mediante este mecanismo están limitadas longitudinalmente por un sistema transversal de fallas extensionales oblicuas llamadas fallas de pared lateral, que se ligan con los límites de la zona de desplazamiento principal (Wu *et al.*, 2009). Debido a los procesos sinsedimentarios, los espesores de los estratos sedimentarios pueden ser sujetos de rápidas variaciones al igual que los gradientes geotérmicos. En modelos de cuencas *pull-apart* (Wu *et al.*, 2009) como de extensión oblicua (Mart y Dauteuil, 2000) se tiene una mayor complejidad de los sistemas de depósito y de deformación.

El origen y evolución del GC se explica se debe a procesos de extensión oblicua con movimientos transtensivos de desplazamiento a rumbo acompañados por el desarrollo de cuencas *pull-apart*. Aragón-Arreola (2006) propone que el rango de oblicuidad del *rift* general en el GC va desde los 9° a los 25°, sin embargo, en la región norte la oblicuidad del *rift* es de 9-12°.

24.7.2 Estructuras en flor

En un ambiente tectónico con deformación de desplazamiento lateral se definen zonas de cizalla en las cuales se presenta inicialmente fracturamiento y posteriormente fallamiento normal o inverso; en el estado temprano del desarrollo de estas zonas se forman las fracturas y cizalla *Riedel*. Tridimensionalmente las fracturas *Riedel* y sus posteriores fallas asociadas no son planas ni verticales, tienen una forma helicoidal con ápice en la falla principal (Cristallini, 2000; Figuras 24.13a y 24.13c). Las zonas de extensión presentan una geometría con concavidad hacia arriba y se les ha denominado “estructuras de

tulipán (*tulip structure*; Figura 24.13b); y en zonas transpresivas su forma es convexa hacia arriba y se les denomina estructuras en palmera (*palm structure*) (Sylvester, 1988; Figura 24.13d). En general a estos arreglos de fracturas y fallas se les conoce como "estructuras en flor", se les diferencia por el sentido de su concavidad y por la componente dominante asociada al desplazamiento lateral. Es decir, cuando se presenta fallamiento normal asociado, se les denomina estructuras en flor negativas que pueden formar cuencas *pull-apart* y cuando las componentes secundarias son fallas inversas forman estructuras en flor positivas (Figuras 24.13b y 24.13d) que pueden contribuir al desarrollo de un orógeno.

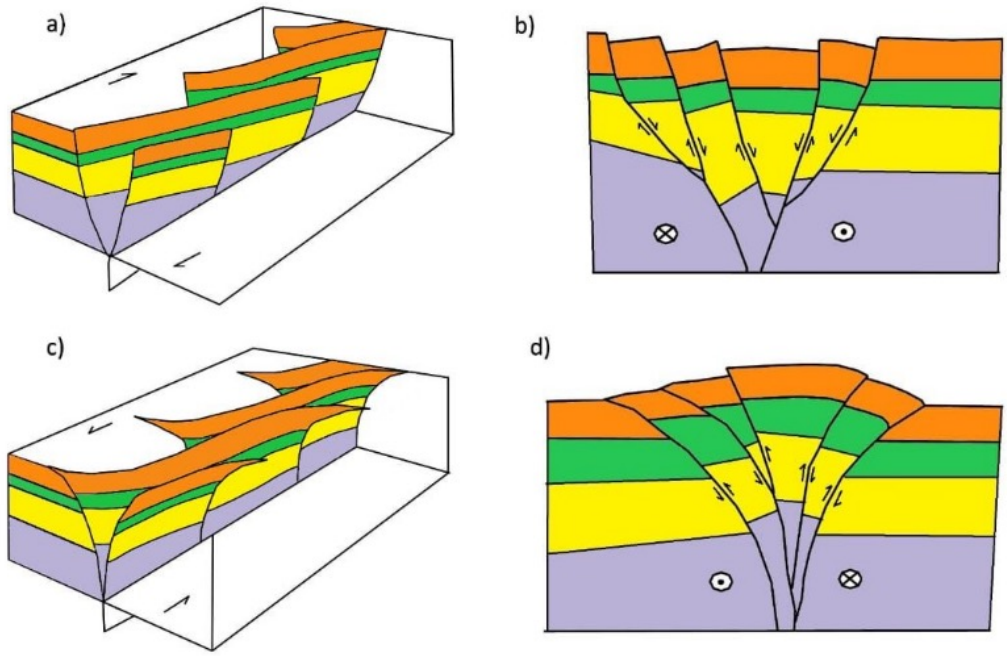


Figura 24.13. a) Forma individual helicoidal de las cizallas Riedel en una cizalla simple derecha (Modificada de Sylvester, 1988); b) estructura en flor negativa o estructura de tulipán (modificada de Cristallini, 2000), c) forma helicoidal de las superficies axiales de dos pliegues en escalón en una cizalla simple izquierda (Modificada de Sylvester, 1988); d) estructura en flor positiva o estructura de palmera con desplazamiento lateral izquierdo (Modificada de Sylvester, 1988).

La figura 24.14 representa un modelo tectónico de cuencas *pull-apart* asociadas a fallas de desplazamiento lateral en un entorno de extensión oblicua, donde se observan varias cuencas distribuidas de norte a sur: Cuenca de Altar, Cuenca Wagner, Cuenca Consag Cuenca Adair-Tepoca y Cuenca Delfín Superior.

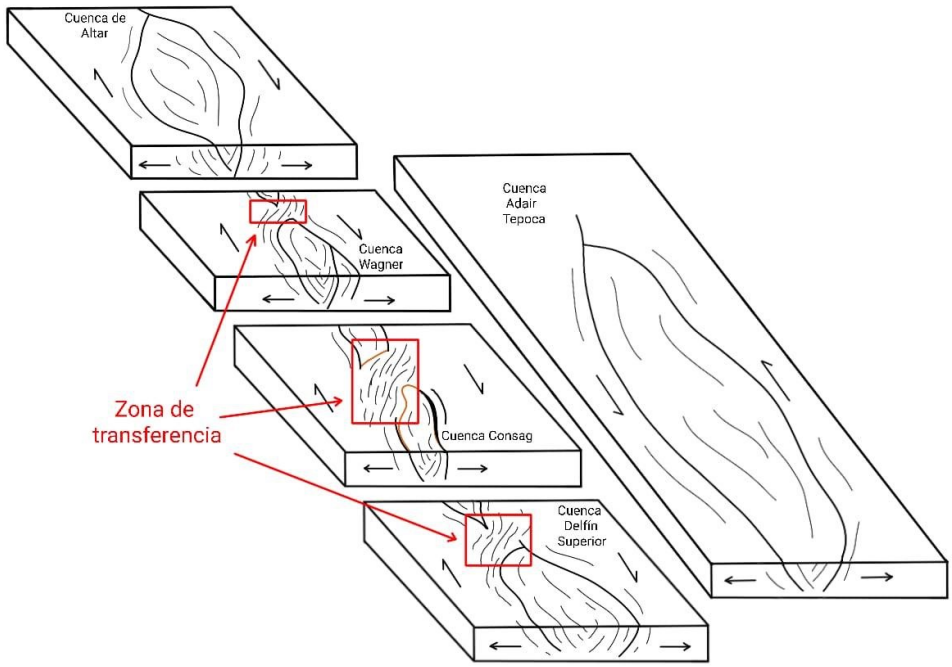


Figura 24.14. Propuesta de modelo de cuencas del norte del Golfo de California.

En un sistema de cuencas *pull-apart*, la deformación ocurre debido a un movimiento lateral divergente entre segmentos de fallas maestras paralelas, estas fallas generan un espacio de depresión alargada y romboidal donde se acumulan sedimentos. La "zona de transferencia" señalada en la figura conecta las cuencas a lo largo de fallas secundarias que facilitan el movimiento entre bloques.

En el caso del Golfo de California, el modelo tectónico está controlado por un sistema de fallas de desplazamiento lateral con un componente de extensión oblicua. Este proceso genera cuencas *pull-apart* donde los bloques de corteza se separan y hunden, permitiendo el depósito de sedimentos gruesos cerca de las fallas activas y más finos hacia el centro de la cuenca. La variación rápida de espesores sedimentarios y gradientes geotérmicos es característica de estos ambientes.

La figura resalta cómo la complejidad de la deformación se incrementa a lo largo de la zona de transferencia, donde las estructuras de cizalla y fallamiento se interconectan. Este tipo de cuencas se asocia comúnmente a estructuras en flor: A) flor negativa: relacionada con fallas normales y extensión, creando depresiones como las cuencas *pull-apart*. B) flor positiva, está asociada a fallas

inversas y de compresión, generando levantamientos que pueden contribuir a la formación de orógenos.

El modelo de extensión oblicua de Mart y Dauteuil (2000) y Wu *et al.* (2009) explica la complejidad de estas cuencas, donde la deformación se distribuye en zonas más amplias con fracturas Riedel y estructuras en tulipán o palmera según el tipo de esfuerzo predominante. En el norte del GC, la oblicuidad del *rift* es baja (9-12°), lo que favorece un comportamiento transtensional, generando cuencas elongadas y profundas.

24.8 Consideraciones económicas

Respecto a los recursos naturales del subsuelo de GC con valor económico, estos son diversos y abarcan aspectos hidrológicos, ecológicos, de potencial energético por mareas, por flujo de calor, mineros, entre otros.

a) Valor hidrológico. Tiene que ver con los recursos de humedales en el norte del GC, la bahía Adair como sitio Ramsar que conecta el desierto con el sistema marino del Alto GC y genera condiciones diversas y productivas (Glenn *et al.*, 2006) favorables para la agricultura. Particularmente el acuífero asociado al Río Colorado y el Acuífero Sonoyta-Puerto Peñasco que provee de agua a la región, aunque existe un déficit de 83,716,413 m^3 anuales (Comisión Nacional del Agua, 2024).

b) A lo largo de las costas de Baja California existen manantiales hidrotermales producto de vulcanismo reciente y de fallas activas, lo cual provoca que el calor llegue a superficie (Camprubí et al., 2009). En el caso de la Cuenca Wagner y sus fallas asociadas, la zona está generando calor interno que puede ser aprovechado como recurso geotérmico. Hiriart en 2009 a partir de una ventila de 300°C calcula que se podrían generar aproximadamente hasta 20 MW de electricidad. En el 2013, Prol-Ledesma y colaboradores reportan valores elevados de flujo de calor a lo largo del sistema de falla Wagner, e interpretan el calor medio de 1,875 mW/m^2 como evidencia de ruptura continental y un fondo marino en expansión, Neumann *et al.* (2017) realizan estudios de flujo de calor y obtienen valores en un orden

menor que los reportados por Prol-Ledesma (2013), a pesar de ello la zona es potencialmente atractiva para la generación de energía eléctrica ya que los campos geotérmicos en el mundo son zonas donde el calor interno de la Tierra se concentra y calienta los fluidos subterráneos, generando recursos energéticos aprovechables; las características geológicas de dichas zonas son: estar asociados a fallas y fracturas (ligada a actividad tectónica), que actúan como conductos para que circulen los fluidos hidrotermales, y controlan ubicación y extensión de los reservorios geotérmicos; además, la litología y propiedades de las rocas que determinan la capacidad del reservorio, almacenamiento y transmisión del fluido.

c) Las mareas generadas en el extremo norte del GC por resonancia hidráulica alcanzan 6 m de amplitud (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 2006), las cuales pueden ser aprovechadas como energía y transformarse a electricidad, pues se tiene a un trabajo aproximado de 50 MWh/km^2 y a una potencia media de 15 MW/km^2 (Hiriart, 2009) para lo cual se requiere tecnología e infraestructura capaz de convertir dicha energía y aprovecharla de manera local.

d) En la planicie del Delta del Colorado la radiación solar es elevada, supera los $600W/m^2$ alrededor del mediodía y genera cambios en la salinidad del agua más superficial de la zona, justo donde descarga el agua del Río Colorado, los promedios diarios en el mes de enero son de 4420 Wh/m^2 (Base de datos nacional sobre radiación solar [NSRDB], 2025), por lo que podría aprovecharse para la producción de energía eléctrica.

e) En las capas sedimentarias potentes del norte del GC existe potencial de gas natural, la existencia de estos hidrocarburos ya se ha probado con el pozo Extremeño-1 (produjo gas y condensado), con rocas generadoras de lutitas del Mioceno; la roca almacenadora es arenisca del Mioceno-Plioceno; las trampas de hidrocarburos en la zona son de tipo combinado, asociadas a procesos de extensión y transtensión; además existe evidencia de manifestaciones de hidrocarburos en el fondo marino del GC.

24.9 Conclusiones

El Golfo de California es una región geológicamente compleja con una evolución de un sistema de *rifting* continental hacia una cuenca oceánica. La interacción tectónica entre las placas Norteamericana y Pacífica ha moldeado la región desde el Mioceno medio hasta el Presente, generando un sistema de fallas transformantes, cuencas *pull-apart* y áreas de extensión y subsidencia que caracterizan la apertura y evolución del GC. El relleno sedimentario es variado, desde depósitos marinos y sedimentación clástica del Mioceno medio; con sedimentos marinos profundos y conglomerados asociados al *rift* activo del Plioceno y del Plioceno al Reciente se tienen sedimentos marinos, continentales, aluviales y volcanoclásticos.

Las cuencas del norte del Golfo de California, específicamente Altar, Wagner, Consag, Adair-Tepoca y Delfín Superior son cuencas tipo *pull-apart*, tienen diferentes magnitudes, extensión, subsidencia, espesores de sedimentos y condiciones térmicas; se han desarrollado desde la apertura del GC, son resultado de procesos de extensión oblicua y movimientos transtensionales entre las placas Norteamérica y Pacífica, desde el Mioceno al presente.

Las diversas estructuras identificadas se han logrado por el aporte de datos sísmicos que incluyen fallas transformantes y normales (transtensión), permitieron el desarrollo de cuencas *pull-apart* como la Cuenca Wagner que tiene una red de fallas secundarias que modifican su evolución.

El relleno sedimentario producto del Río Colorado y otros ríos provenientes de la Sierra Madre Occidental, en algunas cuencas sedimentarias *pull-apart* sobrepasa los 7 km de espesor, por lo que son de interés por los recursos naturales del subsuelo que contienen.

Debido a la actividad tectónica y el flujo de calor en el GC, es que la zona de la cuenca Wagner tiene potencial geotérmico y podría generar energía eléctrica, además de las posibilidades de obtener gas y condensado con exploración de pozos en las cuencas de mayor espesor sedimentario (Cuenca Wagner) por ello la región es considerada de gran interés económico.

24.10 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuál es el proceso geológico que dio origen a las cuencas del Golfo de California?

a) Subducción
b) Rift oblicuo
c) Pliegues sinclinales
d) Formación de arco insular

2. ¿Cuáles son las principales cuencas del sector norte del Golfo de California?

a) Wagner, Consag, Delfín Superior, Altar y Adair-Tepoca
b) Guaymas, Tiburón, Carmen, Farallón y Wagner
c) Balsas, Santiago, Loreto y Pescadero
d) Ensenada, San Quintín, Vizcaíno y San Ignacio

3. ¿Qué tipo de cuencas predominan en el sector norte del Golfo de California?

a) Rift en expansión
b) *Pull-apart*
c) Cuencas de subducción
d) Cuencas intraplaca

4. ¿Qué fenómeno ha facilitado la sedimentación en las cuencas del Golfo de California?

a) Actividad volcánica reciente
b) Depósitos del Río Colorado
c) Movimientos de subducción
d) Erosión de la Sierra Madre Occidental

5. ¿Cuál es la principal estructura geológica que delimita la Cuenca Wagner?

a) Falla de San Andrés
b) Falla de Cerro Prieto
c) Falla Consag
d) Falla de Tiburón

6. ¿En qué periodo geológico comenzó la apertura del Golfo de California?

a) Cretácico
b) Mioceno
c) Triásico
d) Carbonífero

7. ¿Qué tipo de corteza predomina en las cuencas *pull-apart* del Golfo de California?

a) Oceánica densa
b) Continental gruesa
c) Transicional
d) Subduccional

8. ¿Cuál de las siguientes cuencas se considera inactiva?

a) Wagner
b) Delfín Superior
c) Consag
d) Adair-Tepoca

9. ¿Qué factor geológico contribuye a la actividad geotérmica en la Cuenca Wagner?

a) La existencia de una dorsal oceánica
b) Un alto flujo de calor del manto
c) Actividad hidrotermal derivada de la subducción
d) Presencia de una pluma mantélica

10. ¿Qué sistema de fallas conecta la Cuenca Wagner con la Cuenca Delfín?

a) Falla Cerro Prieto
b) Falla San Pedro Mártir
c) Falla Guaymas
d) Falla de Ballenas

11. ¿Cuál es la principal característica de las cuencas *pull-apart*?

a) Formación por compresión
b) Depresión causada por subducción
c) Separación por fallas laterales con subsidencia
d) Formación en zonas de colisión continental

12. ¿Qué elemento geológico actúa como aislante térmico en la región?

a) Las rocas basálticas
b) Los espesores sedimentarios
c) Las estructuras volcánicas
d) Las fallas transformantes

13. ¿Qué tipo de estructura geológica predomina en la Cuenca Wagner?

a) Sinclinal
b) Anticlinal
c) Rollover
d) Rift simétrico

14. ¿Qué fenómeno tectónico generó la separación de la Península de Baja California del continente?

a) Subducción de la Placa de Cocos
b) Movimiento de la Placa del Pacífico hacia el noroeste
c) Expansión del lecho marino en la Fosa de las Marianas
d) Formación de un arco volcánico

15. ¿Qué tipo de modelo geológico se ha propuesto para explicar la evolución de las cuencas del sector norte?

a) Modelo de expansión oceánica
b) Modelo de cuencas *pull-apart*
c) Modelo de subducción inversa
d) Modelo de pliegues y fallas

16. ¿Qué actividad geológica es responsable de la sismicidad en la región?

a) Movimiento de placas convergentes
b) Deformación transtensiva
c) Rotación de microplacas
d) Formación de domos salinos

17. ¿Qué evento geológico ocurrió hace aproximadamente 4-5 millones de años en la región?

a) Formación de las primeras cuencas *pull-apart*
b) Inicio de la subducción de la Placa del Pacífico
c) Separación del Bloque de Sonora
d) Formación de la Fosa de Guaymas

18. ¿Cuál es una de las fuentes de calor en la región que podría aprovecharse para generar energía geotérmica?

a) Erupciones volcánicas recientes
b) Intrusiones de magma en la corteza
c) Sedimentación rápida del Río Colorado
d) Procesos de compactación de lutitas

19. ¿Qué tipo de energía renovable podría aprovecharse en la región norte del Golfo de California?

a) Hidroeléctrica
b) Geotérmica
c) Biomasa
d) Eólica

20. ¿Cuál es la principal característica de la Cuenca Consag?

a) Forma romboidal
b) Depresión angosta y alargada
c) Formación por subducción
d) Ubicación al sur del Canal de Ballenas

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	b)	11.	c)	16.	b)
2.	a)	7.	c)	12.	b)	17.	a)
3.	b)	8.	d)	13.	c)	18.	b)
4.	b)	9.	b)	14.	b)	19.	b)
5.	b)	10.	d)	15.	b)	20.	b)

24.11 Bibliografía

Aguilar Campos, C., González Escobar M., y Martín-Barajas J. A. (2009). Geometría de la cuenca de Wagner, golfo de California, a partir de sísmica de reflexión. *Geos, 28*(3).

Allison, E. C. (1955). Middle Cretaceous Gastropoda from Punta China, Baja California, México. *Journal of Paleontology, 29*(3), 400-432.

Álvarez, L. G., Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda R., & González-Escobar, M. (2009). Bathymetry and active geological structures in the Upper Gulf of California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61*(1), 129-141.

Anderson, T. H., Eells, J. H., y Silver, L. T. (1978). Rocas precámbricas y paleozoicas de la región de Caborca, Sonora, México. En *Libreto Guía del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora* (pp. 5-34). Hermosillo, Sonora: Instituto de Geología, UNAM.

Aragón-Arreola, M. (2006). *Structural evolution of basins in the northern and central Gulf of California: Implications for rift kinematics and strain accommodation* [Ph.D. thesis, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada]. Ensenada, B.C., México: Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada.

Aragón-Arreola, M., & Martín-Barajas, A. (2007). Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology, 35*(6), 571-574.

Atwater, T., & Stock, J. (1998). Pacific–North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: An update. *International Geology Review, 40*(1), 375-402.

Aydin, A., & Nur, A. (1982). Evolution of *pull-apart* basins and their scale independence. *Tectonics, 1*(1), 91-105.

Buck, W. R. (2009). Dynamic processes in extensional and compressional settings: The dynamics of continental breakcup and extension. Watts, A. B. (ed.). Crust and Lithospere Dynamics, pp. 335-377.

Camprubí, A., Robinson, C.J., Shumilin, E., Franco, S.I., Peláez Gaviria, J.R., Estradas, A., Sánchez, A., Hiriart, G., Rodríguez Figueroa, G., Tauler, E. (2009). Discovery of massive gas seepage along the Wagner Fault, Northern Gulf of California: Marine Geology (enviado). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), 2006. www.cicese.edu.mx

Carriqquiry, J. D., Sánchez A., & Camacho-Ibar V. F. (2001). Sedimentation in the northern Gulf of California after cessation of the Colorado River discharge. *Sedimentary Geology, 144,* 37-62.

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. (2006). *Informe sobre las mareas en el extremo norte del Golfo de California.* CICESE.

Comisión Nacional del Agua. (2024). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Sonoyta-Puerto Peñasco (2603), estado de Sonora.* https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/sonora/DR_2603.pdf?utm_source=chatgpt.com

Coney, P. J. (1979). Tertiary evolution of Cordilleran metamorphic core complexes. En J. M. Armentout, M. R. Cole, & H. Ferbest (Eds.), *Pacific Coast Paleogeography Symposium 3: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* (pp.14-28).

Couch, R. W., Ness, G. E., Sánchez-Zamora, O., Calderón-Riveroll, G., Doguin, P., Plawman, T., Coperude, S., Huehn, B., & Gumma, W. (1991). Gravity anomalies and crustal structure of the Gulf and Peninsular Province of the Californias. En J. P. Dauphin, & B. R. Simoneit (Eds.), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias:*

American Association of Petroleum Geologists Memoir 47

Cowie, P. A., Gupta, S., & Dawers, N. H. (2000). Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. Basin Research, 12(3-4), 241-261.

Cristallini, E. O., & Allmendinger, R. W. (2000). "Análisis estructural de la deformación frágil". *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55*(3), 257-268.

Curry, J. R., & Moore, D. G. (1984). Geologic history of the mouth of the Gulf of California. En J. K. Crouch, & S. B. Bachman (Eds.), *Tectonics and sedimentation along the California margin: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Book 38* (pp. 17-36).

DeMets, C. (1995). Reappraisal for seafloor spreading lineation in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific Plate and estimates of Pacific-North America plate motion. *Geophysical Research Letters, 22*(1), 3545-3548.

Dickinson, W. R. (1979). Cenozoic plate tectonic setting of the Cordilleran region in the United States. En J. M. Armentout, M. R. Cole, & H. Ferbest (Eds.), P*acific Coast Paleogeography Symposium 3. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.*

Dorsey, R. J. (2010). Sedimentation and crustal recycling along an active oblique-rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California. *Geology, 38*(5), 4.

España-Pinto, J. A. (2001). *Estratigrafía y geología de la cuenca cenozoica de Tehuitzingo, Puebla* [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería], México D. F., México. 69 pp.

España Pinto, J. A. (2013). *Modelado de Cuencas y Sistemas Petroleros: Un ejemplo de aplicación en la Región Norte del Golfo de California, México* [Tesis de Maestría, Instituto Politécnico Nacional] Ciudad de México, México. 189 pp.

Fenby, S. S., & Gastil, R. G. (1991). Geologic-Tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas. En *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias: AAPG Bulletin. Memoir 47* (pp. 79-83).

García, D. G., 1976, Prospección Geológica en Baja California: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. XXVIII, números 1 y 2, p. 53 – 87.

Glenn, E. P., Nagler, P. L., Brusca, R. C., & Hinojosa-Huerta, O. (2006). Coastal wetlands of the northern Gulf of California: *Inventory and conservation status. Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems, 16*(1), 5-28.

González-Escobar, M., Suárez-Vidal, F., Hernández-Pérez, J., A., Martín-Barajas, A. (2010). Seismic reflection-based evidence of a transfer zone between the Wagner and Consag basins: implications for defining the structural geometry of the northern Gulf of California. Geo-Mar Lett 30, 575–584 (2010). https://doi.org/10.1007/s00367-010-0204-0

González-Escobar, M., Suárez-Vidal, F., Sojo-Amezquita, A., Gallardo-Mata, C. G., & Martín-Barajas, A. (2014). Consag Basin: Northern Gulf of California, evidence of generation of new crust, based on seismic reflection data. *International Geology Review, 56*(11), 1315-1331.

González-Escobar, M., Aguilar-Campos, C., Suárez-Vidal, F., & Martín-Barajas, A. (2009). Geometry of the Wagner basin, upper Gulf of California based on seismic reflections. *International Geology Review, 51*(2), 133-144.

González-Fernández, A., Dañobeitia, J. J., Delgado-Argote, L. A., Michaud, F., Córdoba, D., & Bartolomé, R. (2005). Mode of extension and *rifting* history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research, 110*(1), 1-17.

Guzmán, E. A. (1984). Geología petrolera del Golfo de California y áreas aledañas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 36*(1), 19-62.

Hausback, B. P. (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México. En V. A. Frizzell Jr. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* (Vol. 39, pp. 219-236).

Hernández Pérez, J. A. (2008). *Estructura y estratigrafía en las cuencas de Wagner y Consag, Golfo de California, a partir de sísmica de reflexión* [Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada]. Ensenada, B.C. México.

Henry, C. D., & Aranda-Gómez, J. J. (2000). Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and *Basin and Range* extension in the southern *Basin and Range*. *Tectonophysics, 318*(1-4), 1-17.

Henyey, T. L., & Bischoff, J. L. (1973). Tectonic elements in the northern part of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin, 84*(1), 315-330.

Hiriart L., B., G. (2009). Potencial energético del Alto Golfo de California. *Boletín de la Sociedad*

Geológica Mexicana, 61(1), 143-146. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222009000100014&lng=es&tlng=es.

Hurtado-Artunduaga, A. D. (2002). *Modelo estructural de la Cuenca de Wagner en el Golfo de California basado en sísmica de reflexión multicanal* [Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM]. Ciudad de México, México.

Hurtado-Brito, J. C. (2012). *Registro volcánico de las cuencas rift del norte del Golfo de California a partir de sísmica de reflexión.* [Tesis de Maestría, Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada], Ensenada, México.

Karig, D. E., & Jensky, W. (1972). The Protogulf of California. *Earth and Planetary Science Letters, 17*(1), 169-174.

Klein, G. D. (1991). Classifying sedimentary basins by plate tectonic settings. *Journal of Petroleum Geology, 14*(2), 163-180.

Lewis, C. J., & Stock, J. M. (1998). Paleomagnetic evidence of localized vertical axis rotation during Neogene extension, Sierra San Fermín, northeastern Baja California, México. *Journal of Geophysical Research, 103*(1), 2455-2470.

Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Paramo, P., Sutherland, F., & Umhoefer, P. J. (2007). Variation in styles of *rifting* in the Gulf of California. *Nature, 448*(1), 466-469.

Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. En E. L. Winterer, D. M. Hussong, & R. W. Decker (Eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Geological Society of America, The Geology of North America* (Vol. N, pp. 499-522). Boulder, CO: Geological Society of America.

López Villagómez, O. 2023. Modelación, evaluación y estimación del potencial geotérmico para la generación de energía eléctrica en la Cuenca de Wagner: México, Ensenada, Baja California. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Tesis de Maestría, 89 pp.

Lozano, R. F. (1975). Evaluación petrolífera de la Península de Baja California, Mex. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 27*(4-6), 303.

Lyle, M., & Ness, G. E. (1991). The opening of the Southern Gulf of California. En J. P. Dauphin, & B. R. Simoneit (Eds.), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias* (AAPG Memoir 47, pp. 403-423).

Mann, P. (2001). Global tectonic settings of basins classified by their plate tectonic settings. Marine and Petroleum Geology, 18(1), 1-15.

Mann, P. (2007). Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. *Geological Society, London, Special Publications, 290*(1), 13-142.

MARGINS. (2007). Seismic and Geologic Study of Gulf of California Rifting and Magmatism. http://www.nsf-margins.org/RCL/GoC/RCLGoCproposal.html.

Mart, Y., y Dauteuil, O. Analogue experiments of propagation of oblique rifts, Tectonophysics, Volume 316, Issues 1–2, 2000, 121-132. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00231-0

Martín-Barajas, A. (2000). Volcanismo y extensión en la provincia extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 52*(1), 72-83.

Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J. Y., Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, B., Mortera-Gutiérrez, C., y Dyment, J. (2005). La zona de falla Tosco-Abreojos: un sistema lateral derecho activo en la placa Pacífico y la Península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57*(1), 53-63.

Morán, Z. D. J., Urrutia, F. J. U., Campos, M. E., Silva, R. G., Caballero, M. C., Uribe, L. J., Cabral, C. E., Alarcón, P. S., Mora, A. G., Campos, S., Iruretagoyena, J. A., Moreno, J. L., y Olvera, J. (1984). *Geología de la República Mexicana* (2ª ed.). INEGI, UNAM y Facultad de Ingeniería, 88 páginas.

National Renewable Energy Laboratory. (s.f.). National Solar Radiation Database. https://nsrdb.nrel.gov/

Nagy, E. A., & Stock, J. M. (2000). Structural controls on the continent–ocean transition in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research, 105*(1), 16251-16269.

Nava-Sánchez, E. H., Gorsline, D. S., & Molina-Cruz, A. (2001). The Baja California peninsula borderland: structural and sedimentological characteristics. *Sedimentary Geology, 144*(1), 63-82.

Neumann, F., Negrete-Aranda, R., Harris, R., Contreras, J., Sclater, J., & González-Fernández, A. (2017). Systematic heat flow measurements across the Wagner Basin, northern Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters, 479*(1), 340-353. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.037

Oskin, M. (2002). *Tectonic Evolution of the Northern Gulf of California, Mexico, Deduced from Conjugate Rifted Margins of the Upper Delfín Basin* [Doctoral thesis, California Institute of Technology]. 321 páginas.

Oskin, M., Stock, J. M., & Martín Barajas, A. (2001). Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology, 29*(5), 459-462.

Oskin, M. y Stock, J. M. (2003). Marine incursion synchronous with plate-boundary localization in the Gulf of California. *Geology, 31*(1), 23-26.

Pacheco, M., Martín-Barajas, A., Elders, W., Espinosa-Cardeña, J. M., Helenes, J., & Segura, A. (2006). Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton trough. *Revista mexicana de ciencias geológicas, 23*(1), 1-22. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742006000100001&lng=es&tlng=

Pemex Exploración y Producción. (2010). Provincia Petrolera Golfo de California. Ver. 1.0. Comisión Nacional de Hidrocarburos. Recuperado de http://www.cnh.gob.mx/.

Peña-Domínguez, J., G. (2024). *Caracterización térmica y estructural en la cuenca Wagner, Golfo de California, a partir de mediciones sistemáticas de flujo de calor y sísmica de reflexión.* [Tesis de doctorado, Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada], Ensenada, México. 78 pp.

Pérez-Cruz, G. A. (1982). Algunos resultados de la investigación geológico–geofísica en la porción noroccidental del Golfo de California. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 34*(1), 71-77.

Persaud, P., Stock, J. M., Steckler, M. S., Martín-Barajas, A., Diebold, J. B., González-Fernández, A., & Mountain, G. S. (2003). Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfín Basins, northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research, 108*(2355). https://doi.org/10.1029/2002JB001937

Phillips, R. P. (1964). Seismic refraction studies in the Gulf of California. En T. van Andel & G. G. Shor (Eds.), *Marine Geology of the Gulf of California* (Memoir 3, pp. 90-121). American Association of Petroleum Geologists.

Prol-Ledesma, R. M., Torres-Vera, M. A., Rodolfo-Metalpa, R., Ángeles, C., Deveze, C. H. L., Villanueva-Estrada, R. E., Shumilin, E., & Robinson, C. (2013). High heat flow and ocean acidification at a nascent *rift* in the northern Gulf of California. *Nature Communications, 4*(1388). https://doi.org/10.1038/ncomms2390

Quezada, M. J. M., y Sarmiento, B. R. (1999). Tabla de correlación estratigráfica de la República Mexicana. Petróleos Mexicanos, 50 Aniversario de la AMGP.

Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., y Lozano-Santacruz, R. (2004). El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21*(1), 320-334.

Santillán, M., y Barrera, T. (1930). Las posibilidades Petrolíferas en la Costa Occidental de la Baja California entre los paralelos 30° y 32° de Latitud Norte. *Instituto Geológico de México, Anales, 20*(4), 394-402.

Sánchez-Guillén, L. (2004). *Estructura de la cuenca de Wagner y la Falla Cerro Prieto en el Golfo de California mediante el análisis de datos sísmicos de reflexión multicanal* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería]. México, D.F, 55 pp.

Stock, J. M. (2000). Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, México, to development of the plate boundary in the Gulf of California. En H. Delgado-Granados *et al.* (Eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico* (Geological Society of America Special Paper 334, pp. 143–156).

Sumner, J. R. (1972). Tectonic significance of gravity and aeromagnetic investigations at the head of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin, 83*(1), 3103-3120.

Sylvester, A.G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin, 100*(11), 1666-1703.

Vázquez-Figueroa, C., Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., Sánchez, A., Dando, P., Camprubí, A., Robinson, C. J., y Hiriart Le Bert, G. (2009). Batimetría y características hidrográficas (mayo, 2007) en las Cuencas de Consag y Wagner, Norte del Golfo de California, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61*(1), 119-127.

Wu J. E., McClay, K, Whitehouse P. y Dooley T., 2009, 4D analogue modeling of transtensional pull-apart basins: Marine and Petroleum Geology v. 26, p. 1608-1623.

25 Evolución geológica y estratigráfica de la Cuenca de Ahuichila, noreste de México

Edgar Medina Pérez, César Francisco Ramírez Peña, Elizabeth Chacón Baca, José Jorge Aranda Gómez, Katty Grisel Cano González y Roberto Abraham Pedraza Villa

Sumario

25.1 Resumen
25.2 Abstract
25.3 Introducción
25.4 Generalidades
25.4.1 Ubicación
25.4.2 Estado del arte
25.5 Desarrollo del tema
25.5.1 Tipo de cuenca
25.5.2 Descripción general
25.5.2.1 La Cuenca del Bajío de Ahuichila
25.5.3 Estratigrafía
25.5.4 Sedimentología
25.5.5 Geología Estructural
25.5.6 Contenido paleontológico
25.5.7 Evolución geológica de la cuenca y propuesta de modelo
25.6 Consideraciones económicas
25.6.1 Hidrocarburos, Yacimientos minerales metálicos y no metálicos
25.7 Conclusiones
25.7.1 Agradecimientos
25.8 Autoevaluación
25.9 Bibliografía

25.1 Resumen

La Cuenca de Ahuichila, ubicada en la región centro-norte de México, abarca partes de los estados de Durango, Zacatecas y Coahuila. Esta cuenca que se formó durante el Paleógeno en el lapso entre 35 y 26 Ma es un sistema de sub-cuencas continentales, con el Bajío de Ahuichila como su elemento principal. La cuenca fue sin-orogénica y se formó en el antepaís del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018) por el levantamiento de bloques corticales que incluían la sobrecubierta sedimentaria y rocas del basamento. Este levantamiento aceleró los procesos erosivos que dieron lugar a los materiales detríticos que se acumularon en la cuenca, propició la creación del espacio necesario para acomodarlos en sistemas de subcuencas fluvio-lacustres, en donde las sucesiones sedimentarias llegaron a más de 1,000 m de espesor. Esas sucesiones estratigráficas son correlacionables con las distintas litofacies de la Formación Ahuichila (formada por depósitos clásticos y volcaniclásticos). Los afloramientos más completos de estas rocas se localizan al sureste de Viesca, Coahuila alrededor del Bajío de Ahuichila. Esta localidad está en el límite entre el Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental y la porción septentrional de la Mesa Central.

La Cuenca del Bajío de Ahuichila, formado durante un pulso de actividad tectónica intensa, contiene una sucesión de rocas sedimentarias y volcaniclásticas (tobas de caída y tobas retrabajadas) provenientes de volcanes ubicados afuera de la cuenca misma, que se acumularon entre el Eoceno tardío y el Oligoceno tardío, además de capas fosilíferas.

25.2 Abstract

The Ahuichila Basin, located in the central-northern region of Mexico, spans parts of the states of Durango, Zacatecas, and Coahuila. This basin, which formed during the Paleogene between 35 and 26 Ma, is a system of continental sub-basins, with the Ahuichila Bajío as its main feature. It developed as a syn-orogenic basin within the foreland of the Mexican Orogen (Fitz-Díaz *et al.*, 2018) due to the uplift of crustal blocks that included the sedimentary cover and

basement rocks. This uplift accelerated erosional processes, which generated the detrital materials that accumulated in the basin and created the necessary accommodation space in fluvial-lacustrine sub-basin systems, where sedimentary successions reached more than 1,000 m in thickness. These stratigraphic successions correlate with the different lithofacies of the Ahuichila Formation (composed of clastic and volcaniclastic deposits). The most complete outcrops of these rocks are located southeast of Viesca, Coahuila, around the Ahuichila Bajío. This locality lies at the boundary between the Transverse Parras Sector of the Sierra Madre Oriental and the northern portion of the Central Mesa.

The Ahuichila Bajío Basin, formed during a pulse of intense tectonic activity, contains a succession of sedimentary and volcaniclastic rocks (fallout tuffs and reworked tuffs) from volcanoes located outside the basin itself, which accumulated between the late Eocene and the late Oligocene, along with fossiliferous layers.

25.3 Introducción

La Cuenca de Ahuichila es de origen continental y se ubica en la región centro-norte de México, específicamente, en la parte oriental del Estado de Durango, el sur de Coahuila y la zona norte de Zacatecas; ocupando un área desconocida actualmente, sin embargo, se calcula un área aproximada de hasta ~ 50, 000 km^2 (Figura 25.1). Fisiográficamente se ubica en las provincias de la Sierra Madre Oriental, Sierra Madre Occidental, Mesa Central y Sierras y Llanuras del Norte (Figura 25.2). La forma de la cuenca es irregular, es asimétrica y su eje mayor presenta un rumbo NW-SE. Ésta se formó durante el Paleógeno, entre el Eoceno al Oligoceno, como productor de actividad tectónica compresiva cuando se reactivó un sistema complejo de bloques tectónicos que levantaron e involucraron a la cubierta sedimentaria y al basamento en la región lo que ocasionó un incremento en la erosión, se encargó de suministrar el material detrítico que alimentó a la cuenca, y creó el espacio donde se acumularon sedimentos en una o más sub-cuencas cerradas fluvio-lacustres capaces de alojar espesores de más de 1,000 m.

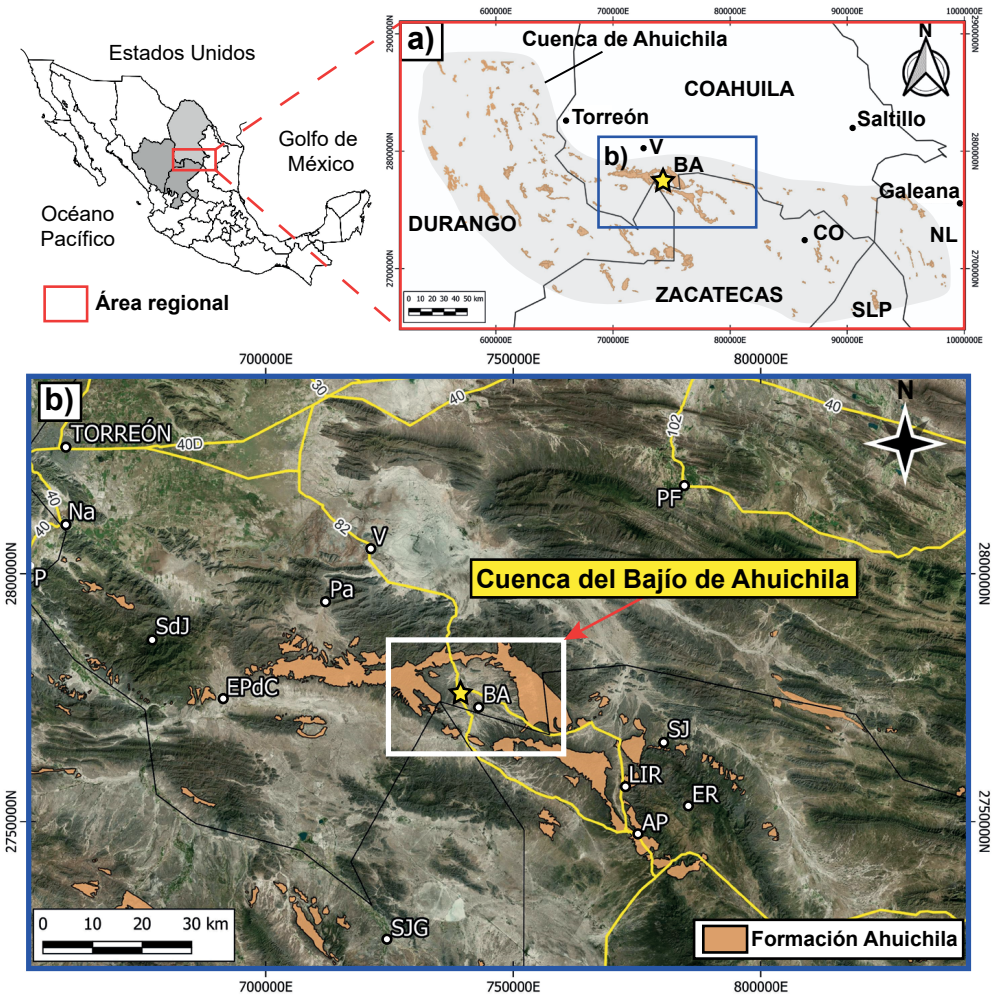


Figura 25.1. a) Localización de la Cuenca del Bajío de Ahuichila y la geometría de la cuenca estimada de acuerdo con los reportes de la Formación Ahuchila (modificado de la carta geológico-minera del Servicio Geológico Mexicano [SGM] [1999, 2000]). Abreviaturas: SLP: San Luis Potosí; NL: Nuevo León; V: Viesca; BA: Bajío de Ahuichila; CO: Concepción del Oro. b) Ubicación de la Cuenca del Bajío de Ahuichila. Abreviaturas: Na: Nazareno; SdJ: Sierra de Jimulco; EPdC: El Pozo de Calvo; Pa: Paredones; V: Viesca; BA: Bajío de Ahuichila; SJG: San Juan de Guadalupe; PF: Parras de la Fuente; LIR: Los Indios Romualdo; SJ: San Julián; AP: Apizolaya; ER: El Rodeo.

A la cuenca la caracterizan depósitos potentes de sedimentos clásticos (conglomerados, areniscas y limolitas) y volcaniclásticos (tobas) los que han sido correlacionados por su posición estratigráfica y litología con la Formación Ahuichila del Paleógeno (Rogers *et al.*, 1961). Su mayor expresión se encuentra en su localidad tipo, en la región conocida como Bajío de Ahuichila, ubicado al suroeste de Viesca, Coahuila (Figura 25.1). Este lugar contiene las exposiciones más completas

de los estratos paleógenos de la Formación Ahuichila conservados en la región. También se han observado afloramientos excelentes ocupando grabens y depresiones sinclinales en La Leona, al oeste del Cañón Soldados, noreste de la Sierra de Mapimí y en el Cuadrángulo Pedriceñas (Clemons y McLeroy, 1962). Además, existen afloramientos en la Sierra La Cadena (Figura 25.2), cerca del Puerto de La Ventana (Pantoja-Alor, 1963), en los Alamillos en Galeana, Nuevo León y al sur de Eugenio Zapata, cerca de Rodeo, Durango (De la Vega, 1963). La Formación Ahuichila también ha sido identificada en el Arroyo de Juan Eugenio, Coahuila (Pérez-Rul, 1967) y al suroeste de Vicente Suárez, Durango (Córdoba-Méndez, 1988) y en Peñón Blanco, Durango (Ramírez-Peña, 2014) (Figura 25.2).

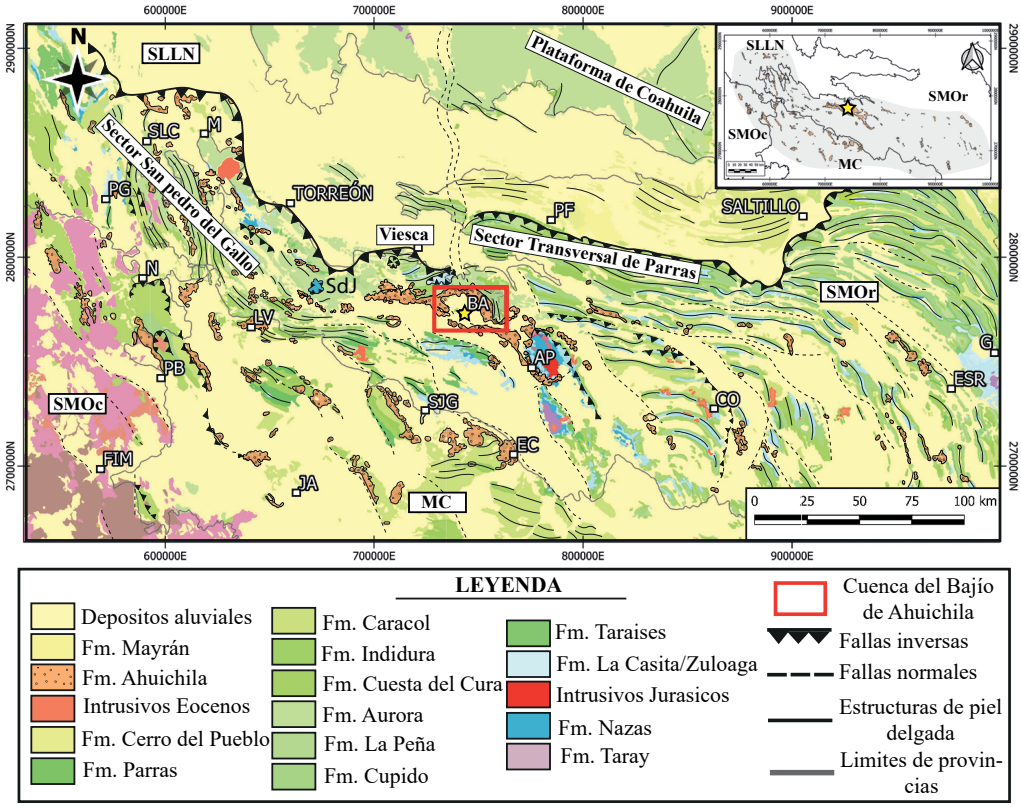


Figura 25.2. Mapa geológico regional donde se ilustran los afloramientos de la Formación Ahuichila y las estructuras geológicas más importantes (modificado de la carta geológico-minera del Servicio Geológico Mexicano [SGM] [1999, 2000]) Abreviaturas: PG: San Pedro del Gallo; M: Mapimí; N: Nazas; LV: Los Vallecillos; PB: Peñón Blanco; FIM: Francisco I. Madero; JA: Juan Aldama; SJG: San Juan de Guadalupe; V: Viesca; BA: Bajío de Ahuichila; PF: Parras de la Fuente; AP: Apizolaya; EC: Estación Camacho; CO: Concepción del Oro; ESR: Entronque San Roberto; G: Galeana. Provincias: SLLN: Sierras y Llanuras del Norte; SMOc: Sierra Madre Occidental; MC: Mesa Central; SMOr: Sierra Madre Oriental.

Los trabajos más recientes de estratigrafía, geología estructural y geocronología de la cuenca se han enfocado en su localidad tipo (Frontón de Ahuichila, en el Bajío de Ahuichila), Coahuila (p.ej., Eguiluz y de Antuñano *et al.*, 2022; Medina-Pérez, 2023), este capítulo se concentrará en una nueva revisión de la estratigrafía de la Cuenca del Bajío de Ahuichila de donde se discutirán los últimos avances realizados en el marco del proyecto PAPIIT IG101523: Acortamiento tectónico tardío, Oligoceno tardío-Mioceno temprano (?), en el norte de México: Plegamiento y cabalgaduras de la Transversal de Parras (Coah.) y en la Sierra La Giganta (BCS), en el cual colaboran los autores del presente trabajo.

25.4 Generalidades

25.4.1 Ubicación

La Cuenca de Ahuichila, está subdividida en varias subcuencas ampliamente distribuidas en la parte centro-norte de México principalmente entre los estados de Durango, Coahuila y Zacatecas. Su mejor exposición se localiza en la parte central de la cuenca, en la denominada "Cuenca del Bajío de Ahuichila", ubicada aproximadamente a unos 40 km al sureste de Viesca, Coahuila, cerca del punto triple en donde convergen las líneas divisorias entre los estados de Coahuila, Durango y Zacatecas (Figura 25.1). Geológicamente, esta cuenca se sitúa en el límite geológico entre la zona sur del Sector Transversal de Parras (STP) de la Sierra Madre Oriental (SMOr) y la zona norte de la Mesa Central, en la región Centro-Norte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) (Figura 25.2).

25.4.2 Estado del arte

Los estudios de la Cuenca de Ahuichila, la Formación Ahuichila y las unidades correlacionables a esta fueron iniciados por investigadores interesados en la geología, hidrología y arqueología de la región desde principios del siglo XX hasta la actualidad. Diversos autores han contribuido a la comprensión de estas cuencas, identificando y describiendo formaciones geológicas significativas en las regiones de Coahuila, Zacatecas y Durango. En este apartado se revisarán los

principales hallazgos y correlaciones estratigráficas de estas formaciones con sus respectivas cuencas, enfocándose en la cuenca del Bajío de Ahuichila, en la Formación Ahuichila y sus unidades estratigráficas equivalentes, así como en la Formación Mayrán y el Conglomerado Mazapil.

El pionero en este campo fue Kellum (1932), quien reportó la existencia de una sucesión clástica-volcaniclástica expuesta en varias localidades del norte de México. Posteriormente, en el año de 1936, ese mismo autor describió esta unidad como "Conglomerados del Cretácico Superior o del Terciario", señalando que yacen en discordancia angular y erosiva sobre rocas del Jurásico y Cretácico, y que sus ángulos altos de inclinación son atribuidos a un significativo levantamiento tectónico.

En los años siguientes, Imlay (1936, 1937, 1938) definió y correlacionó a la Formación Mayrán con las sucesiones reportadas por Kellum (1932, 1936), sugiriendo una posible edad más joven para esta unidad. Investigaciones recientes han confirmado que la Formación Mayrán data del Pleistoceno (Amezcua-Torres *et al.,* 2012; Eguiluz de Antuñano y Carranza-Castañeda, 2013). Rogers *et al.* (1956) identificaron y describieron el Conglomerado Mazapil en Zacatecas, compuesto por capas de conglomerado rojo, arenisca, lutita, tufa y ceniza volcánica retrabajada sugiriendo para ella una edad del Eoceno tardío, con base en correlaciones con otros conglomerados regionales. De Cserna (1956) unificó estas unidades bajo el término "Serie Clástica Ahuichila", incluyendo también depósitos continentales del Paleógeno.

Más tarde, Rogers *et al.* (1961) propusieron el nombre "Formación Ahuichila" para una secuencia clástica variada, que aflora desde la Sierra de Jimulco, Coahuila, hasta Concepción del Oro, Zacatecas (Figura 25.2). Identificaron al Bajío de Ahuichila en Viesca, Coahuila, como su localidad tipo. Clemons y McLeroy (1962) la denominaron "Conglomerado Ahuichila", detallando su composición y estructura.

Investigaciones posteriores, como las de Pantoja-Alor (1962), Pérez-Rul (1967) y Tardy (1980), continuaron expandiendo el conocimiento sobre estas formaciones, describiendo sus características litológicas y estructurales en diferentes localidades de Durango y Coahuila.

Ramírez-Peña (2017) describió a la Formación Ahuichila en el bloque de San Julián, como conglomerado de clastos de origen sedimentario, con una granulometría variada, además, presenta intercalaciones lenticulares de material epiclásico-volcánico (Figura 25.3). Le asignó una edad de Eoceno tardío-Oligoceno, mientras que Pedraza-Villa (2019) mencionó que, en el límite oriental de este bloque, es un conglomerado compuesto por fragmentos de rocas sedimentarias marinas. Para esta misma región Hernández-Maldonado (2022) realizó un análisis estructural, interpretando estas formaciones como molasas continentales formadas en cuencas cortadas por fallas normales.

Eguiluz y de Antuñano *et al.* (2022) obtuvieron edades isotópicas y discutieron el significado tectónico de la Formación Ahuichila, además propusieron el nombre de "Paleocuenca de Ahuichila" para la región comprendida entre el sur de Torreón, Coahuila hasta Apizolaya en el norte de Zacatecas. Medina-Pérez (2023) estudió la "Cuenca del Bajío de Ahuichila" ubicada en la zona sur del Sector Transversal de Parras, describiendo cinco litofacies principales en la formación y documentando un espesor estratigráfico de más de 1,000 metros. Se sugiere una deposición en una cuenca cerrada con un ambiente fluvio-lacustre. La geocronología de U-Pb en circones establece la edad de la formación entre el Eoceno tardío y el Oligoceno tardío (~35 a 25 Ma).

Actualmente en el año de 2024 Medina-Pérez está desarrollando un trabajo que analizará las localidades más importantes reportadas en la literatura con el fin de definir la naturaleza de la cuenca y su geometría. En este trabajo se correlacionarán las facies y se obtendrán edades isotópicas de la Formación Ahuichila en localidades de Coahuila y Durango. Algunos de sus resultados preliminares de esta investigación sirvieron como base para desarrollar este capítulo.

25.5 Desarrollo del tema

25.5.1 Tipo de cuenca

Las Cuencas de Antepaís son depresiones en el lado externo de una cadena montañosa que se forman debido a la actividad tectónica compresiva, donde las

fuerzas tectónicas crean elevaciones (montañas) y depresiones (cuencas) las que, a menudo se llenan con sedimentos que se erosionan de las montañas circundantes. Estas cuencas pueden presentar una gran variedad de ambientes deposicionales, tal como sucede con las molasas, estas se asocian con ríos, lagos, llanuras de inundación y abanicos aluviales. La Cuenca de Ahuichila es una cuenca de antepaís generada en un ambiente continental representada por los depósitos sedimentarios que constituyen a la Formación Ahuichila. Estos han sido descritos como "molasas continentales" (Kellum, 1932; Pantoja-Alor, 1962; Tardy, 1980; Martínez-Reyes, 1989; entre otros). Las "molasas" se forman comúnmente durante periodos de intensa actividad orogénica, es decir cuando se forman las montañas. Las molasas se componen de capas de sedimentos gruesos como conglomerado, así como de arenisca y lutita que se acumulan en cuencas de antepaís (foreland) situadas adyacentes a las cadenas montañosas en crecimiento. Estos depósitos son característicos de ambientes no marinos, e incluyen litofacies fluviales, lacustres y de abanico aluvial (Eguiluz y de Antuñano *et al.*, 2022).

Clemons y McLeroy (1962) y Pantoja-Alor (1962) no concuerdan con la idea de una sucesión sin-tectónica y sugirieron que los sedimentos que afloran entre Durango y Coahuila se formaron en el continente cuando las cadenas montañosas plegadas se erosionaron y el material resultante fue transportado y depositado en cuencas sedimentarias adyacentes. Las evidencias que apoyan la idea de una cuenca continental son: la presencia de conglomerado rojo masivo típico de abanicos aluviales, caliza delgada y porosa con acumulaciones importantes de yeso, que indican un ambiente continental lacustre. Por su parte, Kellum (1932) y Tardy (1980) interpretaron que esta unidad no solo se depositó en una cuenca formada como resultado de la deformación por acortamiento, sino que también exhibe evidencia de actividad sin-tectónica.

Los trabajos más recientes de Eguiluz y de Antuñano *et al.* (2022), coinciden con la idea de una cuenca sin-tectónica. Estos autores además sugieren que la sedimentación sucedió en una cuenca tipo *"piggy-back"* sobre la Napa de Parras, en el Sector Transversal de Parras (Figura 25.2).

Los datos inéditos de Medina-Pérez (2023), son congruentes con la interpretación de que la Cuenca del Bajío de Ahuichila es una "Cuenca de Antepaís"

sintectónica con el desarrollo de pliegues en la Sierra del Yeso (Figura 25.4). Añade que la deformación estuvo relacionada con levantamiento de bloques de basamento durante el Paleógeno, tal como ocurrió en las cuencas Laramídicas en Estados Unidos (Lawton, 2008) y que fueron generadas posteriormente a los sistemas de cuencas de antepaís del Cretácico, vinculadas a cinturones de pliegues y cabalgaduras.

25.5.2 Descripción general

La Cuenca de Ahuichila se encuentra ampliamente distribuida entre los estados de Durango, Coahuila y Zacatecas, extendiéndose a los estados de Nuevo León y San Luis Potosí. La forma de las cuencas en las que se depositó la Formación Ahuichila es alargada y paralela a las estructuras de la Transversal de Parras de la SMO (Figura 25.2). Las cuencas son típicamente asimétricas, volviéndose más gruesas hacia el levantamiento activo. El conjunto limita al norte con la Sierra Madre Oriental y al sur con la Mesa Central (Figura 25.2). Hacia el occidente se encuentra el Levantamiento de Villa Juárez en Durango y su límite oriental fue el Levantamiento de San Julián en Zacatecas (Eguiluz y de Antuñano *et al.*, 2022) (Figura 25.3).

La geometría de ese conjunto de cuencas, que en adelante serán llamadas "tipo Ahuichila", está controlada por la distribución de las estructuras tectónicas (anticlinales y sinclinales) que fueron generadas por compresión tectónica durante el desarrollo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) y que, posteriormente fue modificada por tectónica de bloques de basamento muy peculiar que aún no ha sido estudiada y entendida por completo. Los pliegues asociados a estas cuencas de tipo Ahuichila se generaron tardíamente durante el Eoceno tardío-Oligoceno tardío, lo que fue posterior al pulso principal de deformación en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano y a la formación de las cuencas de antepaís del Cretácico tardío. Por tanto, en la región hubo al menos dos pulsos de acortamiento tectónico.

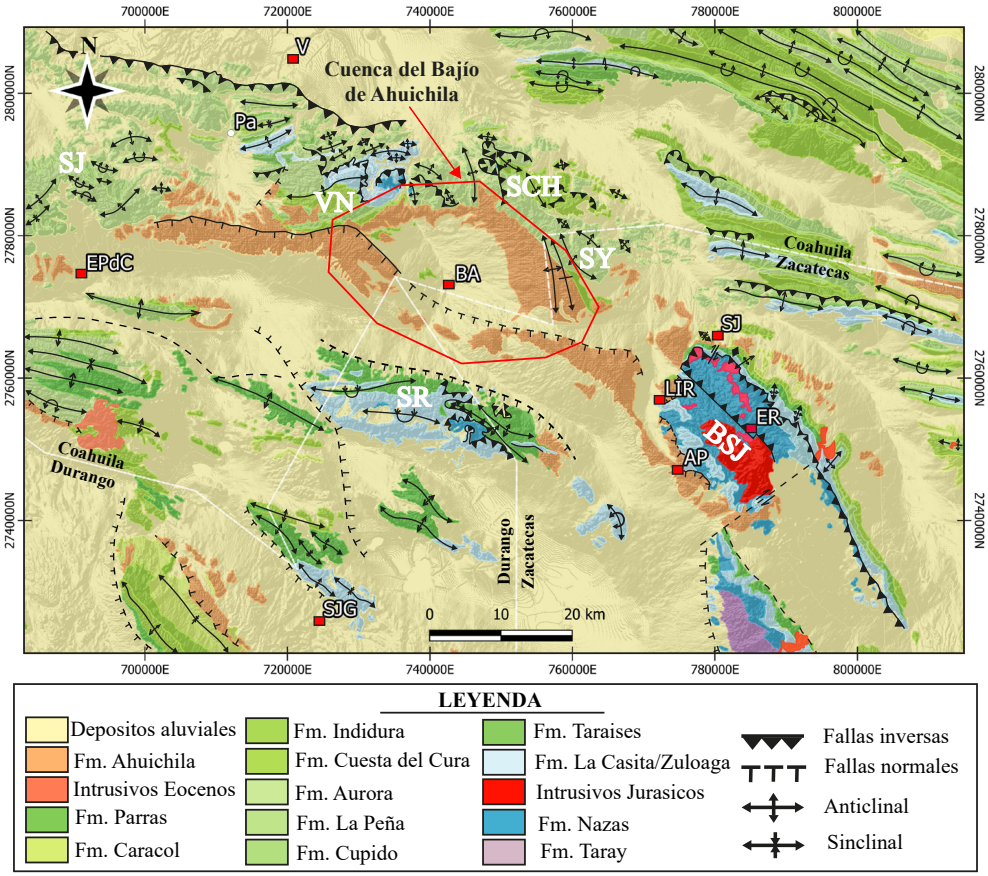


Figura 25.3. Localización de elementos tectónicos para el área del Bajío de Ahuichila (modificado del Servicio Geológico Mexicano [SGM], 1999, 2000). Abreviaturas: V: Viesca; BA: Bajío de Ahuichila; EPdC: El Pozo de Calvo; SJG: San Juan de Guadalupe; LIR: Los Indios Romualdo; AP: Apizolaya; SJ: San Jerónimo; ER: El Rodeo, SY: Sierra del Yeso; SCH: Sierra El Chino; VN: Ventana del Número; BSJ: Bloque de San Julián; SR: Sierra de Ramírez; SJ: Sierra de Jimulco.

25.5.2.1 La Cuenca del Bajío de Ahuichila

La cuenca del Bajío de Ahuichila, está ubicada en la región centro-norte de la Cuenca de Ahuichila, es una cuenca irregular, asimétrica, su eje mayor presenta un rumbo NW-SE y cubre un área aproximada de 350 km^2. Esta es una cuenca de antepaís relacionada al crecimiento de los pliegues de la Sierra del Yeso (Figuras 25.3 y 25.4), la cual se localiza en la zona sur de Sector Transversal de Parras entre los estados de Coahuila, Durango y Zacatecas, limitada por seis elementos tectónicos-estructurales y estratigráficos (Figura 25.3) los cuales son: La Sierra

del Yeso (SY) y El Chino (SCH), La Ventana del Número (VN), El Bloque de San Julián (BSJ), La Sierra de Ramírez (SR) y la Sierra de Jimulco (SJ) y es la localidad tipo de la Formación Ahuichila.

La morfología de la cuenca fue influenciada por su ubicación en la zona de transición entre el Sector Transversal de Parras y la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Ranges*). En esta zona (Figura 25.2), hay un cambio notable de geomorfología controlada por pliegues con orientación casi E-W, a una geomorfología influenciada por fallas normales con rumbos NW a WNW.

La cuenca del Bajío de Ahuichila está parcialmente rellena por más de 1,000 m de una sucesión de capas de conglomerado, arenisca, lutita, caliza lacustre, yeso y tobas de caída de extracuenca que se depositaron en ambientes continentales asociados a procesos de exhumación y erosión (Figura 25.3).

25.5.3 Estratigrafía

En la Cuenca del Bajío de Ahuichila y sus alrededores se expone una sucesión de rocas con litologías variada constituidas por rocas sedimentarias marinas y sedimentos continentales con edades que van del Cretácico inferior al Reciente (aluviones y depósitos de talud) (Figura 25.4). Además, en el centro del Bajío existe el afloramiento de un cuello volcánico formado por rocas de intra-placa, con xenolitos del manto.

Las rocas sedimentarias marinas más antiguas que conforman el basamento de la Cuenca del Bajío de Ahuichila son del Cretácico inferior-Cretácico superior, y son representadas por las formaciones Taraises-Cupido-Peña (FPCT), Aurora-Cuesta del Cura (FCCA) e Indidura (FI), las cuales afloran principalmente en las sierras El Yeso y El Chino (Figura 25.4). En general, estas unidades consisten predominantemente de calizas marinas, frecuentes margas y lutitas acompañadas por delgadas capas de yeso.

Las rocas continentales paleógenas de la Formación Ahuichila (FA) están compuestas de sedimentos detríticos derivados principalmente de la erosión de rocas calcáreas marinas y terrígenas que rodean a la cuenca, y en menor

medida material volcaniclástico de extracuenca. Esta sucesión estratigráfica yace en discordancia angular y/o paralela sobre las sucesiones plegadas de rocas mesozoicas marinas, y su litología varía de conglomerados, areniscas y lutitas a calizas y tobas de caída. Encima y en discordancia angular aflora una segunda sucesión de conglomerados masivos (Cp) derivadas de la erosión de las rocas sedimentarias mesozoicas, pero también de la misma Formación Ahuichila del Paleógeno, el cual actualmente está siendo estudiado por Medina-Pérez.

En un sitio pequeño, rodeado por aluvión, afloran un basalto (B) de intraplaca con juntas columnares hexagonales. Estas rocas contienen xenolitos de lherzolita de espinela y megacristales accidentales de kaersutita. Los depósitos aluviales y coluviales (Dac) están constituidos de gravas, arenas y arcillas que descansan discordantemente sobre todas las rocas mesozoicas marinas y continentales neógenas. Esto puede observarse claramente alrededor de los Cerros Güeros (Figura 25.4).

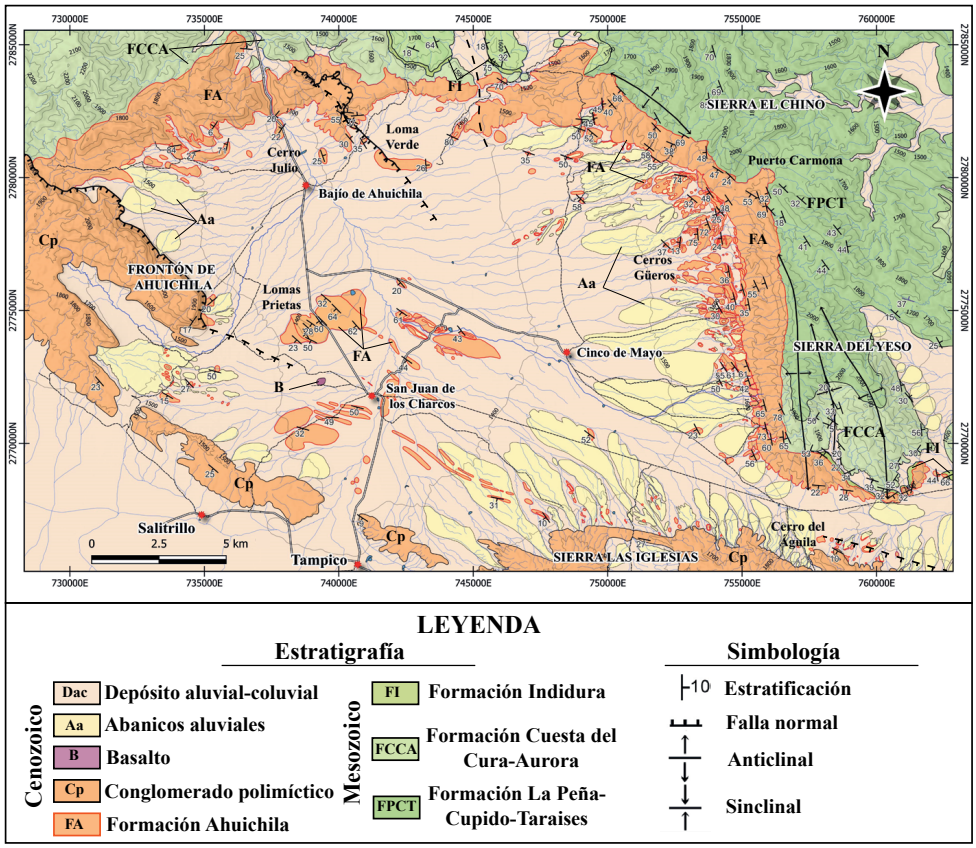


Figura 25.4. Mapa geológico de la Cuenca del Bajío de Ahuichila donde se ilustra la distribución de la Formación Ahuichila y los yacimientos metálicos y no metálicos en la zona (modificado de Medina-Pérez, 2023; Modificación del SGM, 2000).

25.5.4 Sedimentología

En los depósitos sedimentarios acumulados en la Cuenca del Bajío de Ahuichila se pueden reconocer cuatro litofacies principales con base en su litología (Figuras 25.5 y 25.6): (I) conglomerado polimíctico clasto-soportado en la base de la unidad; (II) sucesiones de capas de arenisca, conglomerado, toba y de caliza esporádica; (III) intercalación de capas de yeso masivo intercaladas con capas delgadas de lutita y limolita; (IV) capas de arenisca masiva, capas delgadas de conglomerado, y horizontes frecuentes de toba de grano fino y de cuerpos de caliza lacustre con microbialitas; además de (Cp) capas masivas de conglomerado polimíctico depositadas en discordancia sobre la Formación Ahuichila (Figuras 25.5 y 25.6).

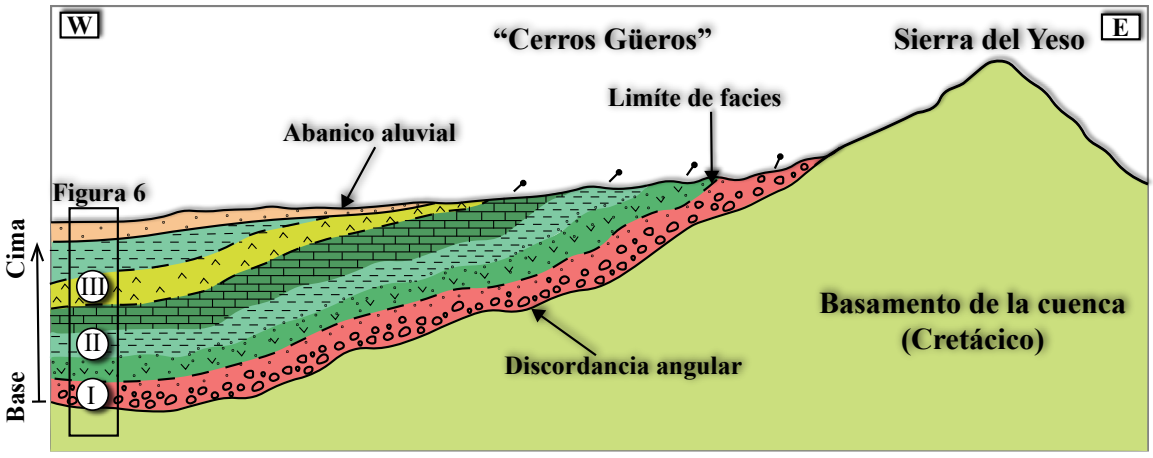


Figura 25.5. Sección esquemática sin escala donde se ilustra un ejemplo de la distribución de facies de la Formación Ahuichila para la localidad Cerros Güeros y la Sierra del Yeso.

LITOFACIES I (LFI):

La LFI representa el inicio de la sedimentación de la cuenca, consiste en ~200 m de conglomerado polimíctico concentrado en la base de la columna sedimentaria. El conglomerado es clasto-soportado, está mal clasificado y fuertemente cementado, conformado por clastos subredondeados a subangulares que provienen de la erosión de las rocas mesozoicas marinas que circundan a la cuenca, estos consisten en fragmentos de caliza color gris claro a gris oscuro, pedernal negro y gris claro, arenisca de grano medio color gris a amarillo ocre y limolita calcárea de color rojizo que puede variar a amarillo ocre. El tamaño de los

clastos varía desde 1 a 25 cm de diámetro. El espacio entre los clastos está rellenado por arenisca de grano grueso y cementado por carbonato de calcio. Esta sucesión exhibe un color amarillo ocre con tonalidades rojizas características. Ocasionalmente, el conglomerado presenta imbricación de sus clastos, la cual es errática, además en algunos sitios pueden verse estratos que varían de 1 a 2 metros, en donde el tamaño de los clastos decrece hacia la cima (Figura 25.7a).

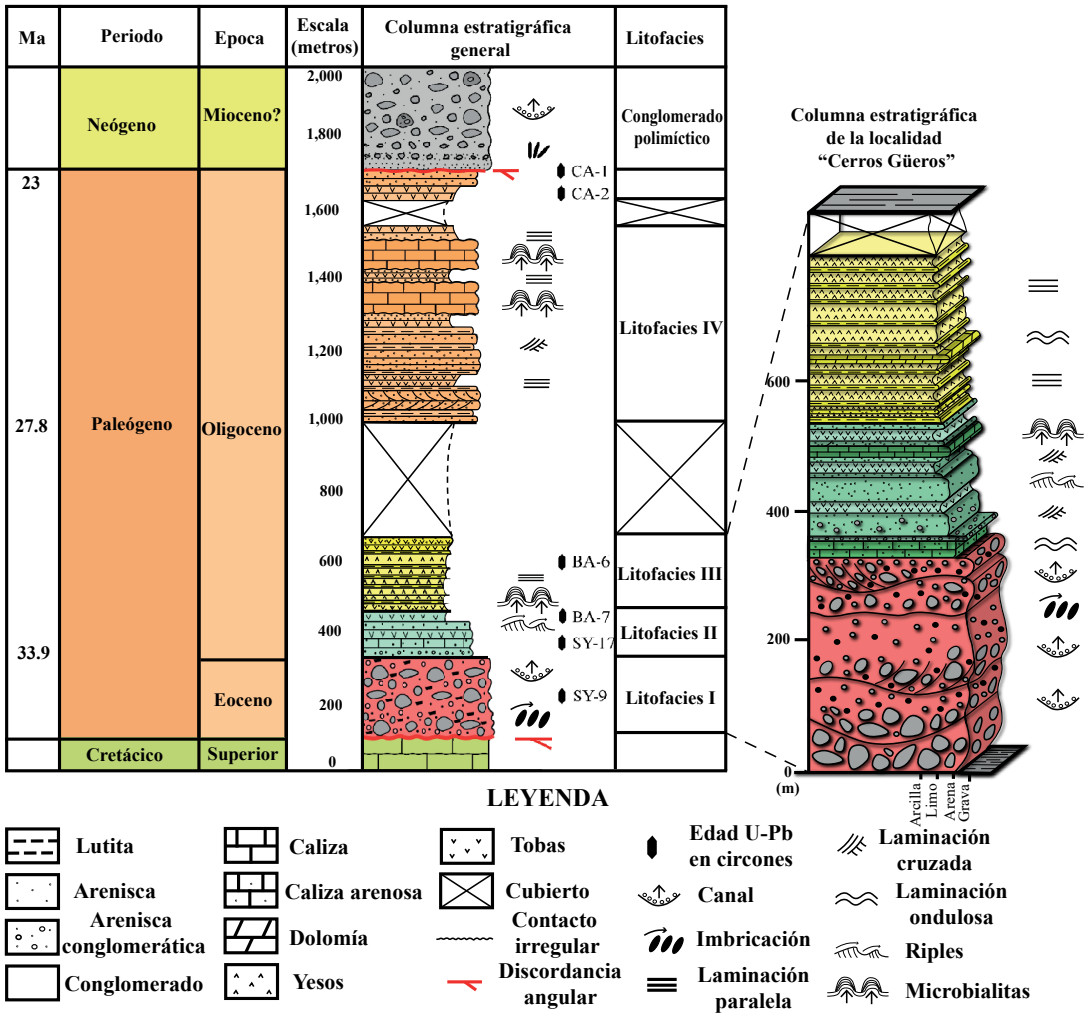


Figura 25.6. Columnas sedimentarias para la Fm. Ahuichila, alrededor y en el Bajío del mismo nombre (modificado de Medina-Pérez, 2023). Abreviaturas: LFI: Litofacies I; LFII: Litofacies II; LFIII: Litofacies III; LFIV: Litofacies IV; Cp: Conglomerado pilimíctico. Modificado de Medina-Pérez, 2023

LITOFACIES II (LFII):

Esta sucesión sobreyace a las capas de conglomerado masivo de la base y consiste en ~150 metros de una alternancia de capas de conglomerado clasto-soportado y mal clasificado, con capas de arenisca masiva o laminada, de grano grueso a medio, arenisca conglomerática, limolita y lutita color ocre a tonalidades verdes, y tobas retrabajadas, color verde pistache. También hay cuerpos de caliza lacustres que se acuñan lateralmente. En esta caliza no se observó evidencia de ser producto de actividad biológica. Las capas de conglomerado se concentran en la base y varían en espesor de 0.5 a 1 m y desaparecen progresivamente hacia la cima de la sucesión. Las capas de conglomerado se intercalan con capas de toba, arenisca y con cuerpos aislados de caliza lacustre. Las tobas son retrabajadas, con estratificación delgada, con tonalidades verde claro a oscuro, blancas o rojizas, y con un tamaño de grano que varía de arena media a gruesa (Figura 25.7b). Sin embargo, pueden ser ligeramente conglomeráticas y contener clastos de hasta 1 cm. Las capas de arenisca, en general, son de grano medio a grueso, llegando en algunos casos a ser de grano fino. La arenisca puede presentar estratificación cruzada o paralela, sus colores varían de tonalidades gris claro, beige, verde y rojizas (Figura 25.7c). Además, cuando la arenisca es de grano muy fino, suelen presentar estructuras tipo *"ripple"* o *"convoluted"*, así como evidencias de deformación sin-sedimentaria (sismitas).

LITOFACIES III (LFIII):

Este miembro se compone de capas de yeso fibroso y anhidrita en estratos que varían en espesor desde un par de centímetros a varios metros. El yeso se encuentra intercalado con estratos delgados de lutita, limolita y dolomía. El yeso presenta coloraciones que van de blanco a crema, con textura sacaroide o laminada, paralela a la estratificación (Figura 25.7d). También se observaron estructuras de tela de gallinero (*chicken wire*), así como estructuras o polígonos de desecación. Las sucesiones detríticas se presentan en capas delgadas, de milimétricas a centimétricas. En esta facies se presentan frecuentemente capas de microbialitas producidas por microbios asociadas a tapetes microbianos, que forman estructuras simples, en forma de láminas que se intercalan con las evaporitas, sin llegar a desarrollar estructuras con formas que sugieren estructuras biogénicas por su complejidad morfológica (estructuras algares o botroidales).

LITOFACIES IV (LFIV):

Este miembro representa una segunda generación muy gruesa de depósitos clásticos, vulcaniclásticos, intercalados con calizas fosilíferas frecuentes. Los depósitos clásticos consisten en lutita, limolita, arenisca y conglomerado. La lutita y limolita aparecen como intercalaciones laminares de color beige, ocre y verde claro, son muy fisiles y no desarrollan capas con espesor importante. La arenisca hacia la cima de la unidad, se presentan en afloramientos masivos, o en conjuntos de capas laminadas y grano-crecientes, frecuentemente presentan canales pequeños rellenos por de conglomerado de grano fino. Las capas de arenisca tienen granulometría variada, que va de grano fino a grueso, hasta pasar a arenisca conglomerática, y muestran coloraciones de verde claro a rojo pálido. Los estratos de conglomerado aparecen esporádicamente, entre capas de arenisca, caliza de agua dulce y toba. Las sucesiones vulcaniclásticas muestran cambios a una granulometría más fina y una coloración beige casi blanco cuando afloran cerca de los bancos de caliza. Las capas de arenisca tienen granulometría de grano grueso a medio y siguen presentando color verde claro.

Las sucesiones de capas de caliza lacustre alcanzan espesores de decenas de metros, son arenosas, de coloración gris-oscuro y presentan laminación interna marcada, generalmente paralela a la estratificación, además, presentan desarrollo de rocas órgano-sedimentarias producidas por comunidades microbianos bentónicas conocidas como microbialitas (Figura 25.7e).

Conglomerado polimíctico (Cp):

En general, las facies de Cp descansan en discordancia paralela y/o angular sobre las capas de tobas verdes, lutitas, arenisca de grano medio y arenisca conglomerática de la LTFIV interrumpiendo la secuencia sedimentaria de la Formación Ahuichila. Este miembro, alcanza un espesor máximo de al menos 500 m, y está formado por conglomerado polimíctico masivo, bien cementado y mal clasificado. El diámetro de los clastos varía de 1 a 15 cm hasta alcanzar en algunos sitios los 25 cm. Los clastos son subangulosos a subredondeados, compuestos por clastos de calizas de las formaciones más antiguas, fragmentos de cuarzo, pedernal y rocas volcánicas en una matriz arenosa y cementada por carbonato de color gris claro característico. Las capas de conglomerado son

predominantemente clasto-soportadas con dominios poco frecuentes en donde los fragmentos son soportados por matriz. Adicionalmente, es común encontrar imbricación en los clastos, que indican una dirección de transporte hacia el suroeste. La litología de los clastos consta de fragmentos de caliza, pedernal, cuarzo lechoso y arenisca derivados de las rocas de las áreas circundantes, además es común encontrar clastos de conglomerado provenientes de la erosión de la misma Fm. Ahuichila (Figura 25.7f).

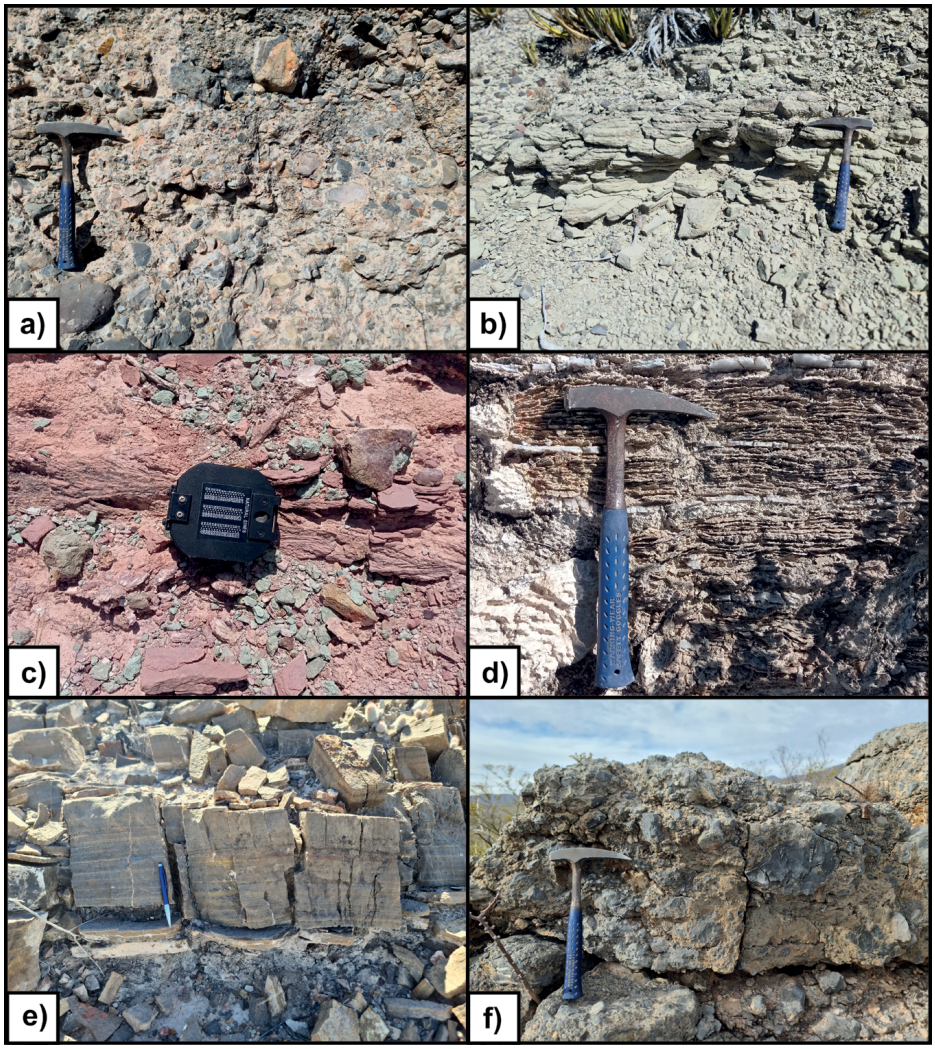


Figura 25.7. Fotografías de campo de las facies presentes en la cuenca del Bajío del mismo nombre. a) Conglomerado polimíctico en la Litofacies I (LFI); b) Tobas de la Litofacies II (LTFII); c) Sucesiones de areniscas, limolitas y tobas de la Litofacies II (LFII); d) Intercalación de evaporitas (yesos) y lutitas de grano fino en la Litofacies III (LFIII); e) Caliza lacustre con microbialitas de la Litofacies IV); f) Conglomerado polimíctico subanguloso con clastos cretácicos y de la misma Formación Ahuichila.

25.5.5 Geología Estructural

En los alrededores de la Cuenca del Bajío de Ahuichila están expuestos pliegues y cabalgaduras del Mesozoico tardío al Paleógeno con una orientación estructural WNW-ESE. En esta región existen fallas con vergencias opuestas, que en algunas zonas causaron el levantamiento de toda la secuencia marina y continental, dejando expuestas unidades tan antiguas como el basamento cristalino (Figura 25.2; Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

En la Cuenca del Bajío de Ahuichila la deformación de la sucesión sedimentaria marina del Mesozoico también está representada por un conjunto de pliegues anticlinales y sinclinales abiertos (Figura 25.4). Sin embargo, mantienen predominantemente ejes con una orientación NNW-SSE, que es marcadamente oblicua a la dirección de las estructuras del STP y con un transporte tectónico general hacia el WSW (Figura 25.2-25.3). Estos pliegues del Bajío son más jóvenes que los del STP y se asocian a acortamiento cortical generado por la reactivación de fallas de basamento antiguas. En algunos sectores en las sierras que bordean al Bajío, se presentan pliegues replegados con su flanco frontal invertido y algunas unidades (p.ej., Formación Cuesta del Cura) tienden a desarrollar mesopliegues en forma de "Z" con una dirección de transporte hacia el SW. Estas estructuras del flanco frontal de los pliegues están siempre cubiertas por la Fm. Ahuichila la que registra las últimas etapas de la deformación en la región. Adicionalmente, en el STP se han identificado fallas normales que cortan ambas sucesiones sedimentarias, la marina del Mesozoico y la continental del Paleógeno. Las fallas normales son poco frecuentes y más fáciles de distinguir en la parte superior de la sucesión que forma a la Fm. Ahuichila con un desplazamiento en los bloques de techo hacia el NW. La mayor expresión se encuentra en la falla del Frontón de Ahuichila (Figura 25.2).

A continuación, se describen con mayor detalle los elementos estructurales del área comprendida entre la Sierra del Yeso y el Frontón de Ahuichila (Figura 25.4).

Pliegues del Eoceno-Oligoceno

Las estructuras más sobresalientes son los pliegues regionales de aproximadamente 10 km de largo, los cuales están bien representados en la parte sureste de la cuenca, en la Sierra del Yeso (Figuras 25.4 y 25.7). Los pliegues involucran principalmente a las formaciones Indidura, Cuesta del Cura y Aurora. Sin embargo, en algunas zonas también se presentan en otras unidades como la Fm. Taraises, que generalmente se encuentran erosionadas y siempre están cubiertas discordantemente por las capas de conglomerado de la base de la Fm. Ahuichila (LFI, Figura 25.5).

En la zona sureste de la cuenca, cerca del poblado Cinco de Mayo, en la Sierra del Yeso, se han reconocido un conjunto de estructuras anticlinales y sinclinales de escala kilométrica, los cuales en tu terminación periclinal sur, involucran a las rocas clásticas de la Fm. Ahuichila. Este sistema de pliegues está constituido en la zona occidental por el Anticlinal El Yeso, en la parte centro por el Sinclinal El Yeso y al oriente por el Anticlinal El Cerillo (Figura 25.8). El conjunto mantiene predominantemente ejes con una orientación NNW-SSE.

El anticlinal El Yeso es un pliegue abierto (ángulo interflanco entre 70° a 120°). Se extiende por alrededor de 7 km y la traza del eje del anticlinal sigue un rumbo preferencial N10°W en su parte sur y N20°W en su parte norte. En la porción norte del anticlinal, se expone en su núcleo la caliza de la Fm. Cupido y en sus flancos las de las formaciones La Peña, Aurora, Cuesta del Cura e Indidura. En su extremo meridional, en su núcleo y flancos, respectivamente, afloran las formaciones Aurora, Cuesta del Cura e Indidura. Como en todas las demás zonas dentro de la cuenca, la Fm. Ahuichila cubre en discordancia erosiva a las formaciones que constituyen el anticlinal. Sin embargo, en la zona sur, es evidente que la Fm. Ahuichila también estuvo involucrada en el desarrollo del pliegue, ya que sus estratos siguen la morfología periclinal del mismo (Figura 25.8).

Otra estructura importante en la Sierra del Yeso es el Sinclinal El Yeso (Figura 25.8a), que tiene una longitud de ~7 km. En el núcleo de esta estructura afloran las unidades sedimentarias marinas más jóvenes de la región (Fm. Indidura), mientras que las formaciones Aurora y Cuesta del Cura afloran en sus flancos (Figura 25.8b).

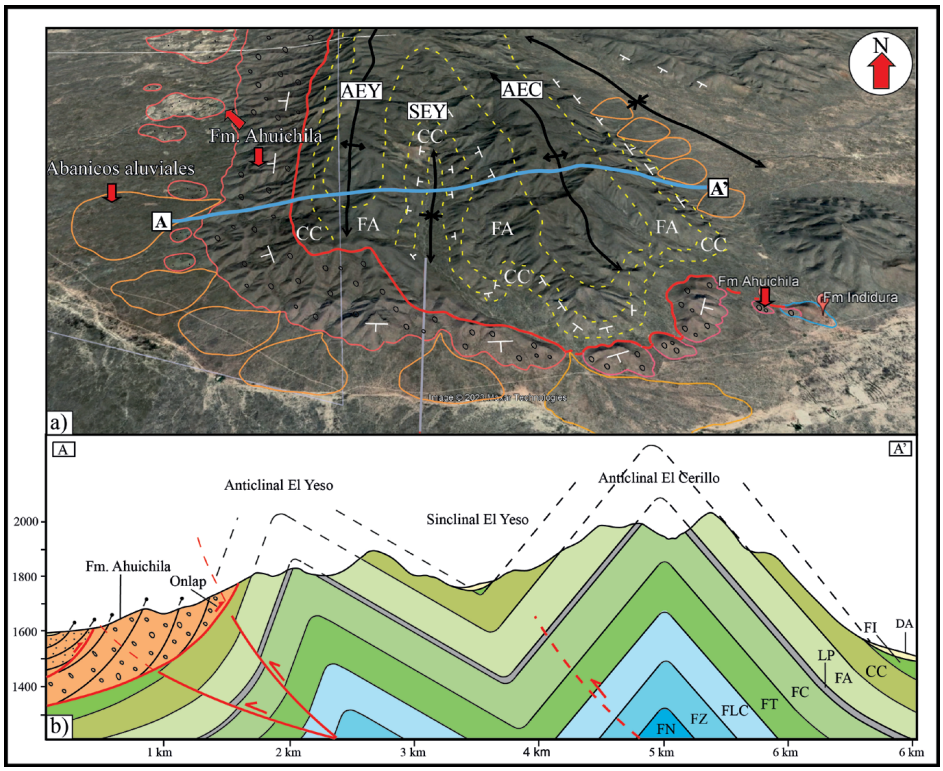


Figura 25.8. **a**) Imagen satelital tomada de Google Earth (2024) en donde se muestran los elementos tectónicos de la Sierra del Yeso. **b**) Sección geológica A-A' simplificada para la Sierra del Yeso. La línea color azul en **a**) representa el trazo de la sección geológica. Nótese la disposición y geometría del contacto (línea roja) de la Fm. Ahuichila con las unidades marinas. Acrónimos: AEY: Anticlinal El Yeso; SEY: Sinclinal El Yeso; AEC: Anticlinal El Cerillo; CC: Formación Cuesta del Cura; FA: Formación Aurora; DA: Depósito aluvial post-Fm Ahuichila.

Fallas del Oligoceno-Mioceno

En la región del Bajío de Ahuichila las fallas normales se desarrollaron después del depósito y basculamiento de la Fm. Ahuichila. Dichas fallas están principalmente localizadas en la zona noroeste y suroeste de la cuenca (Figura 25.5). Las fallas con desplazamiento mayor afloran en la parte occidental del Bajío, cortando a los conglomerados en el Frontón de Ahuichila (Figura 25.9a).

La falla del Frontón de Ahuichila, es una falla normal con un bloque de techo desplazado hacia el suroeste, que pone en contacto tectónico al conglomerado masivo

Litofacies V con capas de arenisca y de toba de la Litofacies IV. Es la estructura con mayor dimensión, tomando en cuenta su longitud reconocida de más de 8 km en el área de estudio (Figura 25.9). Tiene un rumbo N45°W. En la pared del Frontón se observan además fallas secundarias tipo Riedel, con la misma cinemática que la falla principal, es decir se tratan de fallas sintéticas. Los *riedel* forman un arreglo escalonado o de dominó a lo largo del Frontón (Figuras 25.9b-25c).

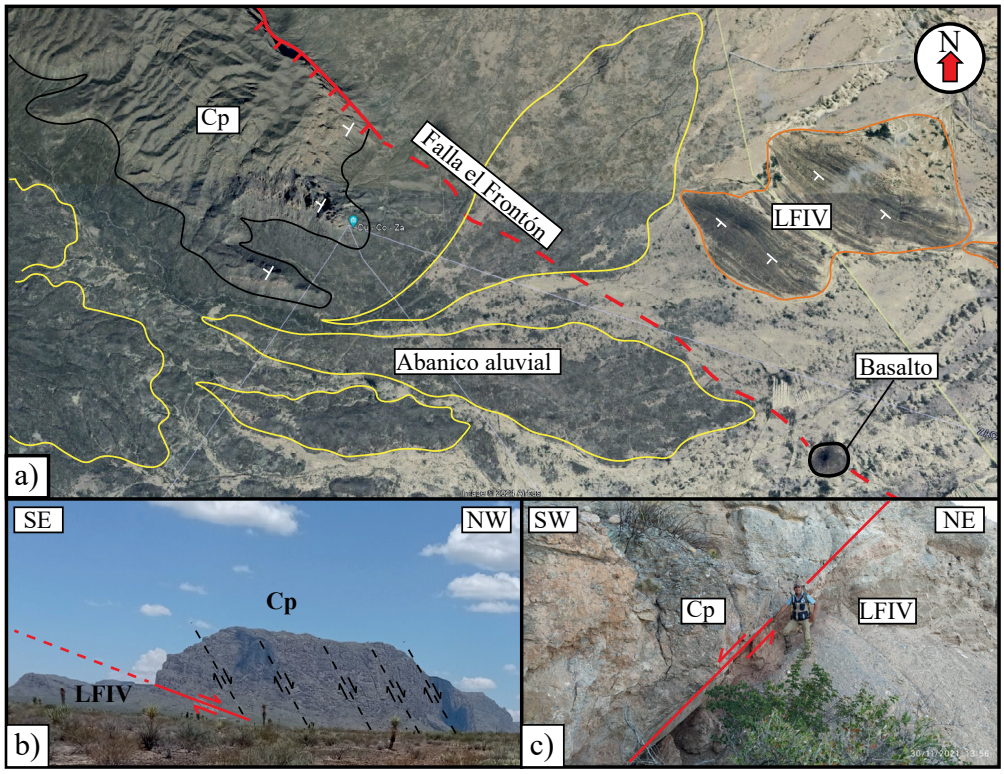


Figura 25.9. a) Imagen satelital de Google Earth (2024) donde se ilustran las principales estructuras en la región occidental, en una línea de color rojo se resalta la traza de la falla El Frontón de Ahuichila; b) Fotografía panorámica de la falla normal principal. Afecta al conglomerado de la LFV en el Frontón de Ahuichila, con la presencia de fallas oblicuas tipo riedel, marcadas en negro; b) Detalle de (a) donde se observa la falla normal entre el conglomerado de la LFV y las sucesiones clásticas-volcaniclásticas de la LFIV (tomado de Medina-Pérez, 2023; c) Detalle de (b) donde se muestra la zona de falla entre sucesiones de areniscas y tobas (LFIV) y el conglomerado expuesto en el Frontón de Ahuichila (LFV). Nótese en la figura (a) la actitud estructural diferente en las capas de la litofacies superior (tomado de Medina-Pérez, 2023).

En la zona NNW del Bajío, cerca de Loma Verde (Figura 25.4), existe una falla normal importante, con componente lateral derecho. Esa falla desplazó a la sucesión de capas de conglomerado de la Litofacies I (bloque techo) y los puso en contacto con el conglomerado de la Litofacies V. Cerca de esta zona, también se identificó un conjunto de fallas normales secundarias. En general, estas estructuras se caracterizan por presentar una dirección N13°W representadas siempre por una brecha tectónica y por poner en contacto a las Litofacies IV y V, es decir la litofacies más antigua de la Fm. Ahuichila con la más joven, lo que sugiere un desplazamiento importante, dado el grosor de ellas (Figura 25.9).

25.5.6 Contenido paleontológico

Las capas con un alto contenido fósil de la Formación Ahuichila se encuentran principalmente en las localidades de Cerros Güeros, Lomas Prietas y Cerro Julio (Figura 25.4). En estas localidades, se pueden hallar restos de plantas, icnofósiles y microbialitas. Estos fósiles afloran en la Litofacies II, III y IV.

Los fósiles más antiguos, corresponden a microbialitas (biolaminitas) que ocurren en la base de la Litofacies II en la localidad de Cerros Güeros, en una zona de transición dentro de la facies de conglomerado y las evaporitas situadas en la región occidental de la Sierra del Yeso (Figura 25.10a). En esta zona afloran capas de caliza lacustre que varían entre 5 y 10 cm de espesor, llegando a alcanzar hasta 30 cm, en general presentan estratificación paralela (Figura 25.10b). Las capas de caliza depositadas encima de las de conglomerado no desarrollan un contenido fósil importante, debido a que se desarrollaron en zonas con regímenes altos de energía, mientras que las capas de caliza depositadas en zonas más tranquilas pueden presentar un desarrollo importante de microbialitas. Las microbialitas son estructuras órgano-sedimentarias producidas por la acción de microbios. Estas microbialitas no desarrollan estructuras muy complejas, se presentan como laminaciones irregulares discontinuas y paralelas, de color negro a naranja oxido, con estructura estratiforme y granos líticos o minerales atrapados en la matriz calcárea (Figura 25.10c), donde también se encuentran ostrácodos escasos y peloides, que pueden ser fácilmente identificables en lámina delgada.

La Litofacies III contiene capas de arcilla delgadas y horizontes con material carbonoso con impresiones de plantas y fragmentos fósiles de tallos y de madera (Figura 25.9d). Además, en esta unidad se presentan signos de bioturbación evidentes, como tubos y galerías, así como de pequeñas estructuras botroidales asociadas a la actividad microbiana compleja (Figura 25.10e-25f). Esto indica un ambiente con menor energía, más propicio para la vida microbiana.

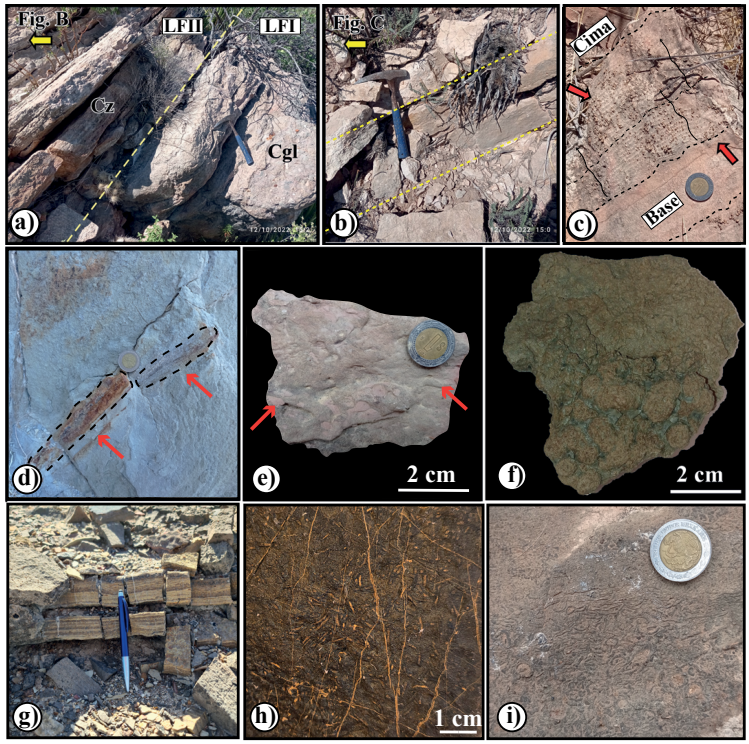


Figura 25.10. a) Transición de litofacies entre los conglomerados polimícticos LFI y las primeras capas de caliza de agua dulce de la LFII; b) Calizas más puras sin evidencias de actividad fósil; c) LFIII Biolaminitas con estructura ondulosa; d) Restos de madera fósil en la litofacies de arenisca-limolita-lutita (LFIII); e) Trazas de bioturbación en arenisca de la LFIII; f) Microbialita con texturas botroidales. Se presentan en capas de limo o arenisca; g) Biolaminitas en capas de caliza lacustre; h-i) Icnofósiles (especie desconocida: investigación en desarrollo).

La Litofacies IV muestra un incremento gradual en la colonización por tapetes microbianos en sucesiones clásticas, evaporíticas y carbonatadas, así como la presencia de estructuras más complejas (p.ej., biolaminitas, estructuras botroidales y/o coliflor, estructuras algares y estromatolitos: Figura 10g), además de que en ausencia de microbialitas, estos depósitos suelen presentar trazas de bioturbación

de organismos desconocidos (investigación en proceso) caracterizados por presentar estructuras concéntricas o en bastones rellenos por un material diferente al de la matriz, con coloraciones entre tonos marrones y grises (Figura 25.10h-25i).

Estas zonas podrían haber sido lagos someros o áreas donde el agua permanecía más tiempo en reposo, permitiendo el crecimiento y la preservación de estructuras órgano-sedimentarias. El aumento en la complejidad de las estructuras microbianas puede reflejar un cambio en las condiciones ambientales, como un aumento en la disponibilidad de nutrientes o un cambio en la composición química del agua.

25.5.7 Evolución geológica de la cuenca y propuesta de modelo

La cuenca del Bajío de Ahuichila se desarrolló como una cuenca de antepaís durante el Eoceno y Oligoceno temprano, como producto de levantamientos tectónicos ocurridos después de la generación de las estructuras plegadas de dirección casi W-E que conforman al Sector Transversal de Parras. Dicho levantamiento tardío, generó al Bloque de San Julián y a la Sierra del Yeso, los cuales flanquean a la cuenca y fueron los principales sitios de aporte clástico hacia la misma.

La presencia de litofacies relacionadas con flujos de gravedad y el plegamiento sindeposicional de las capas presentes dentro de la cuenca del Bajío de Ahuichila, apoyan la existencia de una cuenca de antepaís asociada a pulsos de actividad tectónica y subsidencia durante el Eoceno al Oligoceno. Una de las características singulares de las cuencas de tipo Ahuichila, que las distingue de otras cuencas de antepaís del Cretácico tardío, son sus entornos de deposición totalmente continentales, así como sus edades (Edades U-Pb: ~35 a 26 Ma). Los medios ambientes de depósito van desde abanicos aluviales, sistemas fluviales y lacustres, distribuidos según la distancia desde la fuente principal de sedimentos del levantamiento adyacente. En el caso de la cuenca del Bajío de Ahuichila, la fuente fue el levantamiento de la Sierra del Yeso. La distribución de los tipos de facies fue controlada por su ubicación con respecto al levantamiento y las tasas de deformación, así como la posición de la cuenca o subcuencas con respecto a las estructuras rotas por el levantamiento regional del basamento (p.ej., el levantamiento del Bloque de San Julián) (Figura 25.11).

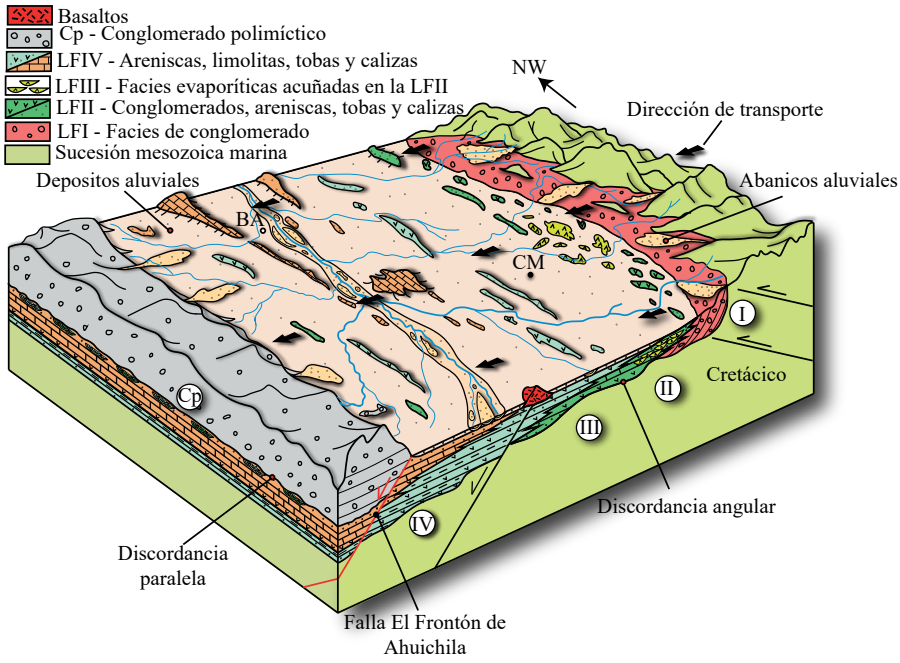


Figura 25.11. Distribución generalizada de los entornos de deposición con respecto al levantamiento de la Sierra del Yeso y la extensión tectónica. Las facies de Ahuichila netamente asociadas a comprensión se depositaron en cuatro etapas que corresponden también a cuatro facies características: (I) Levantamiento temprano; (II) Levantamiento rápido; (III) Levantamiento moderado; (IV) Levantamiento lento. La etapa (V) representa al primer pulso de extensión tectónica en la región.

25.6 Consideraciones económicas

25.6.1 Hidrocarburos, Yacimientos minerales metálicos y no metálicos

Las cuencas de antepaís sinorogénicas tienen consideraciones económicas significativas, principalmente debido a su potencial para la acumulación de recursos naturales valiosos, como hidrocarburos y minerales metálicos y no metálicos. Como se ha mostrado en este capítulo, la Cuenca del Bajío de Ahuichila alberga capas con contenido fósil importante (p.ej., microbialitas, restos de plantas, icnofósiles, etc.), los que con una alta tasa de suministro de sedimentos depositados en un entorno de acortamiento tectónico pueden dar las condiciones necesarias para la generación de petróleo y gas, por el enterramiento y compactación constante de los sedimentos. También se han encontrado acumulaciones importantes de yeso en la litofacies III que podrían ser de importancia económica. De

acuerdo con el SGM (2000), estos depósitos tienen un potencial de 25 a 35 millones de metros cúbicos de yeso para un área de 10 x 5 km de ancho y 50 m de espesor en la localidad de Cerros Güeros y en el Arroyo El Yeso (Figura 25.4).

El SGM también ha reportado bancos de materiales y rocas dimensionales en el Bajío de Ahuichila, uno de ellos son los travertinos del Puerto Carmona alojados entre los conglomerados y areniscas del límite entre las Litofacies I y II. Por otro lado, en la localidad de Lomas Prietas y Cinco de Mayo (Figura 25.4) se aprovechan las lutitas, areniscas, gravas y arenas aluviales para el revestimiento de las terracerías en la zona. Finalmente existen reportes de manifestaciones de sales de sodio, potasio, magnesio y litio en 5 de Mayo, y en la zona de Manflores existe una zona de alteración rica en hematita, limonita, calcita y cuarzo, donde también se han encontrado valores importantes de Au, Ag, Cu, Pb y Zn en muestras de esquirla (SGM, 2000).

Todo lo anterior le confiere a la cuenca una potencial importancia que deberá ser estudiada en trabajos futuros.

25.7 Conclusiones

La asociación de litofacies, su distribución y las estructuras sedimentarias y/o paleontológicas encontradas en la Cuenca del Bajío de Ahuichila, sugieren que la sucesión estratigráfica se generó en una cuenca cerrada de ambiente continental con sub-ambientes principalmente fluvio-lacustres, que presentan variaciones locales a condiciones de evaporación intensa y un aporte importante de tobas generadas por vulcanismo extracuenca.

Se interpreta que el entorno tectónico para estos depósitos sedimentario corresponde a una cuenca de antepaís, sinorogénica con el desarrollo de los pliegues de la Sierra del Yeso y con el levantamiento del Bloque de San Julián, formada durante el Eoceno tardío – Oligoceno tardío, aproximadamente en el lapso entre 35 y 25 millones de años.

El estudio de este tipo de cuencas es clave para entender la evolución tectónica y sedimentaria de las cuencas de antepaís formadas durante el Paleógeno en México.

Su importancia económica radica en la posibilidad de acumulación de recursos naturales valiosos, como hidrocarburos, y minerales metálicos y no metálicos.

25.7.1 Agradecimientos

Para la elaboración de este capítulo, se agradece el apoyo financiero del proyecto Conahcyt-2023-CF-2439.

25.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuál es la ubicación geográfica de la Cuenca de Ahuichila y qué estados abarca?

   a) La Cuenca de Ahuichila está ubicada en la región centro-norte de México y abarca partes de los estados de Durango, Zacatecas y Coahuila.
   b) La Cuenca de Ahuichila está ubicada en el sureste de México y abarca partes de los estados de Chiapas, Tabasco y Campeche.
   c) La Cuenca de Ahuichila está ubicada en la región noreste de México y abarca partes de los estados de Tamaulipas, Nuevo León y San Luis Potosí.
   d) El sur de México en los estados de Tabasco y Yucatán.

2. ¿Durante qué periodo geológico se formó la Cuenca de Ahuichila y que procesos tectónicos contribuyeron a su formación?

   a) La Cuenca de Ahuichila se formó durante el Paleógeno, entre 35 y 26 Ma, debido al levantamiento de bloques corticales asociados al desarrollo sin-orogénico del antepaís del Orógeno Mexicano.
   b) La Cuenca de Ahuichila se formó durante el Cretácico Superior debido al colapso de una dorsal oceánica.
   c) La Cuenca de Ahuichila se formó durante el Pleistoceno por la actividad de un sistema de *rift* intracontinental.
   d) En el Paleozoico debido a la acreción que formó PANGEA.

3. ¿Qué tipo de sedimentos componen la Formación Ahuichila y cómo se relacionan con la actividad volcánica?

   a) La Formación Ahuichila está compuesta por depósitos clásticos y volcaniclásticos, resultado de procesos erosivos intensificados por el levantamiento tectónico y actividad volcánica de extracuenca.
   b) La Formación Ahuichila está compuesta exclusivamente por rocas carbonáticas marinas, relacionadas con un ambiente arrecifal.
   c) La Formación Ahuichila incluye sedimentos glaciares transportados por acción de hielos en la región.
   d) La Formación Ahuichila incluye sedimentos evaporíticos debidos a la predominancia de un ambiente Sabkha.

4. ¿Qué litofacies se identifican en la Cuenca de Ahuichila y cuáles son sus principales características?

   a) Las litofacies incluyen conglomerados, areniscas gruesas, limolitas, evaporitas, calizas lacustres y depósitos volcaniclásticos asociados a ambientes fluviales y lacustres.
   b) Las litofacies incluyen evaporitas y turbiditas generadas en ambientes marinos profundos.
   c) Las litofacies están formadas por basaltos y gabros relacionados con ambientes oceánicos.
   d) Las litofacies incluyen depósitos arrecifales y brechas calcáreas.

5. ¿Cómo se describe la evolución tectónica de la Cuenca de Ahuichila durante el Eoceno - Oligoceno?

   a) La evolución tectónica estuvo marcada por el levantamiento sin-orogénico de bloques corticales, que controlaron la sedimentación en sistemas de subcuencas fluvio-lacustres.
   b) La evolución tectónica se caracterizó por el desarrollo de dorsales oceánicas que crearon sistemas de *rift* marino.
   c) Durante el Eoceno-Oligoceno, la región se mantuvo tectónicamente estable, sin influencia significativa en la sedimentación.
   d) Mediante un proceso de expansión del fondo oceánico que creó cordilleras submarinas.

6. ¿Qué tipo de estructuras geológicas (pliegues y fallas) se observan en la Cuenca de Ahuichila y cómo se distribuyen?

   a) En la Cuenca del Bajío de Ahuichila se pueden encontrar pliegues (anticlinales y sinclinales) en la Sierra del Yeso y fallas normales en la zona del Frontón de Ahuichila.
   b) Las estructuras principales son pliegues isoclinales y cabalgaduras asociadas a una tectónica compresiva en profundidad.
   c) Las estructuras incluyen únicamente fallas inversas y corrimientos en un contexto de subducción.
   d) En la cuenca de Ahuichila se encuentran fallas laterales izquierdas que indican extensión.

7. ¿Qué importancia económica tiene la Cuenca de Ahuichila en términos de recursos naturales?

   a) La Cuenca de Ahuichila tiene potencial para albergar recursos minerales, como gas y petróleo, depósitos de metales base, y posibles reservorios de agua subterránea.
   b) La Cuenca de Ahuichila es conocida por su alta producción de petróleo en trampas estructurales profundas.
   c) La Cuenca de Ahuichila es un importante depósito de carbón bituminoso marino.
   d) La Cuenca de Ahuichila tiene potencial de yacimientos radioactivos como Uranio y Torio.

8. ¿Cuáles son las principales localidades donde se han encontrado fósiles en la Formación Ahuichila y qué tipo de fósiles se han identificado?

   a) En el Bajío de Ahuichila, se han encontrado fósiles de restos de plantas, icnofósiles y microbialitas de ambiente lacustre.
   b) Los fósiles principales son de origen marino, incluyendo ammonites y trilobites.
   c) En la Formación Ahuichila predominan fósiles de dinosaurios saurópodos en depósitos deltaicos.
   d) Los fósiles principales son de ambiente arrecifal donde predominan corales y rudistas.

9. ¿Qué modelo geológico se propone para la Cuenca de Ahuichila y cómo se explica la distribución de facies en este modelo?

a) Un modelo de cuenca de antepaís con subcuencas fluvio-lacustres, donde las facies reflejan proximidad a fuentes tectónicamente activas.
b) Un modelo de cuenca oceánica en expansión con depósitos turbidíticos de aguas profundas.
c) Un modelo de cuenca de *rift* intracontinental con subsidencia uniforme.
d) Una cuenca *Pull-apart* en una zona de extensión con depósitos terrígenos marinos.

10. ¿Cuál es la relación entre la deformación tectónica y la sedimentación en la Cuenca de Ahuichila, según los estudios recientes?

a) La deformación tectónica provocó un levantamiento que incrementó las tasas de erosión y la creación de espacio para la acumulación de sedimentos.
b) La sedimentación ocurrió independientemente de los procesos tectónicos, siendo controlada únicamente por variaciones climáticas.
c) No existe relación entre la tectónica y la sedimentación en la Cuenca de Ahuichila.
d) La deformación tectónica creó sierras y cuencas con rocas metamórficas de alto grado.

11. ¿Qué formaciones geológicas se involucran en el desarrollo de los pliegues regionales de la Sierra del Yeso?

a) Los pliegues regionales involucran principalmente a las formaciones Indidura, Cuesta del Cura, La Peña, Aurora y Taraises, así como a la misma Formación Ahuichila.
b) Los pliegues involucran exclusivamente basaltos del Mioceno.
c) Las formaciones plegadas corresponden a unidades carbonáticas del Jurásico.
d) Las fallas laterales presentes son de transpresión y afectan las rocas el Precámbrico y del Paleozoico.

12. ¿Qué evidencia sugiere que la Formación Ahuichila estuvo involucrada en el desarrollo del anticlinal El Yeso en su extremo sur?

a) En la terminación periclinal sur del anticlinal las capas de la Formación Ahuichila están basculada y los estratos siguen la morfología periclinal del mismo.
b) La Fm. Ahuichila no presenta deformación, ya que es completamente horizontal y no está involucrada en estructuras tectónicas.
c) El anticlinal El Yeso se desarrolló únicamente en formaciones volcánicas más jóvenes, sin relación con la Fm. Ahuichila.
d) La Formación Ahuichila presenta una deformación máxima con el desarrollo de rocas metamórficas de facies de esquistos verdes.

13. ¿Cuándo se desarrollaron las fallas normales en la región del Bajío de Ahuichila?

a) Las fallas normales se desarrollaron durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano después de que cesó la actividad compresiva como resultado de procesos extensionales.
b) Las fallas normales se formaron durante el Triásico debido a la fragmentación del supercontinente Pangea.
c) Las fallas normales se desarrollaron en el Holoceno debido a procesos tectónicos recientes asociados a la actividad volcánica.
d) Las fallas normales se desarrollaron en el Jurásico debido a la evolución del Paleogolfo de México.

14. ¿Qué tipo de falla y que rumbo tiene la falla del Frontón de Ahuichila y cómo se desplaza su bloque de techo?

a) La falla del Frontón de Ahuichila es una falla normal y presenta un rumbo aproximadamente noroeste-sureste, con el bloque de techo desplazándose hacia el SW.
b) La falla tiene un rumbo este-oeste y es una falla inversa con el bloque de techo elevándose.
c) La falla tiene un rumbo norte-sur y no presenta desplazamiento significativo del bloque de techo.
d) La falla principal es inversa de dirección este-oeste con vergencia al sur.

15. ¿Qué sugiere el contacto entre las Litofacies IV y V en términos de desplazamiento tectónico?

a) El contacto tan abrupto entre las litofacies indica la presencia de una discordancia angular, lo que sugiere un desplazamiento tectónico significativo entre ambas unidades.
b) El contacto es concordante y no muestra evidencia de desplazamiento tectónico.
c) El contacto refleja una transición gradual de facies sin influencia tectónica.
d) El contacto muestra evidencia de una soldadura de sal debido a halocinesis.

16. ¿Cuál es la dirección predominante de las fallas secundarias tipo Riedel en el Frontón de Ahuichila y qué tipo de fallas son?

a) Las fallas secundarias son sintéticas a la falla principal con una dirección noreste-suroeste.
b) Las fallas tipo Riedel tienen una dirección noroeste-sureste y son fallas inversas.
c) Las fallas tipo Riedel tienen una dirección este-oeste y corresponden a fallas transcurrentes.
d) Las fallas tipo Riedel tienen una dirección principal norte-sur relacionadas con un evento de transpresión.

17. ¿Qué evidencia apoya la existencia de una cuenca de antepaís en la cuenca del Bajío de Ahuichila?

a) Su posición adyacente a un cinturón orogénico activo, la presencia de secuencias sinorogénicas, evidencias de subsidencia tectónica y variaciones ambientales asociadas al levantamiento orogénico.
b) La cuenca está dominada por rocas volcánicas sin evidencia de actividad tectónica significativa.
c) Los depósitos en la cuenca son exclusivamente de origen marino, lo que descarta su relación con un sistema de antepaís.
d) Su posición con respecto a una dorsal oceánica con desarrollo de corteza marina con presencia de basaltos.

18. ¿Qué factores controlan la distribución de las facies en la cuenca del Bajío de Ahuichila?

a) La distribución de facies estuvo controlada por el levantamiento tectónico, la erosión diferencial y la subsidencia local.
b) La distribución de facies se controló únicamente por el clima, sin influencia tectónica.
c) La distribución estuvo determinada por la proximidad a dorsales oceánicas activas.
d) La distribución de facies estuvo controlada por el desarrollo de una plataforma carbonatada islada.

19. ¿Qué tipos de ambientes deposicionales se encuentran en la cuenca del Bajío de Ahuichila y cómo se distribuyen?

- **a)** En la cuenca se encuentran ambientes fluviales, lacustres y aluviales, distribuidos en subcuencas controladas tectónicamente.
- **b)** La cuenca está dominada por ambientes marinos profundos y arrecifales.
- **c)** Los ambientes deposicionales son exclusivamente glaciares y eólicos.
- **d)** En la cuenca se encuentran ambientes marinos de aguas profundas con Slumps y turbiditas.

20. ¿Cómo influyó el levantamiento del Bloque de San Julián en la configuración de la cuenca del Bajío de Ahuichila?

- **a)** El levantamiento del Bloque de San Julián contribuyó a la generación de esfuerzos que plegaron y levantaron a la Sierra del Yeso lo que incrementó las tasas de erosión de dicha estructura, la creación de espacio y el aporte de materiales clásticos a la cuenca.
- **b)** El levantamiento del Bloque de San Julián bloqueó la sedimentación en la cuenca, impidiendo el desarrollo de facies.
- **c)** No se registró influencia del Bloque de San Julián en la configuración de la cuenca.
- **d)** El levantamiento del bloque de San Julián permitió que ocurriera una transgresión oceánica a escala global.

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	a)	11.	a)	16.	a)
2.	a)	7.	a)	12.	a)	17.	a)
3.	a)	8.	a)	13.	a)	18.	a)
4.	a)	9.	a)	14.	a)	19.	a)
5.	a)	10.	a)	15.	a)	20.	a)

25.9 Bibliografía

Amezcua-Torres, N. (2012). Stratigraphy and facies of the Pliocene Mayran lacustrine basin system (Tesis doctoral, University of Manchester). Manchester, United Kingdom. 205 p.

Clemons, R. E., & McLeroy, D. F. (1962). Geology of Torreon and Pedriceñas quadrangles, Coahuila and Durango, Mexico (Tesis de maestría). The University of New Mexico.

Córdoba-Méndez, D. A. (1988). Estratigrafía de las rocas volcánicas de la región entre Sierra de Gamón y Laguna de Santiaguillo, Estado de Durango. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 7(2), 136-147.

De Cserna, Z. (1956). Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey (Ponencia presentada en el XX Congreso Geológico Internacional). México, D.F. 87 p

De La Vega, S. E. (1963). Carta Geológica de México, Hoja Nazas, 13–k (6), escala 1: 100,000. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F. 1 mapa y resumen.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, & M., Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.

Eguiluz de Antuñano, S., & Carranza-Castañeda, Ó. (2013). Revisión estratigráfica y edad de la Formación (Aloformación) Mayrán en el área de Parras, Coahuila, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65(2), 397-404.

Eguiluz y de Antuñano, S., Aranda-Gómez, J. J., & Juárez-Arriaga, E. (2022). Estratigrafía y ambientes de depósito de la Formación Ahuichila en el Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental. Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, 74(1), A111121. https://doi.org/10.18268/BSGM2022v74n1a111121.

Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. Earth-Science *Reviews, 183,* 56–84. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002.

Hernández-Maldonado, J. (2022). *Análisis de la deformación frágil en la Formación Ahuichila en el área de los Indios, Mazapil, Zacatecas, México* [Tesis de licenciatura]. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Nuevo León, México, 97 p.

Imlay, R. W. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.

Imlay, R. W. (1937). Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. Bulletin of the Geological Society of America, 48(5), 587-630.

Imlay, R. W. (1938). Studies of the Mexican geosyncline. Bulletin of the Geological Society of America, 49(11), 1651-1694.

Kellum, L. B. (1932). Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico. Geological Society of America Bulletin, 43, 541-564.

Kellum, L. B. (1936). Part III. Geology of the mountains west of the Laguna district. Bulletin of the Geological Society of America, 47(7), 1039-1090.

Kellum, L. B., Imlay, R. W., & Kane, W. G. (1936). Part I. Relation of structure, stratigraphy, and igneous activity to an early continental margin. *Bulletin of the Geological Society of America, 47*(7), 969-1008.

Lawton, T. F. (2008). *Chapter 12 Laramide Sedimentary Basins* (pp. 429–450). https://doi.org/10.1016/S1874-5997(08)00012-9.

Martínez-Reyes, J. M. (1989). Interpretación estructural del frente de la Napa de Parras en el área de Viesca, Estado de Coahuila. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 8*(2), 123-133.

Medina-Pérez, E. (2023). *Estratigrafía y Análisis Estructural de la Formación Ahuichila en la zona suroeste del Sector Transversal de Parras (Bajío de Ahuichila, Coahuila)* [Tesis de Maestría]. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Nuevo León, México 113 p.

Padilla y Sánchez, R. (1985). Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 6(1), 1-20.

Pantoja-Alor, J. (1962). Hoja San Pedro del Gallo 13R-K (3), Resumen de la Geología de la Hoja San Pedro del Gallo: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Cartas Geológicas de México serie 1: 100,000, 1 mapa con texto.*

Pantoja-Alor, J. (1963). Hoja San Pedro del Gallo 13R-K (3), Resumen de la geología de la Hoja San Pedro del Gallo, estado de Durango. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F. Cartas Geológicas de México, serie 1: 100,000, 1 mapa con texto.

Pedraza-Villa, R. A. (2019). Estratigrafía y deformación de la Fm. Ahuichila en el borde noreste del bloque San Julián, Zacatecas, México (Tesis de licenciatura). Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Nuevo León, México. 60 p.

Pérez-Raúl, F. A. M. (1967). Resumen de la geología de la Hoja Viesca 13R (5), escala 1: 100,000. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F. *Carta Geológica de México, serie de 1: 100,000, 1 mapa con texto.*

Ramírez Peña, C. F. (2014). *Análisis del contexto tectónico del emplazamiento de intrusivos en el transpaís de la Sierra Madre Oriental* [Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Nuevo León].

Ramírez-Peña, C. F. (2017). *Análisis de la deformación progresiva en la zona sur del sector transversal de Parras y la saliente de Monterrey, México* [Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Nuevo León].

Rogers, C. L., de Cserna, Z., Tavera-Amezcua, E., & Ulloa, S. (1956). Geología general y depósitos de fosfatos del distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas (Boletín No. 38, 129 p.). Instituto Nacional de Investigación de los Recursos Minerales.

Rogers, C. L., De Cserna, Z., Van-Vloten, R., Tavera-Amezcua, E., & Ojeda, R. J. (1961). Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí. Boletín del Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 56, 322 p.

Servicio Geológico Mexicano. (1999). Carta geológico-minera Juan Aldama G13-12, Coahuila, Durango y Zacatecas, escala 1:250, 000.

Servicio Geológico Mexicano. (2000). Carta geológico-minera Torreón G13-9, Coahuila, Durango y Zacatecas, escala 1:250,000.

Tardy, M. (1980). *Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique* [Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie]. París, Francia. 459 p.

26 La Cuenca de Parras, noreste de México: origen, evolución e importancia económica

César Francisco Ramírez Peña, Roberto Carlos Gómez Torres,
Elizabeth Chacón Baca y Gabriel Chávez Cabello

Sumario

26.1. Resumen
26.2. Abstract
26.3. Introducción
26.4. Generalidades
26.4.1. Ubicación
26.4.2. Antecedentes
26.5. Tipo de Cuenca y descripción general
26.5.1. Sedimentología y estratigrafía
26.5.2. Geología estructural
26.5.3. Contenido paleontológico
26.5.4. Evolución Geológica
26.6. Consideraciones económicas
26.7. Conclusiones
26.7.1. Agradecimientos
26.8. Autoevaluación
26.9. Bibliografía

26.1 Resumen

La Cuenca de Parras es una cuenca de antepaís asociada al desarrollo del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental en el noreste de México. Esta cuenca abarca un área de ~30,000 kilómetros cuadrados, y está localizada entre Monterrey, Nuevo León, y Torreón, Coahuila, México. El registro estratigráfico de la cuenca está dominado por ~5,500 m de sucesiones sedimentarias clásticas de la Formación Parras y el Grupo Difunta, este último constituido por las formaciones: Cerro del Pueblo, Cerro Huerta, Cañón del Tule, Las Imágenes, Cerro Grande, Las Encinas y Rancho Nuevo. La litología y estructuras sedimentarias reportadas en las diferentes formaciones indican que los ambientes de depósito predominantes durante el desarrollo de la cuenca fueron de planicie costera, delta y plataforma marina. La ocurrencia de restos fósiles de dinosaurios, plantas y ostreidos apoyan la interpretación de que las rocas de la cuenca se depositaron en ambientes marino-marginales y transicionales. Los ambientes de depósito durante el desarrollo de la cuenca generaron depósitos minerales tipo placer de pequeñas dimensiones, con presencia de minerales de titanio, hierro y zircón, los cuales no son explotados; sin embargo, la extracción de materiales pétreos llega a ser una actividad económica importante en la región.

26.2 Abstract

The Parras basin is a foreland basin generated during the development of the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt in northeastern, Mexico. This basin covers an area of 30, 000 km^2, and is located between the cities of Monterrey, Nuevo León and Torreón, Coahuila, Mexico. The stratigraphic record of the basin is constituted by ~5,500 m of clastic sedimentary successions of the Parras Formation and the Difunta Group, this latter in turn is constituted by the Cerro del Pueblo, Cerro Huerta, Cañón del Tule, Las Imagenes, Cerro Grande, Las Encinas and Rancho Nuevo formations. Lithology and sedimentary structures reported in the rocks that constitutes to the basin indicate that depositional environments were coastal plain, deltas and marine shelf. Dinosaur, plants and oyster fossil are present in different lithological units from the basin, supporting the interpretation that the rocks were deposited in marginal and

transitional marine environments. Sedimentary environments allowed the formation of small, placer-type mineral deposits, with the presence of titanium, iron and zircon minerals, which are not currently mined; however, extraction of stone materials becomes an important economic activity in the region.

26.3 Introducción

Las cuencas de antepaís corresponden a zonas de acumulación sedimentaria con geometría elongada, que se desarrollan progresivamente en la región frontal de estructuras orogénicas (p. ej., De Celles y Giles, 1996). En estas cuencas se suele depositar sucesiones clásticas sin-orogénicas, cuya fuente corresponde a bloques levantados y erosionados durante el evento tectónico. Además, en las sucesiones sin-orogénicas se suele encontrar tramas sedimentarias, con acuñamientos abruptos, y estructuras sin-sedimentarias complejas, que pueden generar trampas sedimentarias para hidrocarburos o agua.

A finales del Cretácico e inicios del Paleógeno, la región noreste de México fue testigo de un evento de deformación orogénica que detonó la generación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano y sus cuencas de antepaís (p. ej., Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Una de esas estructuras de antepaís es la "Cuenca de Parras", un depocentro de dirección casi oeste-este cuya evolución sedimentaria estuvo dominada por el depósito de detritos de origen sedimentario, volcánico e intrusivo, generados por la erosión de zonas elevadas al occidente y suroeste. Los detritos fueron transportados por decenas de kilómetros, a través de sistemas fluviales, hasta llegar a la cuenca, donde se depositaron en ambientes deltaicos, llanuras de inundación y de plataforma submarina (McBride *et al.*, 1974). La pila sedimentaria alcanzó espesores de hasta 5,500 m, y está principalmente representada por la Formación Parras y el Grupo Difunta, en cuyas rocas existen una gran variedad de organismos fósiles como bivalvos, gasterópodos, plantas y hasta dinosaurios.

En el presente capítulo, se muestra una recopilación de la información geológica, estructural y sedimentológica de la Cuenca de Parras, y se discute su relación con la evolución tectónica Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra

Madre Oriental, además de la importancia económica y paleontológica de las rocas que la conforman.

26.4 Generalidades

26.4.1 Ubicación

La Cuenca de Parras está localizada en la región noreste de México, abarcando prácticamente el extremo sur del estado de Coahuila, y una pequeña porción del occidente del estado de Nuevo León (Figura 26.1). Esta cuenca posee un área de ~30,000 km^2 y está delimitada al norte por la Plataforma de Coahuila, al sur por la Sierra de Parras y al oriente por la Curvatura de Monterrey, estos dos últimos elementos tectónicos representan al frente tectónico de la Sierra Madre Oriental.

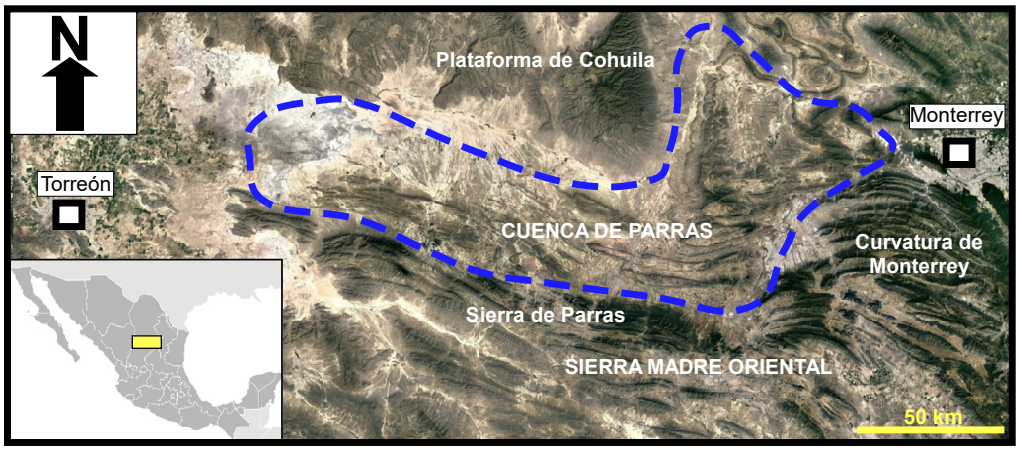


Figura 26.1. Localización de la Cuenca de Parras. Imagen tomada de Google Earth (2024).

26.4.2 Antecedentes

Los primeros trabajos sobre la descripción estratigráfica y paleo-ambiental de la Cuenca de Parras iniciaron desde el siglo pasado. Entre los reportes geológicos pioneros destaca el de Imlay (1936), quien fue el primero en describir la estratigrafía de la cuenca, identificando a la Lutita Parras y a la Formación Difunta como las principales unidades litológicas que la conforman. Después, en un

trabajo publicado por Murray *et al.* (1962), se dividió en siete formaciones a la Formación Difunta, proponiendo además denominarlo Grupo Difunta. En el año de 1967, Weidie y Murray afinaron la descripción estratigráfica de Murray, y determinaron las condiciones paleo-ambientales de las unidades sedimentarias depositadas en la cuenca. Más tarde, McBride *et al.* (1974) generaron un mapa geológico-estructural de la Cuenca de Parras, donde además incluyeron a la cuenca de La Popa. En dicho trabajo, los autores ampliaron la descripción estratigráfica y bioestratigráfica realizados por otros autores.

Los trabajos más recientes, se han enfocado en comprender la evolución tectono-sedimentaria de la Cuenca de Parras, y su correlación con cuencas vecinas: la de La Popa y Sabinas (Soegaard *et al.*, 2003). Además, la presencia de estratos de crecimiento en rocas del Maastrichtiano y Paleoceno, los cuales exhiben plegamiento por tectonismo, han llevado a la publicación de artículos científicos sobre la edad de la deformación tectónica en la zona, que para el caso de la Cuenca de Parras ocurrió a finales del Cretácico y hasta el Eoceno (Gray y Lawton, 2011). Por otro lado, la presencia de amplios afloramientos de rocas arcillosas ha permitido identificar procesos de movimiento de lodos durante el desarrollo de la cuenca (*mud tectonics*), con lo que se ha identificado la analogía de este tipo de movimientos con lo observado en imágenes sísmicas en otras cuencas del mundo (Deville *et al.*, 2020).

26.5 Tipo de Cuenca y descripción general

La Cuenca de Parras ha sido clasificada con una cuenca de antepaís, la cual se desarrolló entre el Cretácico superior-Eoceno, hacia la zona frontal del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (p. ej., Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Esta cuenca fue originalmente descrita por Weidie y Murray (1967) como un depocentro en forma de "bota" (*boot-shape*), que estuvo delimitado al norte por la Plataforma de Coahuila y al sur por el frente tectónico de la Sierra Madre Oriental. La cuenca exhibe una longitud de más de 300 km en dirección Oeste-Este, mientras que su anchura máxima en dirección norte-sur la alcanza en la zona oriental, en Saltillo, Coahuila, donde presenta alrededor de 150 km de ancho (Figura 26.1).

26.5.1 Sedimentología y estratigrafía

El basamento de la Cuenca de Parras está constituido por sucesiones carbonatadas, clásticas y evaporitas del Mesozoico, las cuales fueron depositadas entre el Jurásico y Cretácico, durante la apertura del Golfo de México. Las formaciones geológicas que afloran en las áreas circundantes a la cuenca de Parras son: Zuloaga y La Casita (Jurásico superior); Taraises, Cupido, La Peña, Aurora, Cuesta del Cura e Indidura (Cretácico).

Por su parte, la historia de sedimentación en la Cuenca de Parras inició en el Campaniano con el depósito de sucesiones clásticas de la Lutita Parras (Formación Parras), la cual está constituida por entre 1,200 y 1,500 m de lutita calcárea y limolita, con esporádicos horizontes de coquina constituida por restos de moluscos y ostras (Imlay, 1936; Humprey, 1956; Weidie, 1962). Las coquinas son interpretadas como producto de depósitos asociados a tormentas. Por otro lado, dentro de esta unidad ocurre el lentil "Santa Rita", que está constituido por lutita roja y limolita con estructuras sedimentarias que indican la ocurrencia de un delta, cuya área fuente se encontraba al suroeste (Wiedie y Murray, 1967). Dicho lentil marca los primeros arribos de rocas clásticas de grano grueso dentro de la cuenca.

Posterior al depósito de la Formación Parras, la Cuenca de Parras experimentó un aumento en el aporte de material detrítico grueso, que generó a las rocas del Grupo Difunta. En la zona occidental y central de la cuenca, Murray *et al.* (1962) definieron siete formaciones dentro del Grupo Difunta, las cuales fueron redefinidas por McBride *et al.* (1974), y se describen a continuación (Figura 26.2).

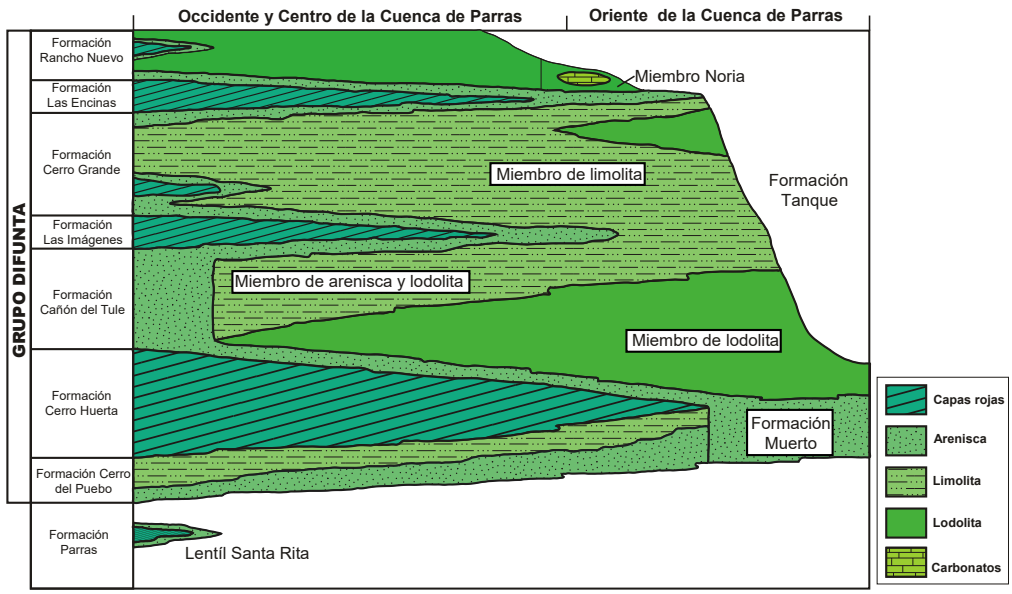


Figura 26.2. Columna estratigráfica esquemática de las zonas occidental, centro y oriental de la Cuenca de Parras (tomada de McBride *et al.*, 1974; sin escala).

Formación Cerro del Pueblo

Esta unidad la forman lutita y arenisca gris, con esporádicas capas de limolita, conglomerado y caliza, que alcanzan hasta 500 m de espesor. La arenisca está principalmente en la base, y contiene restos fósiles de ostras, Inoceramus, dientes de tiburón y madera. Hacia la cima, la unidad está constituida por intercalaciones de lutita, limolita y arenisca fina en diferentes proporciones, con presencia de canales de arenisca de diferentes dimensiones. El conglomerado ocurre en forma de lentes, y está constituido por clastos caliza, lutita, restos de madera fósil y huesos de dinosaurio. Además de las rocas clásticas, en esta unidad contiene horizontes de caliza oscura rica en algas carofitas y esporádicas oolitas.

Formación Cerro Huerta

La Formación Cerro Huerta es litológicamente muy parecida a la Formación Cerro del Pueblo, en general está constituida por una sucesión que alcanza hasta 978 m de lodolita, lutita, arenisca y caliza, las cuales exhiben coloraciones

rojizas, verdes, moradas y grises. Esta unidad es la que aflora más extensamente en la cuenca, y la presencia de extensos canales de arena ha permitido interpretar que sus ambientes de depósito fueron en una planicie deltaica. Las coloraciones de estas rocas propicia que los afloramientos de la unidad sean fáciles de distinguir en el campo.

Formación Cañón del Tule

Esta unidad está conformada por una sucesión de lodolita y arenisca, la cual exhibe una alta variación en su espesor a lo largo de la cuenca. El espesor máximo es de 768 m, y el mínimo de 14 m. La Formación Cañón del Tule fue dividida en cinco miembros informales, a los que Baker (1970) denominó como: 1) miembro inferior de arenisca, 2) miembro de lodolita, 3) miembro de arenisca y lodolita, 4) el miembro occidental de arenisca.

El *miembro inferior* está constituido por arenisca de grano fino y lodolita, con restos fósiles de moluscos y erizos, con un espesor variable entre 9 y 18 m. Este miembro fue depositado en ambientes de frente deltaico y como depósitos de relleno de canal. El *miembro de lodolita* está constituido por 140 m de lodolita bioturbada y limolita de color gris, con fragmentos de moluscos, las cuales fueron depositadas en zonas de prodelta y de plataforma marina. El *miembro de arenisca y lodolita* presenta un espesor de 158 m. La arenisca presenta estructuras sedimentarias típicas de depósitos turbidíticos, como: estratificación gradada, rizaduras y estructuras tipo flauta. La lodolita presenta restos del fósil Exogyra costata y algunos foraminíferos. El miembro occidental de arenisca consiste en capas laminares de arenisca fina con lodolita, y esporádicos horizontes de conglomerado. En total, este miembro alcanza 444 m de espesor, y se interpreta que fue depositado en ambientes de playa, banco de arena y rellenos de canal.

Formación Las Imágenes

La Formación Las Imágenes está constituida por lodolita, arenisca y limolita, que contienen canales de arenisca. El espesor promedio de esta unidad es de

370 m. Una cuestión importante, es que esta unidad es muy similar a la Formación Cerro Huerta, sin embargo, en la Formación Las Imágenes no existen horizontes de caliza.

Formación Cerro Grande

Está constituida por arenisca, lodolita, limolita y escaso conglomerado. El espesor de esta unidad es variable, entre 1,060 y 200 m. En la Formación Cerro Grande es común la ocurrencia de capas de arenisca y lodolita con intensa bioturbación. El ambiente en el que se depositaron los sedimentos de esta unidad corresponde a un delta.

Formación Las Encinas

Esta unidad está constituida por lodolita, arenisca y lutita depositados en ambientes de planicie costera y planicie deltaica. Las rocas de esta unidad se caracterizan por tener coloraciones entre rojizas y verdosas, y su espesor total varía entre 136 y 82 m.

Formación Rancho Nuevo

Está constituida por capas rojas y verdes de lodolita, arenisca y limolita depositadas en ambientes de planicie costera y planicie deltaica. Una de las características distintivas de esta unidad es un banco de glauconita cuyo espesor varía entre 1.5 y 4.5 m, así como una capa de carbonatos micríticos que contienen algas verdes. El espesor total de la sucesión alcanza los 510 m, y su ambiente de depósito ha sido interpretado como plataforma marina, planicie costera y de frente deltaico.

Por otro lado, la región oriental de la Cuenca de Parras está conformada por las formaciones Muerto y Tanque. La Formación Muerto está constituida por arenisca, limolita y escasos horizontes de caliza, que alcanzan un espesor de hasta 760 m. Esta unidad se correlaciona con las formaciones Cerro del Pueblo,

Cerro Huerta y Cañón del Tule, de la zona occidental de la cuenca. La Formación Tanque está constituida por lutita, limolita, arenisca y caliza, de coloraciones grises, y se divide en tres miembros: 1) Miembro de lodolitas, 2) Miembro de limolitas y 3) Miembro Noria, que alcanzan un espesor de 1,900 m.

26.5.2 Geología estructural

Las rocas de la Cuenca de Parras fueron afectadas por deformación tectónica a finales de Cretácico e inicios del Paleógeno. De manera general, se ha establecido que la deformación inició con pliegues y cabalgaduras con dirección de transporte tectónico hacia el NNE, los cuales, en las zonas contiguas a la Plataforma de Coahuila experimentaron rotación por deformación progresiva, generándose pliegues y cabalgaduras de dirección de transporte tectónico hacia al NNW (Dillman y Casey, 1985). Esta deformación ocurrió con diferente intensidad, lo cual generó tres estilos estructurales diferentes a lo largo de la cuenca (ver mapa geológico-estructural; Figura 26.3). Lo anterior, sirvió como base para que Weidie y Murray (1967) dividieran a la cuenca en tres zonas con características estructurales distintas: occidental, central y oriental.

La zona occidental que abarca desde la localidad de General Cepeda hasta Torreón, Coahuila, es la región con deformación más intensa. En esta zona ocurren una gran cantidad de mesopliegues volcados y doblemente buzantes, así como fallas inversas imbricadas, las cuales se propagan desde las lutitas de la Formación Parras. En la región central, que abarca la zona de Saltillo, Coahuila y sus alrededores, las rocas de la cuenca están afectadas por pliegues amplios y largos, con longitudes de entre 50-60 km y amplitudes de 6-8 km. Hacia el norte de dicha región, es común la ocurrencia de una gran cantidad de cabalgaduras. La región oriental es la zona con la menor cantidad de estructuras de deformación, los pliegues son de longitud corta y comúnmente se generan estructuras dómicas (Figura 26.3).

Los distintos estilos e intensidades de deformación se atribuyen a la cercanía o lejanía entre las diferentes zonas, y el frente tectónico activo del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental, siendo las más deformadas (occidente y centro) las situadas a menor distancia del frente tectónico.

Figura 26.3. Mapa geológico-estructural de la Cuenca de Parras (Tomado de McBride *et al.*, 1974).

26.5.3 Contenido paleontológico

La unidad litológica con mayor contenido fosilífero en la Cuenca de Parras es la Formación Cerro del Pueblo. Esta unidad es la más famosa, por la cantidad de organismo fosilizados que presenta, se han identificado restos fósiles de semillas, frutos y troncos, en los mismos niveles donde aparecen restos de dinosaurios, e impresiones de troncos ferruginosos junto con huesos de dinosaurio (Eberth *et al.*, 2004). Cabe mencionar que, la presencia de orgasmos fósiles como el bivalvo *Exogyra costata Say* y el cefalópodo *Sphenodiscus pleurisepta Conrad*, los cuales están presentes en la base de la Formación Cerro del Pueblo en la zona occidental de la Cuenca de Parras, han permitido asignarle una edad del Maastrichtiano (Boyd, 1959; McBride *et al.*, 1974); mientras que, hacia el oriente, la presencia de *Exogyra ponderosa Romer* indica que la base es del Campaniano.

Los vertebrados fósiles encontrados en la Formación Cerro del Pueblo incluyen peces, tortugas y cocodrilos, además de coprolitos los cuales pueden llegar a ser de dinosaurios (Kirkland *et al.*, 2000). Aguillón-Martínez (2010) reportó restos de dinosaurios terópodos, que corresponden a huesos aislados, garras y dientes, indicando la presencia de tiranosauridos, dromeosauridos y ornitomímidos en la unidad (Kirkland *et al.*, 2000). Otros especímenes corresponden a Ornitópodos juveniles y adultos, representados por hadrosauridos, lambeosaurinos y hadrosaurinos (Serrano-Brañas, 1997). Algunos ejemplos de hadrosauridos encontrados constituyen *Velafrons coahuilensis* (Gates *et al.*, 2007) y *Lathirinus uitstlani* (Prieto-Márquez y Serrano-Brañas, 2012). Los Ceratópsidos también se hacen presentes, como es el caso de *Coahuilaceratops magnacuerna* (Loewen *et al.*, 2010).

Otras unidades donde, en menor medida, se pueden encontrar organismos fósiles de interés paleontológico son las formaciones Cerro Huerta y Las Imágenes. En la Formación Cerro Huerta se han identifican los restos fósiles de dinosaurios, madera fósil, restos de plantas fósiles y oogonios de caráceas no determinadas; mientras que en la Formación Las Imágenes es común la presencia de algas fosilizadas, oogonios de caráceas (*Chara compressa Kunth, Chara ovalis Fritsche*) y otras no identificadas (Boyd, 1959).

26.5.4 Evolución Geológica

El registro sedimentario de la Cuenca de Parras y las estructuras geológicas presentes en ella sugieren que los levantamientos tectónicos asociados al arribo del frente de deformación del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental rigieron su evolución. Las primeras evidencias estratigráficas de este proceso tectónico quedaron registradas con los primeros arribos de cuñas clásticas dentro de la cuenca, que de acuerdo con Baker (1970), están presentes en la Formación Cañón del Tule del Campaniano inferior.

Por otro lado, de acuerdo con el registro sedimentario de la cuenca, existen evidencias de que el depósito de sedimentos clásticos continuó durante el Paleoceno, y que la deformación tectónica dentro de la misma debió continuar hasta el Eoceno.

Los patrones de sedimentación y deformación permitieron generar lo que en la actualidad se observa en la Cuenca de Parras, un depocentro con más de cinco kilómetros de espesor de rocas sedimentarias dominantemente clásticas, deformadas por pliegues y fallas inversas, el cual está flanqueado por el frente tectónico del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental, y por el paleo-alto de la Plataforma de Coahuila (Figura 26.4).

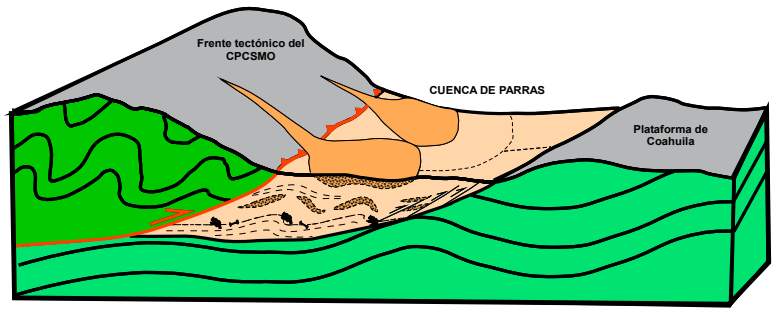


Figura 26.4. Modelo geológico esquemático de la Cuenca de Parras.

26.6 Consideraciones económicas

Desde el punto de vista estratigráfico, sedimentológico y estructural, la Cuenca de Parras representa un lugar ideal para la generación de trampas estructurales

y estratigráficas para hidrocarburos; sin embargo, a la fecha no existen evidencias contundentes de la existencia de grandes depósitos de este tipo. Por otro lado, las rocas que conforman el basamento de la cuenca, es decir las rocas sedimentarias marinas del Jurásico-Cretácico, pueden ser susceptibles a contener depósitos minerales de Fluorita y Celestina, ya que por lo menos la zona occidental de la cuenca coincide con la región propuesta como Provincia MVT del Noreste de México (González-Sánchez *et al.*, 2007).

La propia naturaleza de las rocas que conforman a la Cuenca de Parras permitió la generación de yacimientos minerales de tipo exógeno, denominados: sedimentarios o de placer. Este tipo de depósitos están representados por areniscas negras, y ocurren en distintas localidades como: General Cepeda y Parras de la Fuente, y los elementos de interés económico son: titanio, fierro, zircón (Servicio Geológico Mexicano [SGM], 2008). Además de los depósitos de este tipo, otra actividad minera que resulta de interés económico es la explotación de bancos de materiales pétreos.

26.7 Conclusiones

La Cuenca de Parras es una cuenca de antepaís desarrollada en el frente tectónico del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental. Esta estructura tectónica funcionó como un depocentro de material clástico sin-tectónico, desde el Campaniano hasta por lo menos el Eoceno. El registro sedimentario de la cuenca indica que se depositaron hasta 5,500 m de sedimentos, los cuales a su vez experimentaron deformación tectónica en diferentes etapas y estilos, de acuerdo con su cercanía o lejanía a los elementos tectónicos que la circundan. Las condiciones paleogeográficas y paleo-ambientales condicionaron que, durante el depósito de los sedimentos en la cuenca, existieran organismos como: plantas, moluscos y dinosaurios, cuyos vestigios quedaron preservados en el registro fósil de las formaciones Cerro del Pueblo y Cerro Huerta.

26.7.1 Agradecimientos

Para la elaboración de este capítulo, se agradece el apoyo financiero del proyecto Conahcyt-2023-CF-2439.

26.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Dónde se desarrollan las cuencas de antepaís?

- **a)** En el centro de las placas tectónicas
- **b)** En la región frontal de estructuras orogénicas
- **c)** En zonas costeras bajas
- **d)** En el fondo oceánico

2. 2.- ¿Qué tipo de rocas suelen encontrarse en las sucesiones sin-orogénicas de las cuencas de antepaís?

- **a)** Rocas ígneas profundas
- **b)** Sucesiones clásticas
- **c)** Rocas metamórficas intensamente deformadas
- **d)** Rocas carbonatadas masivas

3. ¿Qué espesor puede alcanzar la pila sedimentaria de la Cuenca de Parras?

- **a)** 500 m
- **b)** 1,200 m
- **c)** 5,500 m
- **d)** 10,000 m

4. ¿Qué tipo de fósiles se han encontrado en las rocas de la Cuenca de Parras?

- **a)** Solo fósiles de plantas
- **b)** Fósiles de bivalvos, gasterópodos, plantas y dinosaurios
- **c)** Sólo fósiles marinos pequeños
- **d)** Ningún fósil, ya que es una cuenca reciente

5. ¿Qué ambientes de depósito dominaron la evolución sedimentaria de la Cuenca de Parras?

- **a)** Llanuras costeras y arrecifes de coral
- **b)** Ambientes deltaicos, llanuras de inundación y plataforma submarina
- **c)** Dunas desérticas y lagos efímeros
- **d)** Glaciares y fiordos

6. ¿Qué estados incluye principalmente la Cuenca de Parras?

- **a)** Chihuahua y Durango.
- **b)** Coahuila y Nuevo León.
- **c)** Tamaulipas y San Luis Potosí.
- **d)** Veracruz y Tabasco.

7. ¿Quién fue el primer investigador en describir la estratigrafía de la Cuenca de Parras?

- **a)** Murray
- **b)** Deville
- **c)** McBride
- **d)** Imlay.

8. ¿Qué fenómeno geológico se observó en las rocas arcillosas de la Cuenca de Parras?

- **a)** Formación de cabalgaduras.
- **b)** Movimientos de lodos (*mud tectonics*).
- **c)** Desarrollo de deltas marinos.
- **d)** Falla normal profunda.

9. ¿En qué periodo ocurrió la deformación tectónica en la Cuenca de Parras?

- **a)** Durante el Jurásico.
- **b)** Desde el Cretácico hasta el Eoceno.
- **c)** En el Plioceno.
- **d)** Desde el Triásico hasta el Paleoceno.

10. ¿Qué tipo de cuenca es la Cuenca de Parras según Fitz-Díaz *et al.* (2018)?

a) Cuenca de retroarco.
b) Cuenca de antepaís.
c) Cuenca de antearco.
d) Cuenca intraplaca.

11. ¿Cuál es la longitud de la Cuenca de Parras en dirección Oeste-Este?

a) 150 km.
b) Más de 300 km.
c) 500 km.
d) 200 km.

12. ¿Qué unidades geológicas conforman el basamento de la Cuenca de Parras?

a) Solo rocas clásticas.
b) Solo rocas carbonatadas.
c) Sucesiones carbonatadas, clásticas y evaporitas del Mesozoico.
d) Rocas volcánicas.

13. ¿Qué indica el lentil "Santa Rita" dentro de la Formación Parras?

a) Formación de un volcán.
b) Primeros arribos de rocas clásticas de grano grueso.
c) Acumulación de lavas.
d) Formación de una plataforma continental.

14. ¿Cuál es la interpretación principal de los depósitos de coquina encontrados dentro de la Lutita Parras?

a) Depósitos asociados a corrientes turbídicas.
b) Depósitos asociados a tormentas.
c) Depósitos relacionados con la actividad volcánica.
d) Depósitos de plataformas carbonatadas.

15. ¿Qué factor contribuyó al aumento en el aporte de material detrítico grueso dentro de la Cuenca de Parras?

a) Un cambio en el régimen climático.
b) Un incremento en la actividad volcánica de la región.
c) Un aumento en la erosión de zonas elevadas al occidente y suroeste.
d) La descomposición de rocas carbonatadas.

16. ¿Qué unidad geológica de la Cuenca de Parras tiene el mayor espesor, alcanzando hasta 1,900 m?

a) Formación Cerro Grande.
b) Formación Las Encinas.
c) Formación Rancho Nuevo.
d) Formación Tanque.

17. ¿En qué tipo de ambientes se interpretan que se depositaron los sedimentos de la Formación Cañón del Tule?

a) En un ambiente deltaico.
b) En un ambiente de playa y banco de arena.
c) En un ambiente marino profundo.
d) En un ambiente de plataforma continental.

18. ¿Qué tipo de fósiles es común encontrar en la Formación Cerro del Pueblo de la Cuenca de Parras?

a) Restos de mamíferos marinos.
b) Restos de plantas, semillas, troncos y huesos de dinosaurio.
c) Restos de peces y reptiles marinos.
d) Restos de foraminíferos y algas carofitas.

19. ¿Cuál es el principal recurso económico asociado a los depósitos de tipo exógeno en la Cuenca de Parras?

a) Hidrocarburos.
b) Titanio, fierro y zircón.
c) Oro y plata.
d) Minerales preciosos como el diamante.

20. ¿Qué evidencia paleontológica ha sido clave para establecer la edad de la base de la Formación Cerro del Pueblo en la zona occidental de la Cuenca de Parras?

a) La presencia de fósiles de foraminíferos y ammonites.
b) El hallazgo de Exogyra costata y Sphenodiscus pleurisepta.
c) Restos fósiles de peces y reptiles marinos.
d) La identificación de huellas de dinosaurios y coprolitos.

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	b)	11.	b)	16.	d)
2.	b)	7.	d)	12.	c)	17.	b)
3.	c)	8.	b)	13.	b)	18.	b)
4.	b)	9.	b)	14.	b)	19.	b)
5.	b)	10.	b)	15.	c)	20.	b)

26.9 Bibliografía

Aguillón-Martínez, M.C. (2010). *Fossil vertebrates from the Cerro del Pueblo Formation, Coahuila, Mexico, and the distribution of Late Campanian (Cretaceous) terrestrial vertebrate faunas.* [Tesis de Maestría, Faculty of Dedman College, Southern Methodist University, Texas], 135 pp.

Baker, R. A. (1970). *Stratigraphy and sedimentology of the Cañon del Tule Formation (Upper Cretaceous), Parras Basin, NE Mexico* [Tesis doctoral]. Universidad de Texas en Austin.

Boyd, D. (1959). *Stratigraphy of the Difunta Group in an area north of Saltillo, Coahuila, Mexico* [Tesis de maestría]. Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, Estados Unidos.

DeCelles, P.G., Giles, A.G. (1996). Foreland basin systems. Basin Reseach, 8, 105-123.

Deville, E., Dutrannoy, C., Schmitz, J., Vincent, B., Kohler, E., Lahfid, A. (2020). Shale tectonic processes: Field evidence from the Parras Basin (north-eastern Mexico). Marine and Petroleum Geology, 122, 104688.

Dillman, G.J., Casey, J.F. (1985). Structural Investigation and Tectonic History of East-Central Parras Basin, Coahuila, México. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 9.

Eberth, D.A., Delgado, C.R., Lerbekmo, J.F., Brinkman, D.B., Rodríguez, R.A. (2004). Cerro del Pueblo Fm (Difunta Group, Upper Cretaceous), Parras Basin, southern Coahuila, Mexico: reference sections, age, and correlation. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(3), 335-352.

Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism, and tectonics. *Earth-Science Reviews, 183*, 56-84.

Gates, T.A., Sampsom, S., Delgado-de Jesús, C.R., Zanno, L.E., Eberth, D.A., Hernández-Rivera, R., Aguillón-Martínez, M.C. y Kirkland, J.I. (2007). Velafrons coahuilensis, a new lambeosaurine hadrosaurid (Dinosauria: Ornithopoda) from the Late Campanian Cerro del Pueblo

Formation, Coahuila, Mexico. Journal of Vertebrate Paleontology, 27, 917–930.

Google LLC. (2024). Google Earth (Versión 9.3) [Software]. https://www.google.com/earth/

González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., Comprubí, A. (2007). Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59 (1), 43-62.

Gray, G.G., Lawton, T.F. (2011). New constraints on timing Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63 (2), 333-343.

Humphrey, W.E. (1956). Tectonic frameork of northeast Mexico.Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans, 6, 2.35.

Imlay, R.W. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, México. Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras. Geological Society of America Bulletin, 49, 1651-1694.

Kirkland, J. I., Hernández-Rivera, R., Aguillón-Martínez, M. C., Delgado de Jesús, C. R., Gómez-Núñez, R., y Vallejo, I. (2000). The Late Cretaceous Difunta Group of the Parras Basin, Coahuila, Mexico and its vertebrate fauna. En *Avances en Investigación,* 3, 133-172.

Loewen, M.A., Sampson, S.D., Lund, E.K., Farke, A.A., Aguillón-Martínez, M.C., de Leon, C.A., Rodríguez-de la Rosa, R.A., Getty, M.A. y Eberth, D.A. (2010). Horned Dinosaurs (Ornithischia: Ceratopsidae) from the Upper Cretaceous (Campanian) Cerro del Pueblo Formation, Coahuila, Mexico. In: Ryan, M.J., Chinnery-Allgeier, B.J. and Eberth, D.A. (eds.), New Perspectives on Horned Dinosaurs: The Royal Tyrrell Museum Ceratopsian Symposium. Indiana University Press, Bloomington, Indiana, 99-114.

McBride, E. F., Weidie, A. E., Wolleben, J. A., & Laudon, R. C. (1974). Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 85,* 1603-1622.

Murray, G.E., Weidie, A.E. Jr., Boyd, D.R., Forde, R.H., Lewis, P.D. Jr. (1962). Formational divisions of Difunta Group, Parras Basin, Coahuila and Nuevo León, Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 46, 374-383.

Prieto-Márquez, A., Serrano-Brañas, C.I. (2012). Latirhinus uitstlani, a "broad-nosed" saurolophine hadrosaurid (Dinosauria, Ornithopoda) from the Late Campanian (Cretaceous) of northern Mexico. Historical Biology, 24, 607-619.

Serrano-Brañas, C.I., (1997). Descripción de los dinosaurios pertenecientes a la familia Hadrosauridae del Cretácico Superior del estado de Coahuila, México: Tesis, Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, 61 p.

Servicio Geológico Mexicano (2008). Carta geológico-minera Monterrey G-14-7 escala 1:250,000.

Soegaard, K., Ye, H., Halik, N., Daniels, A.T., Arney, J., Garrick, S. (2003). Stratigraphic evolution of latest Cretaceous to early Tertiary Difunta foreland basin in northeastern Mexico: Influence of salt withdrawal on tectonically induced subsidence by the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79, 364-394.

Weidie, A. E., Jr. (1961). The stratigraphy and structure of the Parras Basin, Coahuila and Nuevo León, México (Doctoral dissertation). Louisiana State University, Baton Rouge.

Weidie, A., Murray, G. (1967). Geology of Parras Basin and adjacent areas of northeastern Mexico. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 51(5), 678-695.

27 Cuenca de Burgos

Valentina Flores Vargas, Javier Arellano Gil y Leticia Sánchez Guillén

Sumario

27.1. Resumen
27.2. Abstract
27.3. Introducción
27.4. Generalidades
- 27.4.1. Ubicación
- 27.4.2. Descripción general
- 27.4.3. Sedimentología
- 27.4.4. Estratigrafía
- 27.4.5. Geología estructural
- 27.4.6. Evolución geológica
- 27.4.7. Tipo de cuenca
- 27.4.8. Propuesta de modelo de cuenca

27.5. Consideraciones económicas
- 27.5.1. Producción y recursos petroleros
- 27.5.2. Gas en lutitas (shale gas)
- 27.5.3. Potencial geotérmico
- 27.5.4. Uranio
- 27.5.5. Hidrogeología

27.6. Conclusiones
27.7. Autoevaluación
27.8. Bibliografía

27.1 Resumen

La Cuenca de Burgos es una cuenca sedimentaria Cenozoica con un relleno sedimentario mayor a 5,000 m de espesor cuya formación inició hace 65 Ma, sobreponiéndose a secuencias sedimentarias mesozoicas deformadas. Son secuencias terrígenas compuestas principalmente de una alternancia de areniscas, lutitas y limolitas que se depositaron en una zona transicional, en una plataforma amplia y extensa y en el talud-cuenca, por lo que contiene variadas facies sedimentarias. Las rocas cenozoicas, comprenden secuencias estratigráficas con ciclos de depósitos transgresivos y regresivos, con discordancias que delimitan algunas secuencias y que indican cambios en el nivel medio del mar. Entre sus características estructurales distintivas resalta la deformación por extensión que se caracteriza por la presencia de numerosas fallas normales lístricas; algunas de ellas son sinsedimentarias.

Se localiza en la margen noreste de la República Mexicana, cubriendo principalmente al estado de Tamaulipas y parcialmente el oriente de Nuevo León; tiene continuidad en Estados Unidos de Norteamérica en donde se denomina como Embahiamiento de Río Grande. La Cuenca de Burgos es una cuenca de margen pasiva, cuya evolución está vinculada inicialmente con la apertura del Golfo de México en el Triásico-Jurásico medio (cuenca de rift), en el Jurásico superior y Cretácico inferior fue una cuenca de margen pasivo y en el Cretácico superior la Orogenia Laramide provocó el levantamiento y plegamiento de las secuencias sedimentarias en la región occidental, dando origen a los pliegues de la Sierra Madre Oriental y del Bloque de Coahuila. Este levantamiento no sólo dió origen al cinturón orogénico y fuente de sedimentos, sino que también favoreció el origen de las cuencas foreland en el oriente, paralelas al cinturón plegado como la Cuenca de Burgos al oriente del Bloque de Coahuila. Durante el Cenozoico, grandes volúmenes de sedimentos terrígenos fueron transportados desde los altos topográficos cercanos hacia el depocentro, favoreciendo el desarrollo de fallas normales lístricas en una cuenca foreland en el Cretácico superior, que evolucionó a una cuenca de margen pasivo en el Paleógeno y Neógeno. Los depósitos incluyen secuencias de areniscas y lutitas de ambientes marginales hasta marinos someros y profundos, los que progradaron sobre la margen de la plataforma cretácica. Como resultado, estos depósitos formaron

una impresionante columna estratigráfica de más de 10,000 metros de espesor, compuesta por ciclos de avance y retroceso marino que reflejan variaciones en el nivel del mar con importantes cambios de facies.

El estudio de la Cuenca de Burgos no solo se destaca por su histórica producción de gas natural iniciada en 1945 con el descubrimiento del campo Misión, sino también por su potencial exploratorio. Además de ser una importante fuente de gas seco, la cuenca alberga yacimientos no convencionales, como el gas en lutitas (tipo shale), lo que la posiciona como un componente estratégico para el desarrollo energético de México. Su potencial petrolero no solo está en las rocas cenozoicas, sino que se extiende también a secuencias jurásicas y cretácicas.

La cuenca se subdivide en franjas alargadas y subparalelas que, de poniente a oriente, abarcan depósitos que datan del Paleoceno hasta el Mioceno principalmente. Su estudio permite no solo comprender mejor los procesos tectónicos y sedimentarios que la moldearon, sino también identificar nuevas áreas de interés para la exploración y explotación de hidrocarburos convencionales y no convencionales.

27.2 Abstract

The Burgos Basin is a Cenozoic sedimentary basin with a sedimentary fill exceeding 5,000 meters in thickness, overlying deformed Mesozoic sedimentary sequences. Its formation began 65 million years ago, and it is mostly composed of alternating sandstones, shales, and siltstones deposited in transitional environments, extensive platforms, and slope-to-basin settings, reflecting a wide variety of sedimentary facies. The Cenozoic stratigraphic sequences show transgressive and regressive cycles, marked by unconformities that delineate some of these sequences and suggest changes in sea level. A distinctive feature of the basin is its extensional deformation, characterized by numerous listric normal faults, some of which are syn-sedimentary.

Located in northeastern Mexico, the basin mainly covers the state of Tamaulipas and partially extends into Nuevo León, continuing into the United States as the Rio

Grande Embayment. The Burgos Basin is a passive margin basin whose evolution is linked to the opening of the Gulf of Mexico during the Middle Jurassic (as a *rift* basin). During the Late Cretaceous, the Laramide Orogeny led the uplift and folding of sedimentary sequences in the western region, forming the Sierra Madre Oriental and the Coahuila Block. This tectonic event not only originated an orogenic belt and a source of sediments but also facilitated the formation of foreland basins to the east, including the Burgos Basin, which developed parallel to the folded belt.

Throughout the Cenozoic, large volumes of terrigenous sediments were transported from surrounding highlands into the depocenter, promoting the development of listric normal faults. The deposits include sequences of sandstones and shales from marginal to shallow and deep marine environments, which prograded over the Cretaceous platform margin. These deposits formed an impressive stratigraphic column over 10,000 meters thick, composed of marine advance and retreat cycles that reflect sea-level variations and significant facies changes.

The Burgos Basin is notable not only for its historical natural gas production, which began in 1945 with the discovery of the Misión Field, but also for its exploratory potential. In addition to being a significant source of dry gas, the basin hosts unconventional resources, such as shale gas, positioning it as a strategic component for Mexico's energy development. Its hydrocarbon potential extends beyond Cenozoic rocks to include Jurassic and Cretaceous sequences.

The basin is subdivided into elongated, subparallel strips that, from west to east, include deposits ranging from the Paleocene to the Miocene. Its study not only helps the understanding of the tectonic and sedimentary processes that shaped it but also helps identify new areas of interest for hydrocarbon exploration and production conventional and unconventional.

27.3 Introducción

Es relevante caracterizar y describir a la Cuenca de Burgos desde el punto de vista geológico, con la finalidad de comprender su evolución y contribuir con información para futuros estudios sobre esta región, dada su importancia económica. Se

propone un modelo geológico que tiene como propósito tener un mejor entendimiento de los recursos naturales del subsuelo que pueden explorarse y explotarse de forma responsable y que sean de utilidad para la sociedad.

27.4 Generalidades

27.4.1 Ubicación

La Cuenca de Burgos se localiza en el noreste de la República Mexicana en los estados de Tamaulipas y Nuevo León, extendiéndose en la margen noreste de Coahuila y parte de la plataforma continental del Golfo de México (Figura 27.1). Geográficamente está limitada al norte por el Río Bravo, este rasgo hidrográfico marca la frontera con los Estados Unidos de Norteamérica, aunque desde el punto de vista geológico no interrumpe la continuidad de la cuenca, ya que continúa en el Estado de Texas, EE.UU, en el denominado Embahiamiento del Río Grande; al oriente su límite es el Golfo de México profundo, al sur la Cuenca Tampico-Misantla y al poniente la Sierra Madre Oriental y la región de Sierras y Cuencas (Echánove, 1986).

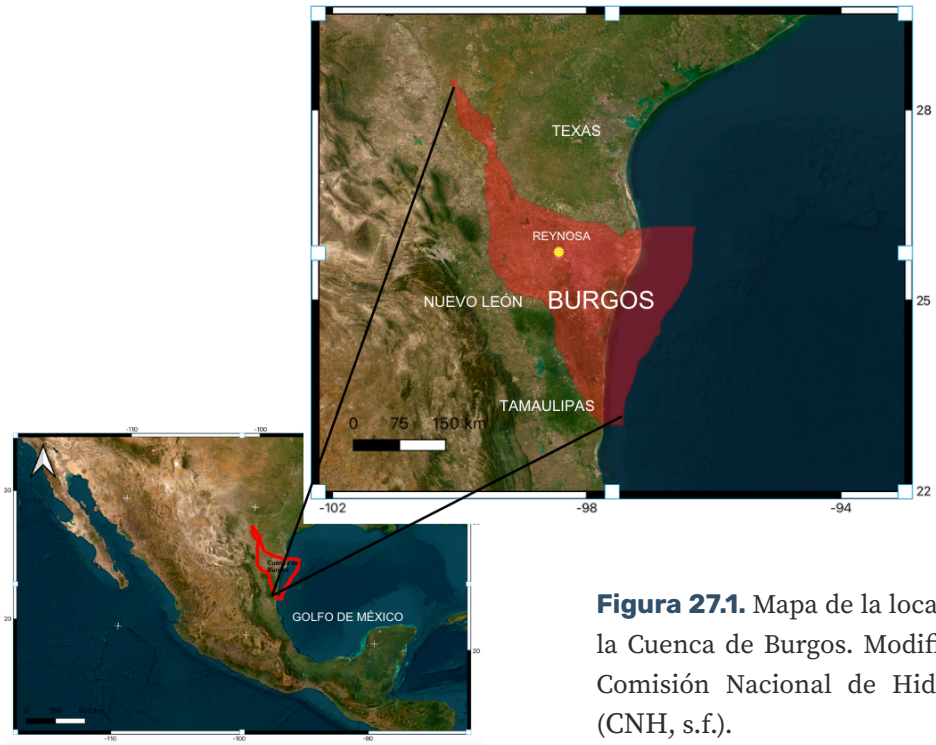


Figura 27.1. Mapa de la localización de la Cuenca de Burgos. Modificado de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH, s.f.).

Tiene una columna sedimentaria de más de 10,000 m de espesor y comprende un área continental de alrededor de 50,000 km^2. La secuencia sedimentaria mesozoica forma parte de su basamento, que se compone de secuencias sedimentarias del Jurásico-Cretácico. De acuerdo con Bruno (2010), dichas secuencias se encuentran en franjas orientadas NNW-SSE, las que disminuyen su edad, de oeste (Paleoceno) a este (Mioceno-Plioceno).

Es una cuenca de margen pasivo considerada como la principal cuenca productora de gas seco de México. La exploración de hidrocarburos inició en los años 1920-1930 por compañías petroleras extranjeras, logrando establecer la producción de hidrocarburos en algunos campos como La Presa, Rancherías, Lajitas y Laredo. PEMEX participó en exploración-producción en esta cuenca a partir de 1939, logrando en 1945 la producción comercial de gas en el pozo Misión-1 (González, 2008).

27.4.2 Descripción general

La evolución estratigráfica regional (basamento), comenzó con el depósito de la Formación Huizachal, que se compone de una secuencia sedimentaria continental (lechos rojos) asociadas a fosas estructurales en una cuenca de tipo *rift* continental (Chávez, 2013), por lo que el basamento está dislocado por fallamiento normal, que fue cambiando a sedimentación marina (sal, calizas arcillosas y terrígenos) y posteriormente a carbonatos de plataforma. Durante el Cretácico inferior y parte del superior hubo una etapa de estabilidad tectónica (cuenca de margen pasivo) dando pie al máximo desarrollo de las plataformas carbonatadas (Fernández, 2006).

Durante el Turoniano y Maastrichtiano, la sedimentación de la cuenca formó depósitos de rocas carbonatadas y evaporíticas, la cual gradualmente fue sustituida por sedimentos terrígenos durante el Cenozoico (Chávez, 2013). Durante este periodo, al occidente predominaban facies someras, mientras que, al oriente las facies eran más profundas, esto debido a la morfología y a las transgresiones y regresiones que ocurrían de manera cíclica.

La depresión inicial (cuenca foreland) se originó por efectos de la Orogenia Laramide, ocurrida a finales del Cretácico y principios del Cenozoico sobre una plataforma mesozoica. Al alcanzar su máximo desarrollo, el orógeno mexicano interrumpió la depositación cretácica, plegando y levantando los depósitos carbonatados de las plataformas preexistentes, formando la Sierra Madre Oriental, el Bloque de Coahuila y la Península Burro-Picacho (o Península-plataforma de Tamaulipas). Las áreas de topografía elevada fueron sujetas a erosión, por lo que aportaron sedimentos clásticos en grandes proporciones. Se divide en cinco franjas paralelas de orientación N-S, diferenciadas por sus características estructurales y sedimentarias: Jurásico-Cretácico, Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Mioceno (Echánove, 1986; Bruno, 2010; Ortiz, 2006) (Figura 27.2).

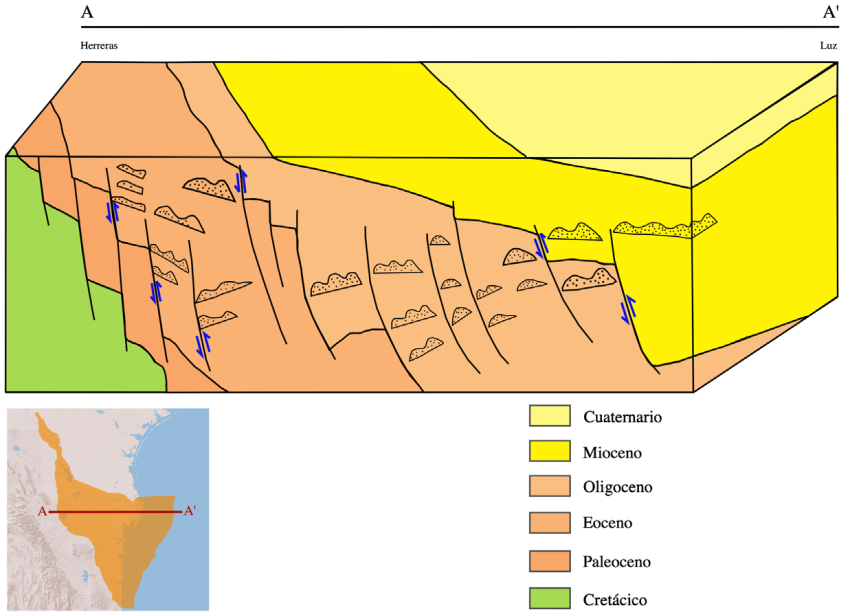


Figura 27.2. Diagrama esquemático de la Cuenca de Burgos. Modificada de Schlumberger (1984).

27.4.3 Sedimentología

El espesor de la columna estratigráfica en el depocentro excede los 10,000 m de espesor (Ortiz, 2006), se compone de una alternancia de lutitas y areniscas que se disponen en un patrón general progradante hacia el oriente (Pérez, 2014). De

acuerdo con el modelo de Galloway (1989, citado en Fernández, 2006, Figura 27.3), se pueden identificar que las principales fuentes de sedimentos son los ríos Mississippi, Houston, Bravo, San Fernando y Soto La Marina.

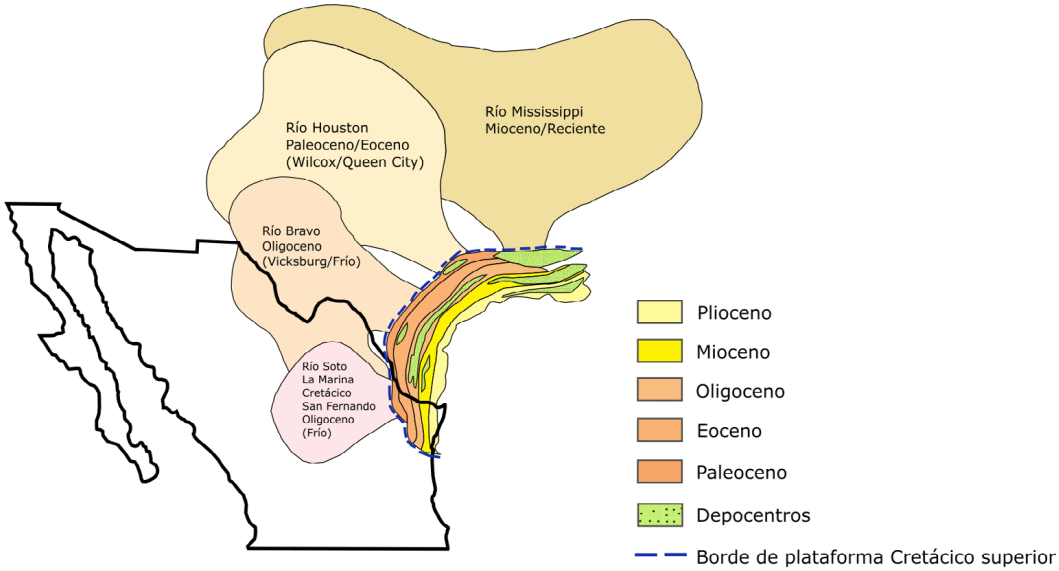


Figura 27.3. Aporte sedimentario de los ríos Mississippi, Houston y Bravo. Modificado de Galloway (1989, citado en Fernández, 2006) y con información de Dumble (1911).

Las rocas más antiguas identificadas en el subsuelo son las del Paleozoico, compuesto por rocas metamórficas e ígneas intrusivas, sobre las que se tiene una cubierta sedimentaria mesozoica (Triásico superior-Cretácico superior) (Ortiz, 2006) y cenozoica (Paleoceno-Reciente); las secuencias sedimentarias afloran en franjas paralelas NNW-SSE. Las secuencias sedimentarias más antiguas (Paleoceno) se ubican en las franjas del oeste y las más jóvenes (Mioceno) al este (Oviedo, 2007), aunque las franjas más jóvenes están al oriente, no afloran, ya que se ubican en la plataforma actual del Golfo de México. El basamento es más somero al sur y oeste, como muestran las secciones A-A' y B-B' (Figuras 27.4 y 27.5). En A-A', el basamento alcanza 6 km de profundidad, mientras que en B-B', al sur, está a 3 km, profundizando hacia el este, donde se superan los 8 km. La franja del Paleoceno superior aflora al norte, mientras que al sur está cubierta por secuencias del Mioceno y Cuaternario.

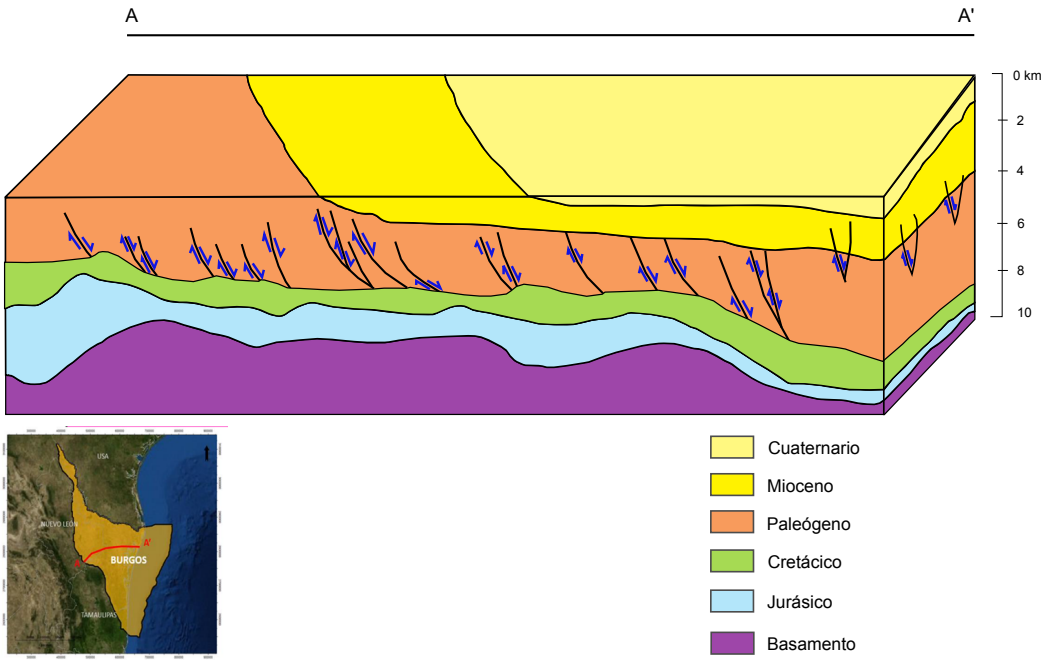


Figura 27.4. Bloque esquemático, cuya parte frontal es la sección estructural A-A'. Modificado de CNH (2018).

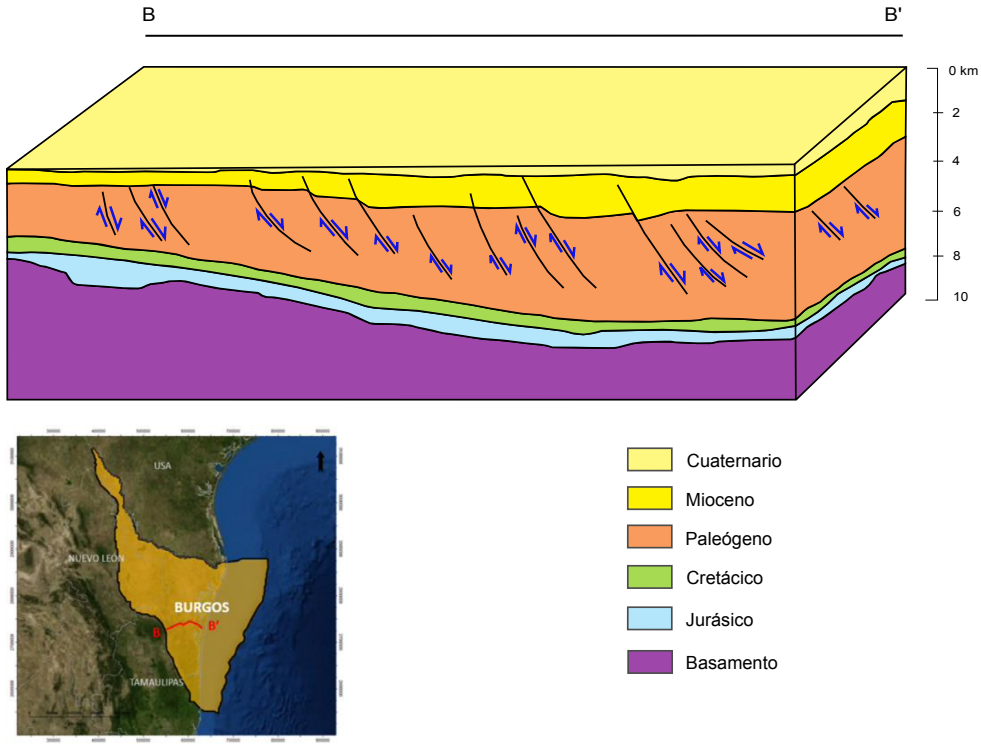


Figura 27.5. Bloque esquemático, cuya parte frontal es la sección estructural B-B'. Modificado de CNH, (2018).

De acuerdo con el Atlas Geológico de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH, 2018), la columna sedimentaria de la Cuenca de Burgos descansa sobre secuencias marinas del Jurásico medio-Cretácico superior, que a su vez cubren a un basamento cristalino ígneo-metamórfico del Permo-Triásico (Grupo Huizachal) y rocas volcánicas asociadas al *rifting* durante la apertura del paleo Golfo de México.

La génesis de la Cuenca de Burgos comenzó en el Paleoceno, asociada a una transgresión hacia el oeste y un gran aporte de sedimentos terrígenos desde una zona en levantamiento, formando espesores de lutitas y areniscas de ambientes someros sobrepuestas a rocas cretácicas erosionadas; se desarrollaron en ciclos de secuencias separadas por discordancias o concordancias, relacionadas con cambios del nivel del mar (Echánove, 1986; Haq *et al.*, 1988, citado en Chávez, 2013). En el Paleoceno medio, predominó un ambiente de plataforma terrígena interna a media en un marco cíclico regresivo-transgresivo, favoreciendo el depósito de sedimentos arcillo-arenosos con intercalaciones de areniscas. La Formación Wilcox destaca sobre la Formación Midway, por estar compuesta de facies terrígenas finas de ambiente marino profundo, con areniscas finas (turbiditas distales) y lutitas en su cima. Las Formaciones Wilcox y Queen City son complejos de deltas progradantes, mientras que la Formación Reklaw (parte superior) y la Formación Yegua (miembro medio) tienen principalmente facies de cuña progradante, limitadas por discordancias regionales (48.5 y 39.5 Ma, respectivamente) (Echánove, 1986; Eguiluz, 2011).

Durante el Eoceno, se desarrolló un ciclo regresivo-transgresivo-regresivo. La Formación Weches representa depósitos de planicie deltaica, mientras que las formaciones Cook Mountain y Yegua reflejan un ciclo transgresivo inicial y regresivo final. La Formación Jackson (Eoceno tardío) es una secuencia pelítica con un cuerpo arenoso progradante en su parte media y lutitas dominantes en su parte superior (Eguiluz, 2011).

En el Oligoceno, una extensa transgresión hacia el oeste cubrió casi por completo las secuencias del Eoceno. La actividad de las fallas de crecimiento (Sistema Becerro y McAllen-Reynosa) y las oscilaciones de la línea de costa permitieron el depósito de la Formación Vicksburg, compuesta por lutitas y areniscas que

reflejan ciclos transgresivos y progradantes en ambientes litorales a batiales. Su cima está cortada por una discordancia regional (30 Ma), que marca un límite de secuencia mayor bajo los depósitos del Sistema Sedimentario Frío continental y marino (Echánove, 1986; Eguiluz, 2011).

El Mioceno y Plioceno están representados por ciclos de lutitas y areniscas que progradan al oriente, con incremento de espesor en su actual margen continental y extensión en su plataforma marina (Galloway *et al.*, 2000, citado en Eguiluz, 2011).

En el Mioceno medio se formó una amplia y extensa plataforma, sobre la cual se depositaron una secuencia marina somera predominantemente areno-arcillosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos medios a gruesos, correspondientes a un complejo litoral y a barras costeras de crecimiento múltiple, predominando ambientes mixtos y de plataforma interna correspondientes a la Formación Oakville (Dumble, 1894, citado en Navarro, 1996; Best y Monroy, 2008).

27.4.4 Estratigrafía

La columna estratigráfica de la Cuenca de Burgos inicia en el Paleoceno con depósitos de sedimentación fina debido a una transgresión marina asociada a un pulso de subsidencia ocasionado por la Orogenia Laramide, que favoreció la depositación de sedimentos clásticos en ambientes transicionales, de plataforma clástica y turbiditas de aguas profundas (Fernández, 2006). Está compuesta principalmente por lutitas y areniscas, con conglomerados en menor proporción, además de limolitas, carbonatos y tobas, depositados en una plataforma de bajo relieve. La columna cenozoica alcanza espesores de 8,000 a 10,000 metros en el depocentro.

Algunas unidades estratigráficas, descritas en Texas, continúan en México, adoptando la misma nomenclatura. Para el Paleoceno están las formaciones Wilcox y Midway; para el Eoceno, las formaciones Reklaw, Queen City, Weches, Cook Mountain, Yegua y Jackson; para el Oligoceno, las formaciones Vicksburg y Frío; para el Mioceno, las formaciones Anáhuac, Catahoula, Oakville y

Lagarto; y para el Plioceno, se tiene a la unidad Goliad. La figura 27.6 corresponde a la columna estratigráfica general donde se muestran los principales eventos transgresivos- regresivos, con sus respectivos cambios de facies.

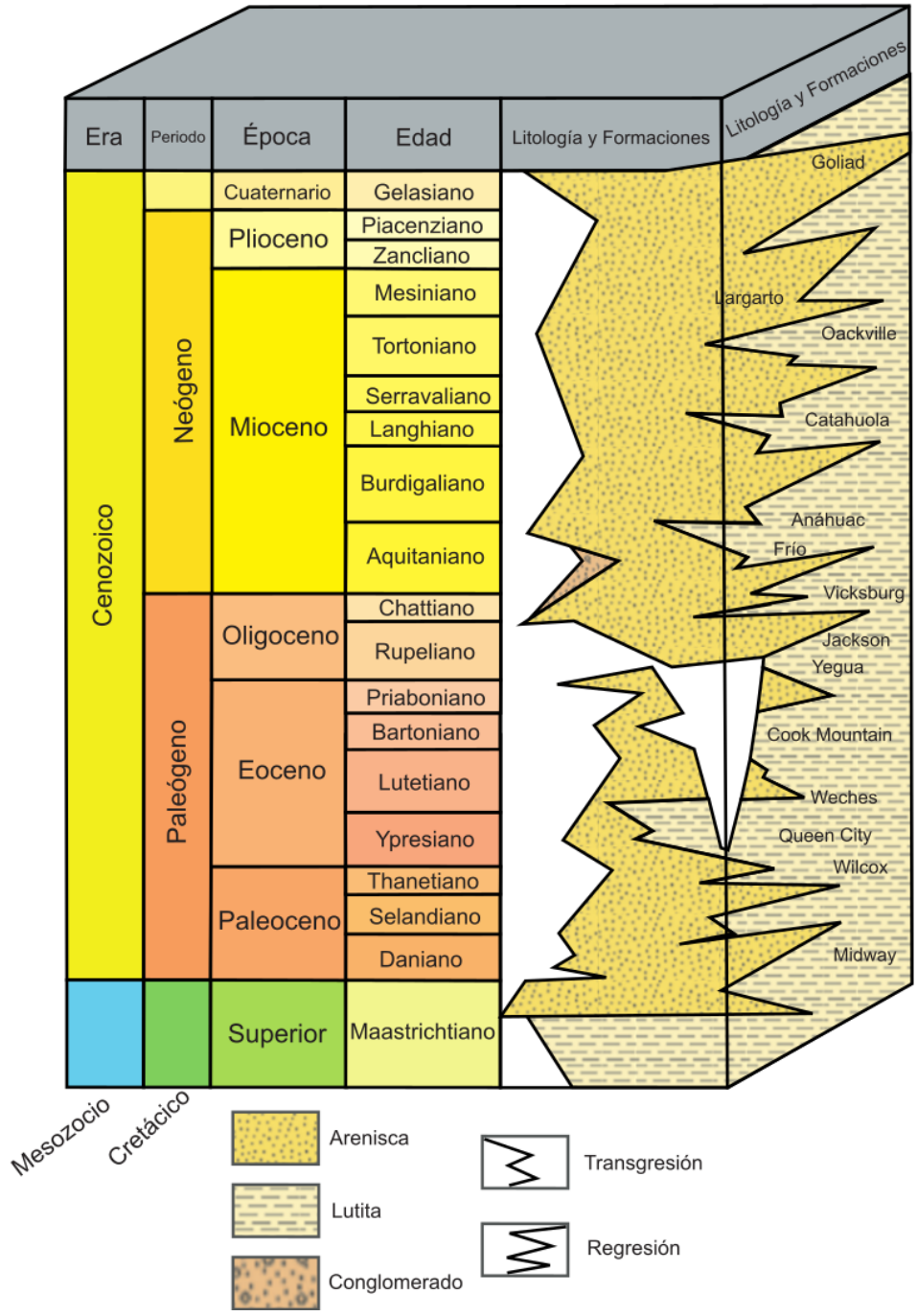


Figura 27.6. Bloque diagramático de la columna estratigráfica de la Cuenca de Burgos. Modificada de Guajardo *et al.* (2019).

En el Paleoceno predominan depósitos arcillo-arenosos de ambiente de plataforma media que cambian al oriente a secuencias turbidíticas corresponden a la Formación Midway; se extiende como una franja en el occidente de la cuenca. Está conformada por una alternancia de lutitas arenosas y calcáreas y areniscas; su ambiente de depósito va de nerítico medio distal a externo. El espesor varía de 570 m a 1,200 m y su edad es del Paleoceno inferior a medio determinada por los Foraminíferos Planctónicos *Morozovella uncinata* y una zona de Foraminíferos Bentónicos *Tritaxia midwayensis* (Fernández, 2006); aflora al occidente de la Cuenca, en una franja desde el noreste de Nuevo Laredo, Tamaulipas hasta el suroeste de San Fernando, Tamaulipas; subyace a la Formación Wilcox. De acuerdo con Zarra (2007, citado en Hernández, 2019) se depositó en un ambiente de planicie costera que abarca desde Alabama, Texas al noreste de México; de acuerdo con Eguiluz (2011), su depósito ocurrió en un complejo de delta progradante. El miembro Wilcox se distingue por ser una potente secuencia sedimentaria compacta de 1000 m de espesor (PEMEX, 1988 citado en Servicio Geológico Mexicano [SGM], s.f.a).

La formación Wilcox se divide en dos unidades cronoestratigráficas: Paleoceno Wilcox y Eoceno Wilcox, cada una con características litoestratigráficas, bioestratigráficas y ambientales particulares (Fernández, 2006). El Paleoceno Wilcox consiste en una intercalación de lutitas arenosas, calcáreas y areniscas, con foraminíferos planctónicos como *Globigerina soldadoensis* y bentónicos como *Lenticulina degolyeri*, indicativos del Paleoceno medio (PEMEX, 1988; Echánove, 1976, citado en SGM, s.f.a). Del Paleoceno medio al Eoceno inferior, hubo un ciclo regresivo-transgresivo hacia el este, predominando un ambiente de plataforma clástica interna a media (Best y Monroy, 2008). En el Eoceno medio, se registró erosión parcial y progradación rápida hacia el oriente donde se ubicaba el depocentro.

El Eoceno Wilcox está compuesto por lutitas arenosas ligeramente calcáreas y areniscas de grano fino de cuarzo, con mayor contenido de cuerpos arenosos que el Paleoceno Wilcox. Contiene foraminíferos planctónicos como *Morozovella subbotinae* y bentónicos como *Vaginulinopsis hatchetigbeensis*, que permiten asignar una edad de Eoceno inferior-medio de ambiente nerítico medio a interno (PEMEX, 1988, citado en SGM, s.f.a).

Al noreste del poblado de Reklaw, Texas, aflora la formación Reklaw, conformada de lutita limosa, micácea y carbonosa, y en la parte inferior predominan areniscas; contiene algunos megafósiles (Barnes *et al.*, 1966). Su espesor varía de 700 a 800 m y presenta discordancias intraformacionales, relacionadas a cuñas sedimentarias progradantes asociadas a etapas de lowstand (nivel del mar bajo). Su ambiente de depósito va de nerítico medio a interno (García, 2006; Hernández, 2019).

Durante el Eoceno medio ocurrió el depósito de la formación Queen City, ubicada al Sur de Texas, esta no aflora en territorio mexicano. Se formó en un sistema deltaico progradante dominado por oleaje. Se compone de areniscas bien seleccionadas con algunos estratos de limolitas; presenta horizontes con glauconita y lutitas fosilíferas, lo cual sugiere un entorno marino abierto desde la línea de costa a plataforma interna, donde las olas y las corrientes marinas fueron agentes dominantes; su edad corresponde al Eoceno medio y tiene un espesor que varía de 25 a 100 metros (Spetseris, 1985; Franco, 2004, citado en García, 2006); subyace a la Formación Weches.

La Formación Weches aflora en el este de Texas, Estados Unidos, no aflora en territorio mexicano, está conformada por areniscas de color verde característica de sedimentos marinos someros, contienen glauconita; además contiene margas y calizas arcillosas de ambiente de planicie deltaica (Eguiluz, 2011). El espesor no es uniforme, depende del área de estudio, algunos autores como Barnes *et al.* (1974) señalan que tiene un espesor que varía de 10 a 21 m. La edad de esta formación corresponde al Eoceno medio (Kantala, 2018).

A finales del Eoceno medio y superior, se inició otro ciclo de depósito de carácter transgresivo que está representado por las formaciones Cook Mountain y Yegua (Echanove, 1986; Best y Monroy, 2008).

La Formación Cook Mountain aflora al norte del Río Bravo en México. Se formó en un ambiente sedimentario marino, compuesto por una secuencia arcillosa con delgados horizontes arenosos de plataforma terrígena media-externa (Echanove, 1986). Está cubierta por la Formación Yegua, de 40 Ma, marcando el fin de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Burgos, lo que sugiere un periodo

sin sedimentación clástica ligada a actividad tectónica (Guajardo *et al.*, 2019). Según López (1979; PEMEX, 1988, citado en SGM s.f.b), también se encuentra en el noreste de la cuenca.

La formación tiene tres miembros: el inferior y superior son intercalaciones de lutita y arenisca, y el intermedio es principalmente lutita (Echanove, 1976, citado en Eguiluz, 2011). López (1979, citado en SGM, s.f.b) describe lutitas con intercalaciones carbonosas y lechos de ostras, mientras que PEMEX (1988, citado en SGM s.f.b) menciona alternancias de areniscas con lutitas calcáreas. Los ambientes de depósito varían de marino somero (miembros inferior y superior) a marino profundo (miembro intermedio) (Echanove, 1976, citado en SGM, s.f.b). Su espesor es de 200 m, aunque presenta variaciones (PEMEX, 1988, citado en SGM, s.f.b).

La Formación Yegua yace concordantemente sobre la Formación Cook Mountain y es cubierta por la Formación Jackson. Pertenece al Eoceno medio, de acuerdo con los foraminíferos *Globigerapsis semiinvoluta* y *Discorbis yeguaensis* (PEMEX, 1988, citado en SGMb; Eguiluz, 2011). La Formación Jackson aflora en Camargo, Chihuahua y en Tamaulipas (Becerra, 2021; López, 1979, citado en SGM, s.f.c); está compuesta por lutitas bentónicas ricas en macrofósiles, principalmente gasterópodos, con intercalaciones de yeso y arenisca (PEMEX, 1988, citado en SGM, s.f.c). Según Eguiluz (2011), predomina el material pelítico en la base. Se formó en un ambiente de plataforma interna, cubre a la Formación Yegua y subyace a la Formación Vicksburg de manera concordante (PEMEX, 1988, citado en SGM, s.f.c). Presenta un espesor estimado de 500 metros y se compone de sedimentos clásticos finos asociados a un sistema de fallas de crecimiento. Su edad se asigna al Eoceno tardío, basado en su contenido paleontológico (PEMEX, 1988, citado en SGM, s.f.c).

En el Oligoceno tardío, un ciclo transgresivo-regresivo afectó la sedimentación del Mioceno temprano, depositándose la Formación Anáhuac, que se compone de una secuencia arcillo-arenosa marina. Al norte de Tamaulipas, aflora la Formación Vicksburg, compuesta por tobas, lutitas calcáreas y areniscas grises de grano fino a medio, indicando ciclos progradantes y transgresivos en ambientes neríticos a batiales con influencia volcánica. En su parte inferior y media,

hubo rápida sedimentación de terrígenos, mientras que, en el oeste, contiene láminas de yeso en la parte superior que sugieren un ambiente evaporítico. La unidad tiene contacto concordante con la Formación Frío, un espesor de 150 a 1,200 m, y una edad determinada por su fauna, incluyendo *Globigerina ampliapertura* y *Anomalina bilateralis* (PEMEX, 1988, citado en SGM s.f.d).

La Formación Frío aflora en los alrededores de Monterrey, Nuevo León, se divide en dos miembros: Frío no marino y Frío marino. En general es concordante con la Formación Vicksburg mientras que el límite superior ha sido documentado como discordante con la Formación Catahoula, que representa una transgresión (Frio Marino) y una progradación intensa (Frio No Mario) (Cabrera, 1975; Best y Martínez, 2008; Eguiluz, 2011). La Formación Frío se distingue por su granulometría gruesa, con la presencia de tobas y abundantes clastos volcánicos de procedencia alcalina (Eguiluz, 2011); La unidad Frío no marino, está conformada por conglomerados, areniscas y lutitas con fragmentos de anhidritas y yeso; se calcula que tiene un espesor de hasta 2000 m; se formó en ambientes fluviales, deltaicos y nerítico interno. La Unidad Frio Marino, se conforma de lutitas con alto contenido de foraminíferos intercaladas de areniscas en un ambiente nerítico interno y de plataforma interna-media a externa; su espesor varía de 30 a 1,000 m (Comisión Nacional del Agua [CONAGUA], 2024).

A finales del Oligoceno inferior y principios del Oligoceno medio, la regresión generalizada, causada por el levantamiento de áreas al oeste, retiró los mares hacia el este, transportando sedimentos terrestres y depositando la Formación Frío en ambientes continentales y mixtos (Bruno, 2010). En el Mioceno, la alta sedimentación generó movimientos gravitacionales y fallas de crecimiento, promoviendo la progradación hacia el este. En el Mioceno inferior, una transgresión favoreció el depósito de la Formación Anáhuac.

La Formación Anáhuac no aflora en territorio mexicano, pero se distribuye a lo largo del suroeste de Louisiana hasta el sureste de Texas, Estados Unidos (USGS GEOLEX, 2007, citado en SGM, s.f.d). La conforman intercalaciones de lutitas, areniscas y arenisca calcárea (PEMEX, 1988 citado en SGM, s.f.d). Su espesor que va de los 75 a 350 m debido a que presenta acuñamiento (Alfonso y Swanziger, 1961; López, 1979, citado en SGM, s.f.d). Por sus relaciones estratigráficas

y contenido paleontológico se asocia a un evento transgresivo (Alfonso y Swanziger, 1961, citado en SGM, s.f.d), representa la transición de condiciones continentales a marinas del conglomerado Norma, de acuerdo con datos de PEMEX (1988 citado en SGM, s.f.d); sus fósiles y litología indican un depósito nerítico interno del Oligoceno tardío. Se divide en tres subunidades con base en los foraminíferos que predominan en cada una de ellas y corresponden de la base a la cima a las zonas de *Marginulina, Heterostegina* y *Discobis*.

La Formación Catahoula aflora al norte de Nuevo León y Tamaulipas, está compuesta por lutitas, areniscas, tobas y conglomerados formados principalmente en paleocanales; presenta un espesor máximo de 1,300 m. Subyace a la Formación Anáhuac y yace sobre la Formación Oakville, representando un depósito continental mixto del Mioceno temprano-medio con moluscos y carofitas (López, 1979; PEMEX, 1988, citado en SGM, s.f.e).

En el Mioceno medio-superior se depositó de la Formación Oakville en una plataforma terrígena, compuesta por areniscas, lutitas y conglomerados en ambientes litorales y de plataforma interna; contiene foraminíferos como *Globorotalia foshi* y *G. margaritae* (Echanove, 1986; López, 1979; PEMEX, 1988, citado en SGM, s.f.f). Junto con la Formación Lagarto, tienen un espesor de 20 a 300 metros (López, 1979, citado en SGM, s.f.f).

González (2008) sugiere que, durante el Plioceno, se acumularon sedimentos clásticos de arenas y arcillas, en los bloques bajos de conjuntos de fallas normales de echado al este, por lo que aumenta espesor hacia el este de la cuenca, por lo que las fallas son de crecimiento. La secuencia de lutitas y areniscas fue controlada por ciclos de transgresiones y regresiones marinas controladas por procesos de subsidencia. No aflora y tiene un espesor de 20 a 300 m (López, 1979, citado en SGM, s.f.g). Echanove (1986) propone que se depositó durante el Mioceno medio-superior asociado a una gran transgresión marina. La lutita Lagarto sobreyace a la Formación Oakville de forma concordante (López, 1979, citado en SGM, s.f.g).

27.4.5 Geología estructural

Según el Atlas Geológico de la CNH (s.f), en la Cuenca de Burgos predomina un sistema de fallas normales con orientación NW-SE y echado al este, con desplazamientos de pocos metros a decenas de metros. González (2008) señala que, a principios del Cenozoico, el depósito de sedimentos terrígenos en una cuenca subsidente favoreció el desarrollo de fallas normales y estructuras roll-over, principalmente de geometría lístrica, dentro de la cubierta sedimentaria cenozoica (Ortiz, 2006).

Las secuencias sedimentarias están cortadas por fallas de crecimiento, que presentan espesores mayores en los bloques de techo y generan estructuras plegadas roll-over, claves para formar trampas estratigráficas y mixtas. Estas se observan en secuencias del Paleoceno al oeste y en niveles más jóvenes (Eoceno y Oligoceno) al este (CNH, 2018; Best y Monroy, 2008), como se muestran en el bloque diagramático de la figura 27.7.

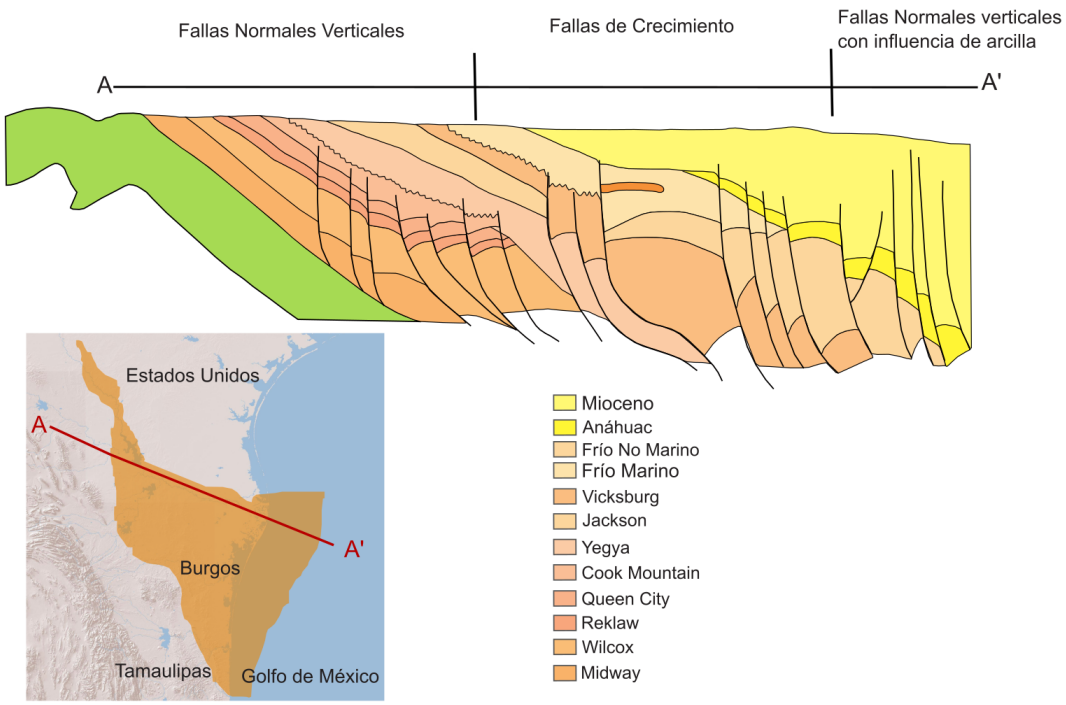


Figura 27.7. Diagrama esquemático estructural de dirección NW-SE del sector norte de la Cuenca de Burgos, mostrando una sección frontal. Modificada de González (2008).

Se identifican tres estilos de fallamiento normal: en la zona occidental (Paleoceno), predominan fallas sin depositacionales; en las franjas del Eoceno y Oligoceno, fallas sinsedimentarias de mediano a bajo ángulo; y en la zona oriental, fallas de crecimiento con planos más inclinados, afectando principalmente a las secuencias del Mioceno y Plioceno (CNH, 2018).

Las fallas de crecimiento tienen un alineamiento sinuoso con rumbo norte-sur y varios kilómetros de longitud, formando bloques subparalelos. Su desarrollo se debe a la subsidencia, que permitió el reacomodo de sedimentos sobre líneas de debilidad en las margas del Maastrichtiano. Estas fallas se formaron casi simultáneamente con la sedimentación, por lo que se favoreció la progradación (Bruno, 2010; Best y Monroy, 2008).

Como resultado, se observa un engrosamiento de las unidades estratigráficas en el bloque de techo, cerca de la traza de falla. El desplazamiento sobre la superficie curva de la falla induce la rotación de los estratos del bloque elevado, que adoptan una inclinación opuesta a la falla, generando pliegues anticlinales despegados llamados roll-over, con rumbo paralelo al de la falla (Best y Monroy, 2008). La geometría roll-over es resultado del movimiento sobre una falla normal lístrica, dentro de la sección sedimentaria donde ocurrió una mayor tasa de sedimentación. El desplazamiento sobre el plano de falla curvo crea un hueco (gap) entre las zonas elevadas y bajas, que se rellena por el colapso de la zona alta, ya sea de manera frágil o dúctil.

El basamento mesozoico (Jurásico-Maastrichtiano) tiene una disposición caracterizada por su continuo profundizamiento hacia el oriente. Los pozos petroleros cortaron al basamento en la parte norte-occidental de la cuenca a profundidades de 2,800 a 3,000 metros, mientras que, en la porción sur de 500 a 1,000 m, con un abrupto profundizamiento al oriente, mayor a los 4,000 m (Ortiz, 2006). En la parte central y oriental de la cuenca, los pozos petroleros perforados ya no alcanzaron el basamento, incluso ya no es visible en la resolución sísmica, por lo que se ubica a más de 7,500 m. Este profundizamiento, define a ésta como una cuenca asimétrica, prácticamente abierta en dirección al centro del Golfo de México (Best y Monroy, 2008).

La edad de las fallas normales progresa de oeste a este desde, principalmente del Paleoceno al Mioceno, de manera similar y ajustándose al desarrollo de las franjas de los depósitos sedimentarios terrígenos cenozoicos. Algunas fallas normales se han considerado como post-deposicionales y, otras, como de crecimiento (Best y Monroy, 2008).

En estudios sísmicos de la zona occidental de la cuenca, se observan numerosas fallas normales en el Paleoceno y Eoceno, con geometría lístrica, sin participación de las rocas mesozoicas y el basamento en la deformación extensiva. En la zona oriental, el basamento y las secuencias mesozoicas están fuera de la resolución sísmica, mostrando solo depósitos del Oligoceno y Mioceno deformados por fallas normales. Estas fallas también tienen geometría lístrica, sugiriendo un despegue a unos 7,000 m de profundidad, en niveles estratigráficos del Eoceno-Paleoceno, aunque Camargo y Quezada (1991, citado en Bruno, 2010; Best y Monroy, 2008) lo atribuyen principalmente a la cima del Oligoceno. Los bloques de techo caen hacia el este, hacia el depocentro de la cuenca, aunque también hay algunas fallas contrarregionales en una porción levantada (Ortiz, 2006).

En la ZW, hay dos subzonas con comportamientos estructurales distintos: un sector sin fallamiento normal y otro en el noroeste, donde el fallamiento normal parece involucrar rocas mesozoicas (Ortiz, 2006).

27.4.6 Evolución geológica

La Cuenca de Burgos se desarrolló en una margen de tipo pasivo (Eguiluz, 2011), sobre secuencias vinculadas con la apertura y evolución del paleo Golfo de México, por lo que su basamento son las secuencias sedimentarias previas al Paleoceno, las que están deformadas mediante pliegues y fallas inversas asociadas a la deformación laramídica.

La información que se conoce del basamento de la Cuenca de Burgos ha sido obtenida mediante la exploración de pozos petroleros en la margen occidental y sur de la cuenca (Eguiluz, 2011), donde ocurrió un menor sepultamiento. Las rocas más antiguas están formadas por tres grupos principales: una unidad

intrusiva conformada de granitos, granodioritas y tonalitas del Pérmico y del Triásico con orientación NW-SE; el segundo, es una unidad de esquistos y/o gneises del Paleozoico, asociadas al supercontinente Pangea; esta unidad se encuentra en la parte norte de la cuenca y, el tercer grupo es una unidad conformada de distintos tipos de rocas metamórficas, como: esquistos, hornfels esquistosos, gneises, pizarras, metasedimentos y milonitas que se encuentran distribuidas en la parte occidental y meridional de la cuenca (Ortiz, 2006). La otra parte del basamento está conformado por rocas sedimentarias de ambiente continental, vinculadas con fosas tectónicas generadas durante la apertura del Golfo de México, las que se rellenaron de rocas terrígenas Schlumberger (1984) y calcáreo-arcillosas, arcillosas y calcáreas del Jurásico superior al Cretácico superior (Fernández, 2006). Durante el Cretácico inferior hubo una etapa de estabilidad (margen pasivo), donde se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas que terminaron su desarrollo al inicio del Cretácico superior, las cuales fueron deformadas por las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide. En general, la configuración en planta del basamento tiene forma semicircular y está interrumpido por fallas normales al noreste.

A finales del Cretácico y principios del Cenozoico, la Orogenia Laramide tuvo máximo desarrollo, plegando y levantando los depósitos sedimentarios previos, incluyendo a las plataformas marinas preexistentes, dando así origen a la Sierra Madre Oriental y al Bloque de Coahuila (Best y Monroy, 2008). Hacia los 65 millones de años predominó un marco distensivo, lo que favoreció el inició de la formación de la Cuenca de Burgos por el basculamiento de la plataforma carbonatada de occidente a oriente y ligeramente hacia el sur. Conforme nos alejamos de la planicie costera de la cuenca, el espesor de la columna aumenta debido a la gran cantidad de aportes terrígenos que aportaron los ríos Mississippi, Houston, Bravo y Soto la Marina, producto de la erosión de la Sierra Madre Oriental y del Bloque de Coahuila Galloway *et al.* (2000, citado en Fernández, 2011; Eguiluz, 2022).

Durante el Cenozoico no se registraron movimientos tectónicos sobresalientes en la provincia, salvo algunas pulsaciones esporádicas durante el Paleoceno y Eoceno debido a los efectos finales de la Orogenia Laramide; también durante el Oligoceno y Mioceno ocurrieron eventos similares, pero de menor intensidad.

Esta actividad ocasionó movimientos de tipo post-orogénicos y basculamientos hacia el oriente, con un paulatino desplazamiento de la línea de costa en este mismo sentido (Chávez, 2013). De acuerdo con Best y Monroy (2008) el último pulso de actividad tectónica fue durante en el Mioceno superior.

27.4.7 Tipo de cuenca

Previo al desarrollo de la Cuenca de Burgos, las condiciones tectónicas fueron de margen pasiva (Jurásico superior-Cretácico superior), perteneciente a una cuenca marina somera con amplias plataformas carbonatadas, localizada en el sector nor-poniente del paleo Golfo de México Schlumberger (1984). La cuenca de Burgos inició como una cuenca Foreland y evolucionó a una cuenca de margen pasiva. Le sobreyacen elementos tectónicos correspondientes a El Arco de Salado, el Lineamiento del Río Grande y el Cinturón Plegado Perdido.

Durante el Paleógeno, la Cuenca de Burgos se desarrolló como una cuenca retroforeland que recibió aporte de sedimentos detríticos de las zonas de topografía elevada ubicadas al poniente producto de la migración temporal y espacial del frente de deformación laramídica (Eguiluz, 2011); al final del Paleógeno y durante en el Neógeno evolucionó a una Cuenca de margen pasivo. Se encuentra sobre una parte de la Planicie Costera y en la Plataforma Continental del Golfo de México, en el noroeste de México (Ortiz y Tolson, 2004).

27.4.8 Propuesta de modelo de cuenca

El Paleoceno inicia con una regresión hacia el poniente debido a la Orogenia Laramide, favoreciendo el depósito discordante de areniscas de ambientes someros sobre las secuencias carbonatadas que fueron parcialmente levantadas y erosionadas, formando al frente una cuenca retroforeland. Le sobreyace una secuencia arcillo-arenosa marina con cuerpos arenosos alargados delgados de ambientes de plataforma media a externa (CNH, s.f.; Chávez, 2013); los cuerpos arenosos presentan características de barras costeras de desarrollo múltiple, esta secuencia corresponde a la formación Wilcox. Los sedimentos arcillosos,

pertenecientes al Paleoceno medio depositados en la plataforma media forman parte de la Formación Midway (Bruno, 2010; Figura 27.8).

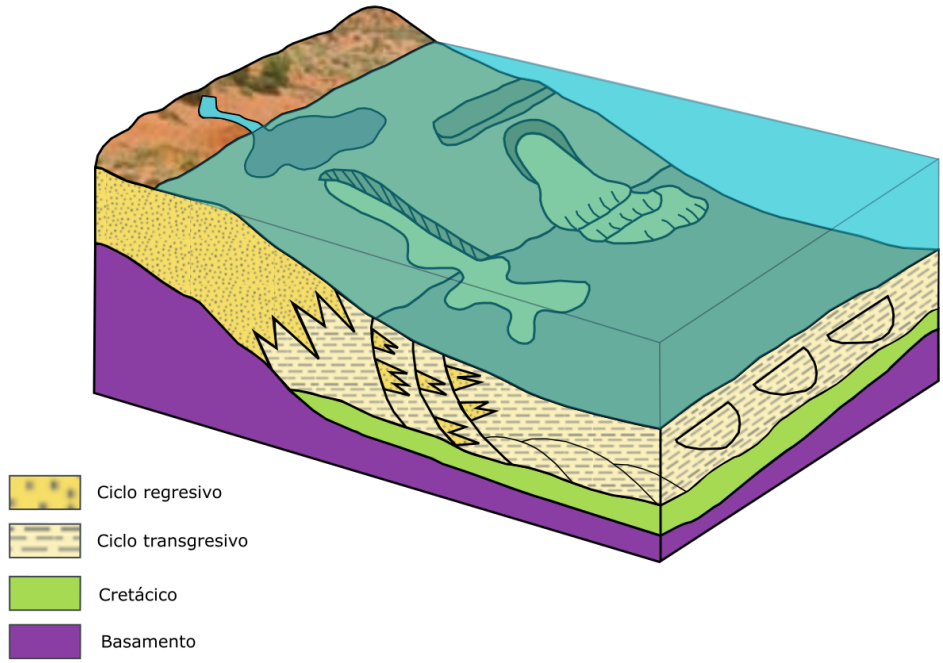


Figura 27.8. Modelo de la Cuenca de Burgos en el Paleoceno.

Durante el Eoceno (Figura 27.9), se desarrolló un ciclo regresivo-transgresivo progradante hacia el este, con ambientes de plataforma interna a media donde se depositaron las formaciones Reklaw, Queen City y Weches. En el oeste predominaron ambientes mixtos/someros, depositándose la Formación Queen City (secuencia areno-arcillosa con intercalaciones arenosas). Hacia el este, la Formación Reklaw corresponde con una secuencia arcillosa con arenas aisladas en plataforma media a externa, mientras que la Formación Weches es una secuencia arcillosa que representa la etapa transgresiva (Echanove, 1986; Chávez, 2013).

En el Eoceno medio y superior, otro ciclo regresivo está representado por las formaciones Cook Mountain y Yegua, cerrando este último el ciclo (Chávez, 2013). A finales del Eoceno, los movimientos verticales asociados a los últimos pulsos de la Orogenia Laramide reactivaron áreas positivas al oeste, aportando clastos y desarrollando fallas de crecimiento, iniciando una cuenca de margen pasivo (Echanove, 1986).

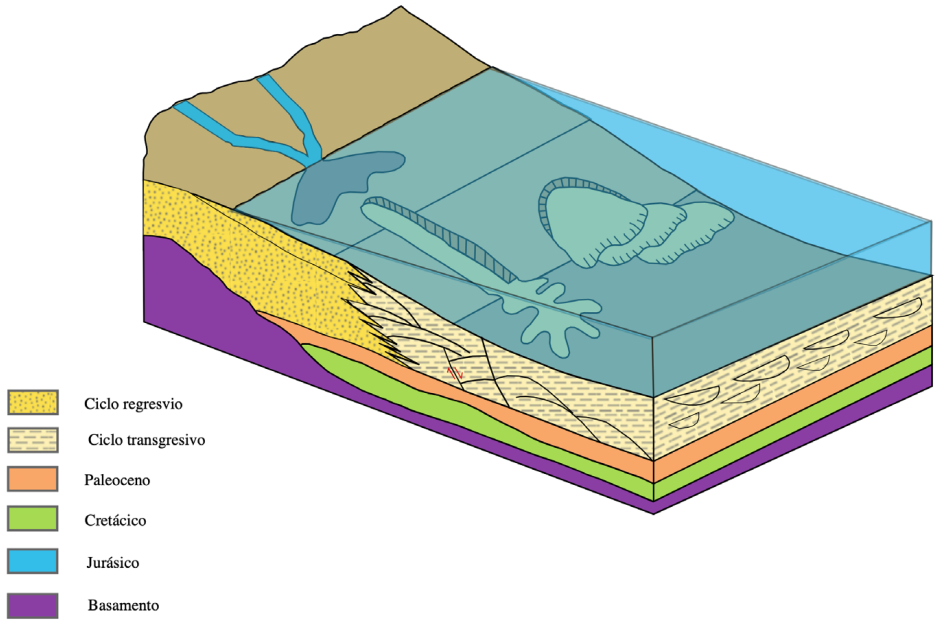


Figura 27.9. Modelo de la Cuenca de Burgos en el Eoceno.

El Oligoceno comenzó con una extensa transgresión hacia el oeste, cubriendo gran parte de la franja del Eoceno (Chávez, 2013). Se formaron fallas de crecimiento como Zacate, Cromitas y Becerro, pertenecientes al sistema regional "Samfordyce o Vicksburg Flexure", que influyeron en los depósitos terrígenos de las formaciones Yegua y Jackson (Eoceno superior-Oligoceno inferior) (Echanove, 1986). Estas fallas crearon bloques alargados y escalonados, siendo el más antiguo al oeste (Oligoceno inferior) y el más joven al este (Oligoceno superior-Mioceno inferior). La actividad de las fallas Becerro y McAllen-Reynosa, junto con oscilaciones costeras, permitió el depósito de la Formación Vicksburg en ambientes litoral-marginal a nerítico externo/batial superior (Bruno, 2010). En el Oligoceno medio, la transgresión terminó, dando paso a una regresión que favoreció el depósito de sedimentos terrígenos (Figura 27.10), originando a las Formaciones Frío No Marino y Frío Marino (CNH, s.f.).

Durante el Mioceno, ocurrió progradación hacia el este, con un alto aporte sedimentario y desarrollo de fallas de crecimiento, lo que marcó el inicio de una cuenca de margen pasivo (Figura 27.11). En el Mioceno inferior, continuó la regresión iniciada en el Oligoceno superior, acumulando arenas y arcillas en ambientes continentales y mixtos (Echanove, 1986). A mediados del Mioceno,

una transgresión formó una plataforma con depósitos areno-arcillosos. En el Mioceno superior, la regresión retomó su curso hacia el este, depositando una extensa secuencia areno-arcillosa. En el Plioceno, se inició un nuevo ciclo sedimentario con una breve transgresión hacia el oeste, seguida de una regresión prolongada hacia el este.

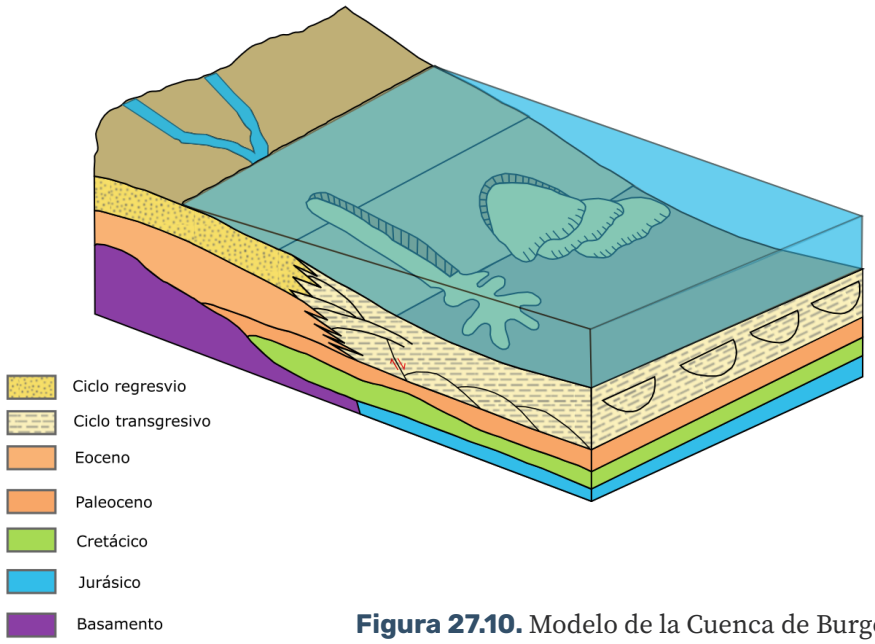


Figura 27.10. Modelo de la Cuenca de Burgos en el Oligoceno.

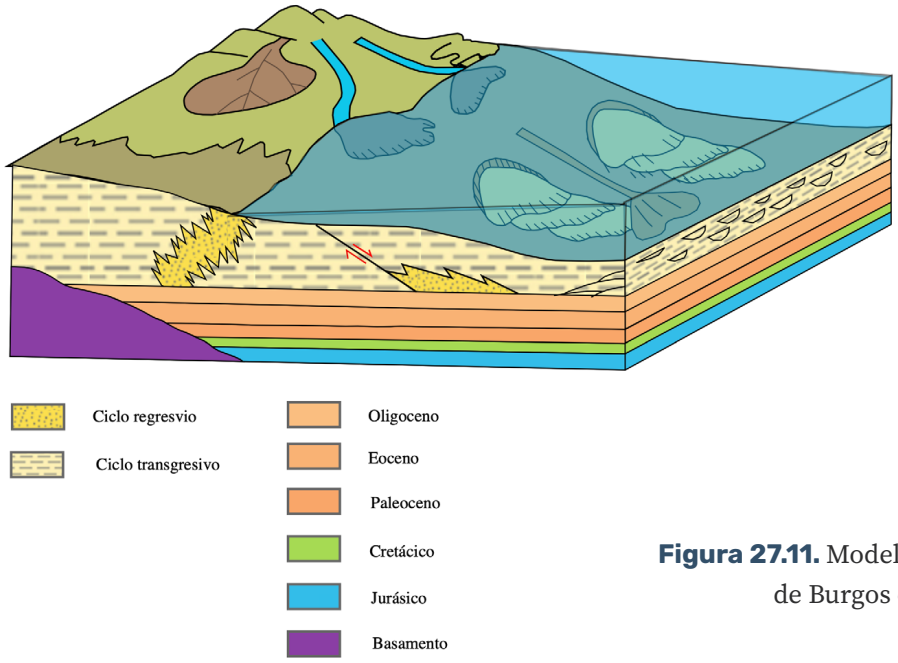


Figura 27.11. Modelo de la Cuenca de Burgos en el Mioceno.

En la Franja del Mioceno, se observan fallas de crecimiento y actividad post-depositacional. Del Plioceno hasta la actualidad, el modelo general es de una cuenca de margen pasivo que ha recibido sedimentos terrígenos transportados por ríos, que han modelado ambientes deltaicos, de plataforma y de cuenca profunda en el actual Golfo de México.

27.5 Consideraciones económicas

27.5.1 Producción y recursos petroleros

La Cuenca de Burgos es una de las principales cuencas productoras de gas natural en México, con alto potencial de encontrar yacimientos no convencionales. Desde 1945, se han explotado 194 campos, de los cuales, a principios de este siglo, 84 seguían en producción (Martínez, 2005). Su sistema petrolero, con lutitas marinas como generadoras y areniscas como almacenadoras y la presencia de fallas como rutas de migración han favorecido el movimiento del gas termogénico a través de las fallas hasta las trampas estratigráficas y mixtas (CNH, s.f.). Entre 1946 y 2007, se produjeron más de 8.3 trillones de pies cúbicos de gas (Eguiluz, 2011), alcanzando su pico de producción en 2008 con 1,380 MMpcd. Actualmente, la producción está en declive, con un 37 % del volumen original aún disponible (CNH, 2024).

Los plays más importantes incluyen a Vicksburg, Wilcox, Midway y Anáhuac (Figura 27.12) destacando los dos últimos por su eficiencia en acumulación de hidrocarburos (CNH, s.f.). El gas se encuentra en areniscas del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno.

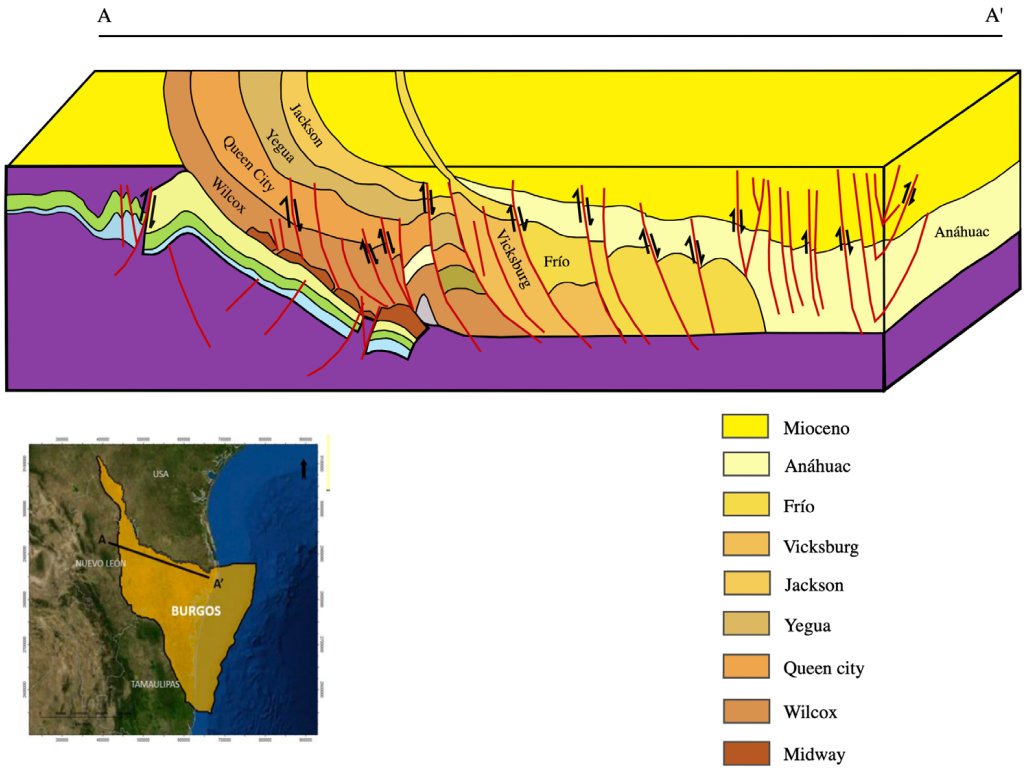
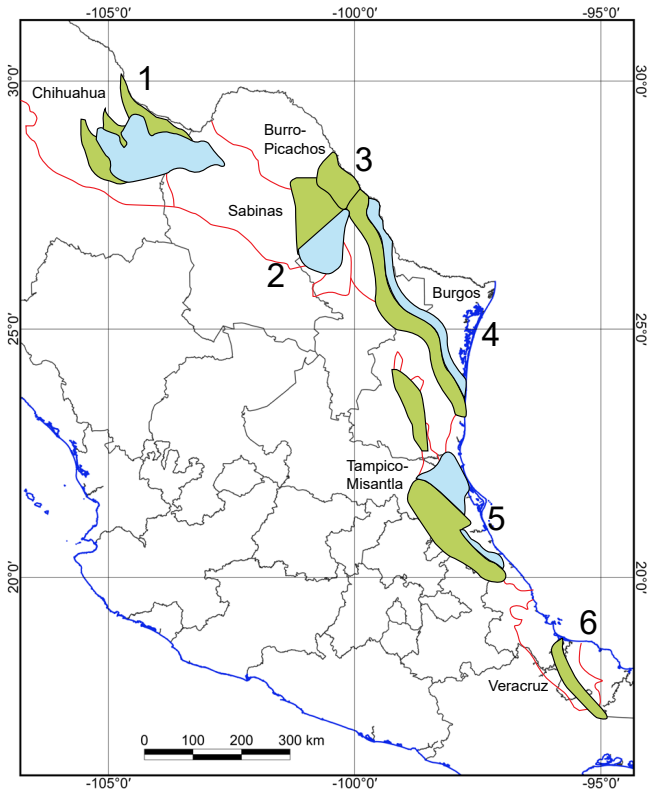


Figura 27.12. Bloque diagramático estructural del Sistema Petrolero de Burgos. (Modificado de CNH, s.f.)

27.5.2 Gas en lutitas (shale gas)

Por debajo la Cuenca de Burgos se encuentra la extensión de los yacimientos Eagle Ford del Cretácico que producen en el sur de Estados Unidos, lo que la convierte en una de las cinco cuencas mexicanas con alto potencial para la extracción de gas en lutitas (gas shale) (Figura 27.13) (CNH, s.f.). El método más utilizado para extraer este gas es el fracturamiento hidráulico (fracking), que consiste en inyectar agua con químicos a presión para crear microfracturas y liberar el gas atrapado en la lutita (Vázquez, 2014). La Cuenca de Burgos contiene el 63 % del gas en lutitas recuperable en México (343 Tpc) y el 48 % del aceite técnicamente recuperable del país. Según PEMEX, estos recursos abarcan aproximadamente 17,300 km^2 y se encuentran a profundidades de 1 a 5 km (Vázquez, 2019). Actualmente, no hay información sobre proyectos de exploración o explotación de yacimientos no convencionales en México.



Provincia Geológica	Formación	Edad	Tipo Kerógeno	% COT
Sabinas	Eagle Ford	Cretácico Sup.	II	1.0 - 4.0
Sabinas	La Casita	Jurásico Sup.	II - III	1.0 - 6.0
Burro-Picachos	Eagle Ford	Cretácico Sup.	II	2.0 - 4.0
Burgos	Agua Nueva	Cretácico Sup.	II	1.0 - 3.0
Burgos	Pimienta	Jurásico Sup.	II - III	1.0 - 3.8

Figura 27.13. Prospectos No Convencionales. (Modificado de CNH, s.f.)

27.5.3 Potencial geotérmico

La cuenca de Burgos tiene secuencias sedimentarias con una amplia capacidad de almacenar fluidos de alto gradiente geotérmico (40° y 70° C/km), lo cual permite clasificarla como una provincia geotérmica capaz de producir electricidad mediante plantas de ciclo binario (Torres, 2021), por lo que se debe evaluar el potencial geotérmico de más de 3,000 pozos petroleros que actualmente están cerrados.

27.5.4 Uranio

De acuerdo con el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2017), en la Formación Frio No Marino se encuentran importantes yacimientos uraníferos, como La Coma y Buenavista; se calcula que el tonelaje total de reservas en el área es de 5,075 U_3O_8.

27.5.5 Hidrogeología

En la cuenca de Burgos se tienen siete cuencas hidrográficas, sin embargo, sólo se describirán las ubicadas en el Estado de Tamaulipas por ser las más relevantes. De acuerdo con la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), son las siguientes (González, 2015):

Presa Falcón-Río Salado. Se ubica sobre el Río Bravo en la frontera entre México (Nueva Ciudad Guerrero) y Estados Unidos (Starr, Texas), tiene como principal colector al Río Salado. Su topografía incluye zonas abruptas (Sierra Madre Oriental) y áreas de lomeríos y desérticas (CONAGUA, 2024). Fue construida para irrigar 243,000 hectáreas y generar energía eléctrica, tiene una capacidad de vaso de 4,862.932 millones de metros cúbicos (Dirección General Adjunta de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología [DIGAOHM], 2014; Comisión Internacional de Límites y Aguas entre México y Estados Unidos [CILA], 2011). En 2011, su almacenamiento disminuyó un 40 % de su capacidad útil debido a descargas para irrigación y agua potable (CILA, 2011).

Río Bravo. Según el Gobierno de Tamaulipas (s.f.a), tiene un volumen de captación de 5,810 millones de metros cúbicos y desemboca en el Golfo de México, cubriendo aproximadamente 394,842 km^2. Sus principales acuíferos son de tipo libre y semiconfinado. Se ubica en la frontera entre México-Estados Unidos, la parte mexicana incluye zonas de Chihuahua, Durango, Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas (Ortega, 2013).

Río San Fernando. De acuerdo con el Gobierno de Tamaulipas (s.f.b), el Rio San Fernando forma la cuenca del mismo nombre, se localiza en el Estado de Nuevo León y se une a los ríos Linares, Potosí y Conchos, entra al estado de Tamaulipas por el municipio de Burgos y limita ambos estados. La cuenca tiene una superficie de 17,774 km^2 .

Laguna Madre. Se localiza al norte del estado de Tamaulipas y junto con la Laguna Madre de Texas, constituyen un sistema hipersalino más grande del mundo (Sánchez y Ocaña, 2015), recibe aportes de agua dulce por parte de los ríos Bravo, San Fernando y Soto La Marina y tiene influencia de dos provincias

marinas: la Carolineana y la Caribeña; cubre un área de 240,000 ha (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas [CONANP], 2012).

27.6 Conclusiones

La Cuenca de Burgos inició como una cuenca foreland en el Paleógeno y evolucionó a una cuenca de margen pasivo del Neógeno al Reciente.

El relleno sedimentario corresponde a sucesiones de depósitos transgresivos y regresivos que conforman una alternancia de areniscas y lutitas y en menor cantidad carbonatos y sedimentos volcánicos.

La Cuenca de Burgos se formó directamente sobre secuencias Cretácicas del Maastrichtiano, sin embargo, el registro estratigráfico previo es más antiguo.

Durante el Paleoceno y parte del Eoceno, predomina un ambiente de plataforma interna a media, mientras que en el Oligoceno la fase regresiva provocó que los sedimentos terrestres se transportaran hacia la cuenca favoreciendo ambientes continentales y mixtos. Durante el Mioceno medio, predomina una amplia plataforma, con talud y cuenca hacia el este, formado parte del sector noroccidental del Golfo de México.

La Cuenca está subdividida en franjas, en las cuales se pueden distinguir características sedimentarias y estructurales, siendo más antiguas las del poniente y más jóvenes las del oriente. Estas franjas son: Paleoceno donde se distinguen fallas normales verticales, Eoceno encontramos sistemas de fallas de crecimiento, Oligoceno fallas de crecimiento y fallas normales verticales.

En la Cuenca de Burgos las fallas normales, las que son primordialmente de geometría lístrica y se distinguen tres estilos principales: fallas normales sindepositacionales, fallas sinsedimentarias y fallas de crecimiento.

La fuente de los recursos energéticos (gas natural) de la Cuenca de Burgos, no solo se encuentran las rocas cenozoicas, sino también en algunas secuencias Jurásicas y Cretácicas.

No se han documentado cambios tectónicos relevantes en la Cuenca de Burgos desde el Plioceno, que fue donde inició una condición tectónica de margen pasivo.

27.7 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Qué evento tectónico regional se asocia con el origen de la Cuenca de Burgos?

   a) Formación de la Orogenia Laramide
   b) Formación de la Sierra Madre Occidental
   c) Levantamiento del Bloque de Chihuahua
   d) Apertura del paleo Golfo de México

2. ¿Qué formaciones de la Cuenca de Burgos pertenecen al Oligoceno?

   a) Midway y Frío
   b) Vicksburg y Frío
   c) Vicksburg y Jackson
   d) Frío y Anáhuac

3. ¿Qué formaciones no afloran en México, pero forman parte de la Cuenca de Burgos?

   a) Formación Wilcox, Formación Reklaw, Formación Cook Mountain, Formación Oakville
   b) Formación Reklaw, Formación Weches, Formación Jackson, Formación Anáhuac
   c) Formación Reklaw, Formación Queen City, Formación Weches, Formación Anáhuac
   d) Formación Queen City, Formación Jackson, Formación Anáhuac

4. ¿Cuál es la edad de la columna estratigráfica de la Cuenca de Burgos?

   a) Jurásica-Cretácica
   b) Triásica-Cretácica
   c) Cenozoica
   d) Plio-Cuaternario

5. ¿Qué río aportó sedimentos en la parte central de la Cuenca de Burgos?

   a) Río Pánuco
   b) Río Colorado
   c) Río Bravo
   d) Río Tecolutla

6. Desde el punto de vista tectónico ¿Qué tipo de cuenca es la Cuenca de Burgos?

   a) *Pull-Apart*
   b) Rift continental
   c) Cuenca halocinética
   d) Cuenca retroforeland

7. ¿Cuál es el tipo de falla predominante en la Cuenca de Burgos?

a) Fallas laterales izquierdas
b) Fallas laterales derechas
c) Fallas inversas
d) Fallas normales sindepositacionales

8. ¿Qué tipo de rocas predominan en la columna estratigráfica de la Cuenca de Burgos?

a) Carbonatos y evaporitas
b) Limolitas y margas
c) Basaltos y andesitas
d) Areniscas y lutitas

9. ¿Cuál es la litología predominante del basamento cristalino del subsuelo de la Cuenca de Burgos?

a) Milonitas y granitoides
b) Granitos, milonitas y tonalitas
c) Granitos, granodioritas y tonalitas
d) Esquistos, gneis y granitos

10. ¿Qué evento geológico provocó la formación de las secuencias sedimentarias más antiguas del subsuelo por debajo de la Cuenca de Burgos?

a) Depósitos del Grupo Huizachal
b) Formación de la Orogenia Laramide
c) Formación de la Sierra Madre Oriental
d) Transgresión regional provocada por la apertura del Golfo de México

11. ¿Qué tipo de gas predomina en el Sistema Petrolero de Burgos?

a) Gas termogénico
b) Gas biogénico
c) Gas mixto
d) Gas amargo

12. ¿Qué tipo de hidrocarburo se produce en mayor volumen en la Cuenca de Burgos?

a) Aceite ligero
b) Aceite pesado
c) Gas natural
d) Gas biogénico

13. ¿Cuáles son las principales rocas generadoras de gas y que a su vez actúan como rocas sello?

a) Conglomerados
b) Lutitas
c) Calizas
d) Areniscas

14. ¿Qué tipo de roca predominante funciona como almacenadora en el Sistema Petrolero de Burgos?

a) Lutitas
b) Areniscas
c) Calizas
d) Basaltos

15. ¿Cuál es la edad de las principales rocas almacenadoras de gas de la Cuenca de Burgos?

a) Triásico-Jurásico
b) Paleoceno, Eoceno y Oligoceno
c) Jurásico-Cretácico
d) Paleozoico-Mesozoico

16. ¿Cuáles son los sistemas petroleros más importantes de la Cuenca de Burgos?

a) Midway, Wilcox, Norma-Frío
b) Midway-Wilcox, Jackson, Lagarto
c) Queen City, Weches, Anáhuac, Oakville
d) Pimienta-Midway, Wilcox, Vicksburg-Frío

17. ¿Cuál es el método más utilizado para la extracción de gas shale en la Cuenca de Burgos en el sector de Estados Unidos de Norteamérica?

a) Perforación horizontal
b) Fracturamiento hidráulico
c) Microsísmica
d) Fracturación con CO_2 o nitrógeno

18. ¿Cuáles son los principales potenciales yacimientos de Uranio en la Cuenca de Burgos?

a) Buenavista y La Coma
b) Laguna Madre y La Negra
c) Sabinas y Buenavista
d) La platosa y Higuerillas

19. ¿Cuál es la fuente principal de sedimentos de la Cuenca de Burgos en el sector mexicano?

a) Sierra Madre Oriental y del Bloque de Coahuila
b) Sierra Madre Occidental y Bloque de Yucatán
c) Cratón de Norteamérica y escudo canadiense
d) Península de Baja California y *Basin and Range*

20. ¿Qué tipos de fallas dividen a la Cuenca de Burgos en franjas paralelas a la línea de costa?

a) Fallas transformantes
b) Fallas transcurrentes
c) Fallas inversas
d) Fallas normales

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	d)	11.	a)	16.	d)
2.	b)	7.	d)	12.	c)	17.	b)
3.	c)	8.	d)	13.	b)	18.	a)
4.	c)	9.	c)	14.	b)	19.	a)
5.	c)	10.	d)	15.	b)	20.	d)

27.8 Bibliografía

Barnes, V. E., Humble Oil and Refining Co., Shell Oil Co., Pan American Petroleum Corp., Arkansas Geological and Conservation Commission, Oklahoma Geological Survey, McCallum, H. D., Wendlandt, E. A., Burford, S. O., Gibson, D. T., & Eaton, R. W. (1966). *Geologic atlas of Texas, Texarkana sheet: (rep. 1979 with base rev.) (33).* University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. https://ngmdb.usgs.gov/Prodesc/proddesc_16420.htm

Barnes, V. E., Humble Oil and Refining Co., Shell Oil Co., Mobile Oil Co., Proctor, C. V., Brown, T. E., Waechter, N. B., Aronow, S., Tobin, E., Eargle, D. H., Baker, E. T., Peckham, R. C., Bluntzer, R. L., Hinds, G. W., LeBlanc, R. J., & Solliday, J. (1974). *Geologic atlas of Texas, Seguin sheet.* University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology. (Geologic Atlas of Texas 30). https://ngmdb.usgs.gov/Prodesc/proddesc_16422.htm

Becerra, A., G. Torres, M., A., Correa, A., (2021). Revisión bioestratigrafica y paleoambiental de los protistas e invertebrados marinos de Tamaulipas, México. Paleontología Mexicana. 10(1), 53-70. https://doi.org/10.22201/igl.05437652e.2021.10.1.242

Best, E., y Monroy, J. (2008). *Caracterización geológica de un yacimiento petrolero en la Cuenca de Burgos-proyecto de inversión Delta del Bravo* [Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México]. https://ru.dgb.unam.mx/bitstream/20.500.14330/TES01000628374/3/0628374.pdf

Bruno, U. (2010). *Evaluación petrolera y métodos de explotación en la Cuenca de Burgos* [Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México]. https://tesiunam.dgb.unam.mx/F?current_base=-TES01&func=direct&doc_number=000659092

Cabrera, M. (1975). *Exploración geológica de depósitos uraníferos en la Cuenca de Burgos* [Tesis de licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura Ciencias de la Tierra, Instituto Politécnico Nacional] https://inis.iaea.org/records/rx04a-d9v92

Chávez, R. (2013). *Evaluación del potencial y desarrollo de campos de gas en lutitas en la Cuenca de Burgos* [Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México]. https://ru.dgb.unam.mx/bitstream/20.500.14330/TES01000704917/3/0704917.pdf

Comisión Internacional de Límites y Aguas entre México y Estados Unidos. (2011). Informe Anual 2011. http://www.cila.gob.mx/publicaciones/2011.pdf

Comisión Nacional del Agua. (2024). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Región Carbonífera (0512), Estado de Coahuila. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/coahuila/DR_0512.pdf?utm_source=chatgpt.com

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2018). Atlas Geológico Sabinas-Burgos. https://hidrocarburos.gob.mx/media/3093/atlas_geologico_cuencas_sabinas-burgos_v3.pdf

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2024). Reporte de la Consolidación de Reservas de la Nación al 1 de enero de 2024. https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/921219/ConsolidaciondeReservas2024.pdf

Dirección General Adjunta de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología. (s.f.). Presa Falcón, Tamaulipas. https://digaohm.semar.gob.mx/derrotero/cuestionarios/cnarioPresafalcon.pdf?utm_source=chatgpt.com

Dumble, E. (1911).Tertiary deposits of northeastern Mexico. *Science, 33*(841). https://www.science.org/doi/10.1126/science.33.841.232

Echanove. O. (1986) Geología petrolera de la Cuenca de Burgos. Parte II. Consideraciones Geológico – Petroleras: Boletín de la Asociación Mexicana de geólogos Petroleros. Vol. XXXVIII, Núm. 1. Págs. 40 – 68.

Eguiluz-de Antuñano, S. (2009). The Yegua Formation: Gas play in the Burgos Basin, Mexico. En *Petroleum Systems in the Southern Gulf of Mexico*. https://doi.org/10.1306/13191077M902621

Eguiluz. S. (2011). Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63*(2). http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2011v63n2a12

Eguiluz. S., y Chávez. G. (2022). Extensión sinsedimentaria del Cretácico Inferior en el borde del Bloque Coahuila, un margen tipo *rift* en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74*(1). https://doi.org/10.18268/bsgm2022v74n1a130821

Fernández, R. (2006). *Estratigrafía de secuencias del Play Paleoceno Wilcox en el área China-Barrilete, Cuenca de Burgos* [Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México]. https://tesiunam.dgb.unam.mx/F?-current_base=TES01&func=direct&doc_number=000610232

García, J. (2006). *Estudio petrofísico del Play Paleoceno Wilcox al oeste de la Cuenca de Burgos, en el área China-Barrilete Estado de Nuevo León* [Tesis de maestría Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México]. http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/handle/132.248.52.100/834

Gobierno del Estado de Tamaulipas. Municipio Río Bravo. (s.f.a). https://www.tamaulipas.gob.mx/estado/municipios/rio-bravo/

Gobierno del Estado de Tamaulipas. Municipio San Fernando. (s.f.b). https://www.tamaulipas.gob.mx/estado/municipios/san-fernando/

Gobierno de México. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Comisión Nacional del Agua, (2021). Programa Hídrico Regional. https://files.conagua.gob.mx/conagua/generico/PNH/PHR_2021-2024_RHA_VI_R_o_Bravo_.pdf

González, J. (2008). *Modelo sedimentario y distribución de la roca almacén de la Formación Frío área Huizache Cuenca de Burgos, México* [Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de

México]. https://repositorio.unam.mx/contenidos/modelo-sedimentario-y-distribucion-de-la-roca-almacen-de-la-formacion-frio-area-huizache-cuenca-de-burgos-mexico-68585?c=PolqBr&d=false&q=*:*&i=5&v=1&t=search_1&as=0

Gonzalez. J., (2008). *Modelo sedimentario y distribución de la roca almacén de la Formación Huizache Cuenca de Burgos, México.* [Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México].

Gonzalez. A., L. (2015). La contaminación de la Cuenca de Burgos en México ocasionada por la extracción de gas. Universidad Nacional Autónoma de México. https://edulab.es/revSOCIAL//article/download/802/370/2569

Guajardo. E., Torres. F., Hernandez. M., Chacon. E., (2019). Gasterópodos (Mollusca, Gastropoda) del Eoceno en el municipio General Bravo de la Cuenca de Burgos, Nuevo León, México. Paleontología Mexicana. 10.22201/igl.05437652e.2019.8.2.231

Hernández, M. (2019). *Icnofósiles del Paleógeno en el noreste de México* [Tesis de doctorado, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León]. https://rediab.uanl.mx/Record/eprints-18358/Details

Kantala, A. (2018). *An outcrop based study of the Weches Formation in Sabine County, Texas: Investigating its unconventional resource potential through the study of stratigraphy, sedimentology, petrology, and geochemistry* [Tesis de maestría, Stephen F, Austin State University]. https://scholarworks.sfasu.edu/etds/214/

Martínez, H. (2005). *Factibilidad de pozos multilaterales en la Cuenca de Burgos* [Tesis de especialidad en ingeniería, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México]. https://repositorio.unam.mx/contenidos/factibilidad-de-pozos-multilaterales-en-la-cuenca-de-burgos-255176?c=BPvz9j&d=false&q=*:*&i=1&v=1&t=search_0&as=0

Navarro, I., (1996). *Estudio Hidrogeológico de la Loma Los Pozos durante la fase inicial del llenado de la presa El Cuchillo Solidaridad, China, Nuevo León, México* [Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional de Nuevo León]. http://eprints.uanl.mx/22941/1/FTM%20FCT%201020118311.pdf

Ortega. D. (2013). Caracterización de las sequías hidrológicas en la cuenca del río Bravo, México. *Terra Latinoamericana, 31*(3). http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0187-57792013000400167&lng=es&tlng=es.

Ortiz, A., Tolson, G. (2004). Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz–Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21*(2), 226-235.

Ortiz, A. (2006). *Evolución geológica-estructural de la región Arcabuz-Culebra, oeste de la Cuenca de Burgos, noreste de México* [Tesis de doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México]. https://ru.dgb.unam.mx/handle/20.500.14330/TES01000609059

Oviedo. R., E. (2007). *Estratigrafía y sedimentología del Play Oligoceno Vicksburg inferior, cubo Pipila 3D en la Cuenca de Burgos, Reynosa Tamaulipas* [Tesis de maestría. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México].

Pérez. H. Y., (2014). *Evaluación del potencial del pozo A-1 del play no convencional Jurásico Superior (Formación Pimienta) en la Cuenca de Burgos* [Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México]. http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/handle/132.248.52.100/3053?show=full

Sánchez. M., y Ocaña. A. (2015). Estructura y variación estacional de la comunidad ictioplanctónica en una laguna hipersalina del oeste del Golfo de México: Laguna Madre, Tamaulipas. *Hidrobiológica 25*(2). https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0188-88972015000200175

Schlumberger. (1984). Evaluación de Formaciones en México.

Servicio Geológico Mexicano. (s.f.a). Wilcox, Formación/Grupo. Estratigráfico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Wilcox.pdf

Servicio Geológico Mexicano. (s.f.b). Yegua, Formación. Estratigráfico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Yegua.pdf?utm_source=chatgpt.com

Servicio Geológico Mexicano. (s.f.c). Jackson, Formación. Estratigráfico Mexicanohttps://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/jackson.pdf

Servicio Geológico Mexicano. (s.f.d). Anahuac, Formación. Estratigráfico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Anahuac.pdf

Servicio Geológico Mexicano. (s.f.e). Catahoula, Formación. Estratigráfico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/catahoula.pdf?utm_source=chatgpt.com

Servicio Geológico Mexicano. (s.f.f). Oakville, Arenisca. Estratigráfico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Oakville.pdf

Servicio Geológico Mexicano. (s.f.g). Lagarto, Formación. Estratigráfico Mexicano. https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/lagarto.pdf

Servicio Geológico Mexicano (s.f.h). https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/vicksburg.pdf

Servicio Geológico Mexicano. (2017). El Uranio en México https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Aplicaciones_geologicas/El-uranio-en-Mexico.html#:~:text=En la Cuenca de Burgos,el área de 5,075 U3O8.

Spetseris, J. J. (1985). Depositional environment of the Queen City Formation (Eocene) in the Hagist Ranch Field, Duval and McMullen Counties, Texas. En B. F. Perkins & G. B. Martin (Eds.), *Habitat of Oil and Gas in the Gulf Coast* (Vol. 4). SEPM Society for Sedimentary Geology. https://doi.org/10.5724/gcs.85.04.0209

Torres, I. (2021). *Evaluación del potencial geotérmico del Campo Comitas en la Cuenca de Burgos* [Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México]. https://ru.dgb.unam.mx/bitstream/20.500.14330/TES01000813804/3/0813804.pdf

Vázquez, A. (2014). *Recursos no convencionales "shale gas" del Play Cretácico Eagle Ford en la Cuenca de Sabinas-Burro-Picachos* [Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México]. https://ru.dgb.unam.mx/handle/20.500.14330/TES01000709157

Vázquez, J. (2019). *Aspectos fundamentales de los yacimientos no convencionales* [Tesis de licenciatura, Escuela superior de Ingeniería y Arquitectura Ciencias de la Tierra, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional]. https://tesis.ipn.mx/bitstream/handle/123456789/28689/Aspectos fundamentales de los yacimientos no convencionales.pdf?sequence=1&isAllowed=y

28 Las Cuencas extensionales del Oligoceno-Mioceno en el Sur de la Sierra Madre Occidental

Edgar Juárez Arriaga, José Jorge Aranda Gómez, Adolfo Pacheco Castro, Norma González Cervantes y Óscar Carranza Castañeda

Sumario

28.1. Resumen
28.2. Abstract
28.3. Introducción
28.4. Generalidades
28.4.1. Ubicación
28.4.2. Estado del arte
28.5. Desarrollo del tema
28.5.1. Tipo de cuenca
28.5.2. Sedimentología
28.5.3. Estratigrafía
28.5.4. Geología Estructural
28.5.5. Contenido paleontológico
28.5.6. Evolución geológica
28.5.7. Modelo de cuenca
28.6. Consideraciones económicas
28.7. Conclusiones
28.7.1. Agradecimientos
28.8. Autoevaluación
28.9. Bibliografía

28.1 Resumen

En el extremo meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO), en el occidente de México, hay un conjunto de cuencas de origen tectónico formadas durante el Oligoceno tardío – Mioceno temprano cuyo relleno sedimentario, de origen continental, apenas empieza a conocerse. Estas cuencas fueron formadas como resultado de extensión cortical, el vulcanismo del Mioceno Temprano y el ajuste isostático ocurrido en los bloques de piso de las fallas del *rift* Tepic-Zacoalco y el graben de Chapala.

En las depresiones tectónicas de Juchipila, Tlaltenango y Teocaltiche se ha documentado la existencia de depósitos fluvio-lacustres con faunas de vertebrados fósiles con edades NALMA (*North American Land Mammal Ages*) del Henfiliano al Blancano (Mioceno Tardío – Plioceno). Los fechamientos de capas de ceniza volcánica de caída (U-Pb en circón) que se intercalan con niveles fosilíferos son consistentes en parte con las edades bioestratigráficas reportadas. Algunas de las edades obtenidas en Teocaltiche indican que las estructuras atraparon, en distintos momentos, sedimentos desde su formación hasta el Cuaternario. El proceso de formación y crecimiento (longitudinal y en desplazamiento vertical) de conjuntos de fallas normales creó cuencas cerradas en el centro de los grábenes. Dicho proceso a su vez controló la formación de las redes fluviales adentro de las estructuras. La sedimentación ocurrió en distintos ambientes e incluyó sistemas aluviales, fluviales y lacustres.

Entre otras cosas, el estudio del relleno sedimentario de las cuencas del Neógeno al Cuaternario en México es fundamental para comprender distintos procesos biológicos, particularmente el reconocimiento de rutas de migración, procesos de dispersión y eventos de especiación durante el GABI (Gran Intercambio Biótico de las Américas). Además, estudios recientes revelan la posibilidad de que existan reservorios de energía geotérmica no convencional en los grábenes, por lo que estas cuencas están siendo evaluadas para determinar su viabilidad como fuentes de energía en un futuro próximo.

28.2 Abstract

A sedimentary basin set exists in the southern end of the Sierra Madre Occidental (SMO) of western Mexico. These basins, formed during the late Oligocene – Early Miocene, are products of regional crustal extension. Research on the origin and characteristics of the continental graben-fill deposits of these basins just began and is underway. Other processes that influenced in the origin of the structure-controlled basins were Early Miocene volcanism in the area and uplift related with isostatic rebound in the footwall blocks of the Tepic-Zacoalco *rift* and Chapala graben.

Fluvio–lacustrine deposits in the Juchipila, Tlaltenango and Teocaltiche basins host vertebrate fossil faunas with Hemphilian – Blancan NALMA ages (North American Land Mammal Ages). U-Pb isotopic ages obtained from zircon grains separated from inter-basin ash-fall layers interbedded with fossil-bearing sediments are, for the most part, consistent with the faunas' biostratigraphic ages. Some isotopic ages obtained from ash and sandstone layers from Teocaltiche suggests that the basins sporadically trapped sediments in several periods since their formation. The nucleation and growth (longitudinal and throw) of normal fault sets produce close basins near the graben's center. This, in turn, originated fluvial systems within the structures. Sediment accumulation occurred in different environments related with alluvial and fluvio-lacustrine systems.

Among other things, research on fossil faunas contained in these Neogene – Quaternary sedimentary basin fills is important to understand biological processes, such as migration routes, spatial faunal dispersion, and speciation triggered by the Great American Biotic Interchange (GABI). Recent research has focus on the possibility that the grabens may host non-conventional geothermal reservoirs that may become energy sources in the future.

28.3 Introducción

La actividad tectónica ocurrida en la margen occidental de América del Norte desde finales del Mesozoico y durante todo el Cenozoico ha modificado

drásticamente el occidente de México. Particularmente, la interacción de las placas de Farallón, Pacífico y de Norteamérica ha generado distintos eventos de magmatismo y extensión (e.g., Henry y Aranda-Gómez, 1992, 2000; Ferrari *et al.*, 1999, 2000, 2002; 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999, 2023; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019; Valencia-Moreno *et al.*, 2021). Tales eventos permitieron por un lado la formación de la Sierra Madre Occidental (SMO), una de las provincias ígneas silícicas más grandes del mundo (McDowell y Keizer, 1977; Ferrari *et al.*, 1999, 2018; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2008; Bryan *et al.*, 2008), y por otro, el desarrollo de una provincia extensional en el interior de América del Norte que en su extremo suroccidental culminó con la apertura del Golfo de California (e.g., Stock y Hodges, 1989; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 2002). El relieve en el extremo meridional de la SMO se caracteriza por la existencia de pilares y fosas tectónicas que fueron formados en un ambiente predominantemente extensional durante el Oligoceno – Mioceno. Estas estructuras forman los rasgos más distintivos de la provincia extensional del occidente de México, la cual se ha relacionado con el retroceso del arco volcánico de la SMO hacia la trinchera debido a un aumento en el ángulo de subducción y posterior desprendimiento de partes de la placa de Farallón (e.g., Ferrari *et al.*, 2002, 2018).

Este evento de extensión posiblemente inició en el centro de México hace ca. 30 Ma (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Martínez-Reséndiz, 2020) y pudo haber continuado hasta el Mioceno Temprano – Plioceno(?). La temporalidad de la extensión se infiere a partir de la presencia de fallas normales que cortan depósitos sedimentarios dentro los grábenes existentes en sur de la SMO y que son objeto de la presente contribución. De oeste a este, estas depresiones tectónicas corresponden a los grábenes de Bolaños, Tlaltenango y Juchipila, los cuales están delimitados por fallas de ángulo alto. Más al oriente, en la transición hacia la Mesa Central, se encuentra el semigraben de Teocaltiche. Cabe mencionar que el relleno sedimentario en estos grábenes es en parte consecuencia de la actividad volcánica que causó el bloqueo parcial o total de los sistemas de drenaje de la región y que además contribuyó con un gran volumen de sedimentos a estas cuencas. Otros factores igualmente importantes fueron la actividad tectónica y el clima, los cuales además de generar sedimentos controlaron la formación de grandes depresiones tectónicas en cuyo interior

se formaron lagos. Datos estratigráficos y paleontológicos indican que los sistemas lacustres fueron perennes, contemporáneos y que posiblemente existieron hasta inicios del Plioceno Temprano(?), al menos en las cuencas de Juchipila y Teocaltiche (Lahiere, 1982; Lopez, 1991; Caravella, 1985; Carranza-Castañeda *et al.*, 2013; González-Cervantes *et al.*, 2019), cuando la actividad tectónica del *rift* Tepic-Zacoalco reactivó el flujo del drenaje y los cambios climáticos ocurridos desde finales del Mioceno redujeron la escorrentía endorreica de la región (Aranda-Gómez *et al.*, 2018). En este trabajo se presenta una revisión detallada sobre la formación y desarrollo de las cuencas extensionales del Oligoceno temprano – Mioceno Tardío en el extremo suroriental de la SMO. Adicionalmente se propone un modelo de formación para estas cuencas.

28.4 Generalidades

La SMO es un rasgo orográfico paralelo a la margen occidental de México y representa la provincia silícica cenozoica más extensa del mundo (McDowell y Keizer, 1977; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2008; Bryan *et al.*, 2008). Esta provincia volcánica está afectada por sistemas de fallas normales mayores orientados casi N-S (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Se ha propuesto que algunas de estas estructuras no sólo son el límite entre la SMO y la Mesa Central, sino que también controlaron la formación de grábenes y medios grábenes durante el Cenozoico. Particularmente, la actividad de estas fallas llevó a la formación de tres grábenes con rumbo NNE-SSW en el extremo suroriental de la SMO (Figura 28.1).

28.4.1 Ubicación

Las cuencas tectónicas tratadas aquí se localizan en el norte de Jalisco y el sur de Zacatecas, justo al norte de la Faja Volcánica Trans Mexicana, FVTM (Figura 28.1). El graben de Bolaños es la depresión tectónica de mayor dimensión, tiene una longitud de 200 km y una amplitud de 12–14 km (Suter, 2020). Le sigue el graben de Tlaltenango con una longitud de 120 km y un ancho de ~15 km. Más al este, se encuentra el graben de Juchipila, un elemento que se extiende a lo largo

de ~165 km y tiene una anchura máxima de 15 km. Cerca de su extremo septentrional, este graben con rumbo N20°E se ramifica o intercepta a una estructura más antigua con rumbo hacia el N35°E conocido como el graben de Calvillo, el cual es una depresión estrecha con una longitud de 40 km y un ancho promedio de 12 km (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Carranza-Castañeda *et al.*, 2013). Al oriente del graben de Juchipila se localiza el semigraben de Teocaltiche que se une al norte con el graben de Aguascalientes (Figura 28.1).

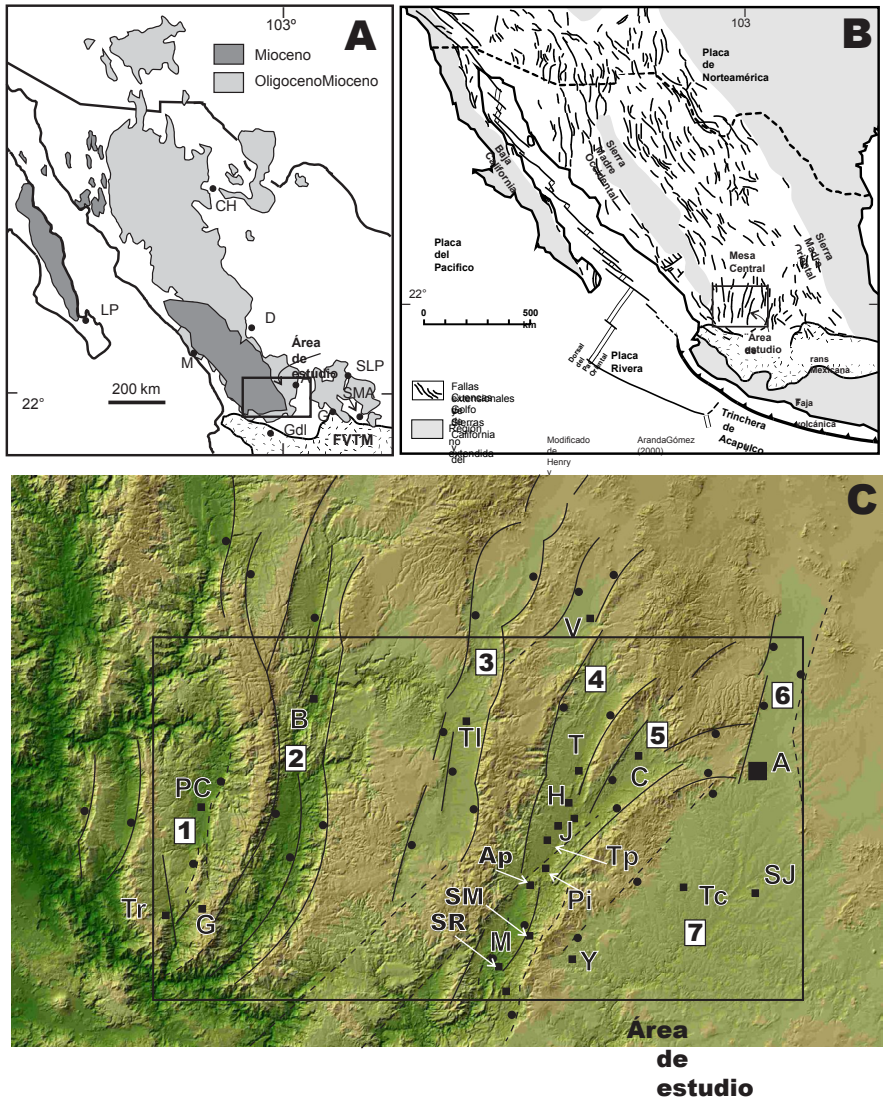


Figura 28.1. Mapa de localización de las principales depresiones tectónicas presentes en el extremo suroriental de la SMO, modificado de Carranza-Castañeda *et al.* (2013). A) Distribución actual de las rocas volcánicas cenozoicas en el occidente de México. Los afloramientos al oriente del Golfo de California pertenecen

principalmente al Supergrupo Volcánico Superior de la SMO. Debajo de ellos yacen las rocas del Complejo Volcánico inferior. En el área de estudio, indicada por el recuadro, la cubierta volcánica contiene rocas del Mioceno. B) Distribución de fallas normales en la provincia de Cuencas y Sierras de México. Las estructuras tratadas aquí son parte de esa provincia, la cual termina al norte de la Faja Volcánica Trans Mexicana; inmediatamente al sur de esta área se ubica el *rift* Tepic-Zacoalco. C) Las depresiones tectónicas tratadas en esta contribución tienen rumbos NE a NNW. El desplazamiento en las fallas maestras disminuye gradualmente hacia el norte. Las estructuras al sur son cortadas por el *rift* Tepic-Zacoalco y la zona de cizalla El Roble. Clave: 1. semigraben de Camotlán; 2. graben de Bolaños; 3. graben de Tlaltenango; 4. graben de Juchipila; 5. graben de Calvillo; 6. graben de Aguascalientes; 7. semigraben de Teocaltiche. Localidades mencionadas en el texto: A = Aguascalientes; Ap = Apozol; B = Bolaños; C = Calvillo; G = El Gigante; H = Huanusco; J = Jalpa; M = Moyahua; PC = Puente de Camotlán; Pi = La Pitaya; SM = San Miguel; SR = Santa Rosa; T = Tabasco; Tc = Teocaltiche; Tl = Tlaltenango; Tp = Tepezalá; V = Valparaíso; Y = Yahualica.

28.4.2 Estado del arte

Aunque el estudio de las cuencas ubicadas en el extremo suroriental de la SMO inició desde hace más de 40 años (e.g., Lahiere, 1982; Lopez, 1991; Caravella, 1985), su conocimiento es bastante dispar. Las cuencas de Teocaltiche y de Juchipila en el oriente de la SMO han sido mejor estudiadas desde la década de 1980. Los primeros trabajos dedicados al estudio del relleno sedimentario en estas cuencas extensionales fueron hechos por Lahiere (1982) y Lopez (1991), quienes reconocen la presencia de depósitos fluviales y lacustres en el graben de Juchipila (Figura 28.2). La colecta de un diente fósil atribuido a *Platygonus rex,* un pecarí extinto, así como de numerosos fragmentos fósiles de vertebrados no diagnósticos por Lopez (1991), estimuló la realización de trabajos de prospección y estudios paleontológicos en la región que pronto llevaron al reconocimiento de un abundante y diverso conjunto de fósil constituido por vertebrados terrestres del Henfiliano (e.g., Montellano-Ballesteros, 1997; Tedford *et al.*, 2004; Carranza-Castañeda *et al.,* 2008, 2013). Casi al mismo tiempo, la sucesión sedimentaria en la cuenca de Teocaltiche fue estudiada por Caravella (1985), quien reconoció la presencia de depósitos fluviales y lacustres que asignó al Mioceno Tardío. Un estudio más reciente de esta sucesión sedimentaria reveló la existencia de un sistema sedimentario más complejo que también incluye depósitos aluviales y eólicos que se desarrollaron desde el Rupeliano hasta el Tortoniano

(González-Cervantes *et al.*, 2019). En contraste, la caracterización de las sucesiones sedimentarias de los grábenes de Tlaltenango y Bolaños es incompleta y recientemente iniciada, por lo que su evolución sedimentaria es pobremente entendida debido en parte a un estudio menos extensivo. No obstante, consideramos que nuestro conocimiento sobre las cuencas de Juchipila y Teocaltiche puede ser extrapolada para construir un panorama general sobre la evolución de este conjunto de cuencas neogénicas.

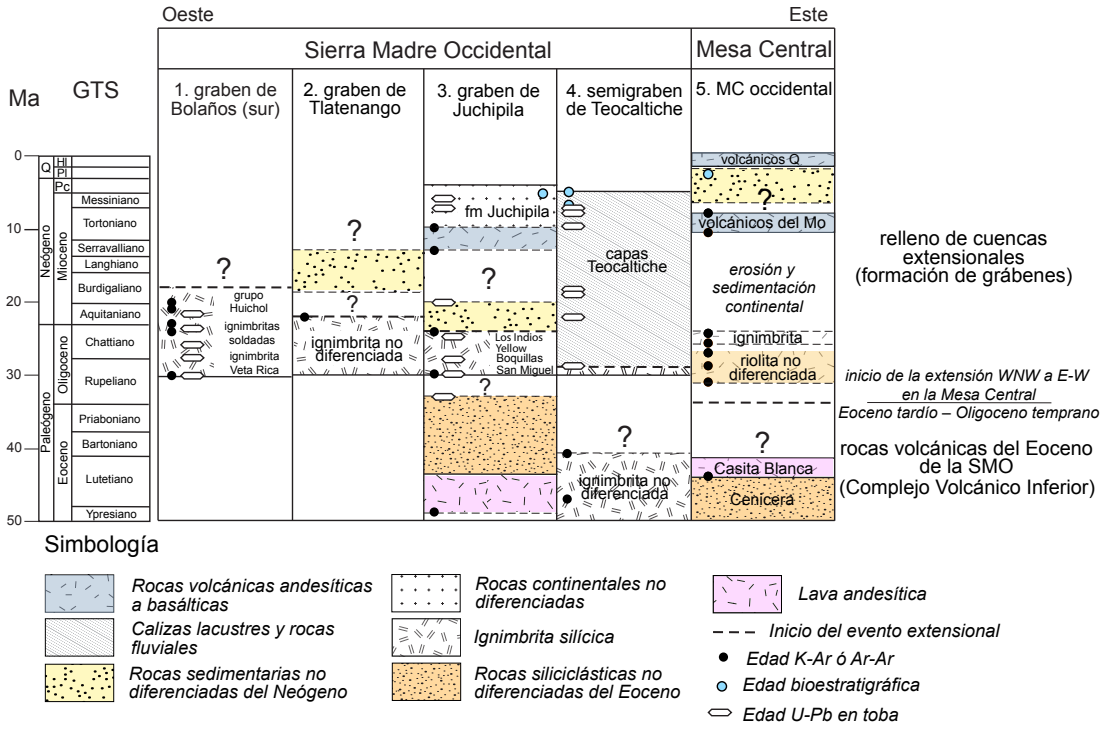


Figura 28.2. Tabla de correlación estratigráfica de las unidades del Oligoceno-Mioceno en el sureste de la SMO y oeste de la Mesa Central. Fuentes de información, Sierra Madre Occidental: Lahiere (1982), Lyons (1988), Lopez (1991), Webber *et al.* (1994), Ferrari *et al.* (2005), Carranza-Castañeda *et al.* (2006, 2013), Aguirre-Díaz *et al.* (2008), Martínez-Reséndiz (2016, 2020), Mata-Castillo (2018), Cadena Larriva (2019). Transición a la Mesa Central y parte occidental de esta provincia: Montellano-Ballesteros (1997), Nieto-Samaniego *et al.* (1999, 2005, 2023), Tedford *et al.* (2004); González-Cervantes *et al.* (2019).

28.5 Desarrollo del tema

28.5.1 Tipo de cuenca

Los rasgos estructurales y estratigráficos reconocidos en las fosas de Bolaños, Tlaltenango, Juchipila y Teocaltiche indican que estos elementos estructurales corresponden a cuencas extensionales desarrolladas entre el Oligoceno tardío y el Plioceno Temprano(?). A continuación, se describen los elementos geológicos más distintivos de este conjunto de cuencas.

Características geográficas regionales y distribución de la sucesión

Como se mencionó previamente, la SMO cubre la región paralela a la costa del Pacífico y es, al menos en parte, resultado de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica (Ferrari *et al.*, 2002, 2005, 2018). Esta interacción entre las placas del Pacífico y de Norteamérica inició al menos desde el Cretácico y ha generado eventos de voluminoso magmatismo en la margen del Pacífico mexicano después de la acreción del terreno Guerrero (e.g., Juárez-Arriaga *et al.*, 2019; Valencia-Moreno *et al.*, 2021). Cabe mencionar que la actividad magmática migró en el transcurso del tiempo. Primero, el magmatismo migró desde una región cercana a la paleotrinchera en el oeste (Cretácico Tardío – Eoceno medio) hacia el interior del continente (e.g. Henry y Aranda-Gómez, 2000), posteriormente el magmatismo se desplazó de nuevo hacia la paleotrinchera (Oligoceno – Mioceno). Durante la última etapa de la migración del frente volcánico sucedió contemporáneamente extensión cortical en la parte meridional de la provincia magmática, produciendo grábenes con orientaciones NNE a NNW (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Estas fallas forman parte de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992), la cual se extiende desde la Faja Volcánica Trans Mexicana hasta la frontera con EE.UU. (Figura 28.1), desde donde continúa como la provincia *Basin and Range*, hasta el límite entre EE. UU. y Canadá.

Durante el Eoceno se formó un potente (~1000 m) apilamiento de rocas volcánicas y cuerpos intrusivos al que se ha nombrado el Complejo Volcánico Inferior (McDowell y Keizer, 1977; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), el cual aflora, entre

otros sitios, en Chihuahua, Durango, Zacatecas y Aguascalientes. El Supergrupo Volcánico Superior (Oligoceno – Mioceno) descansa de manera discordante sobre del Complejo Volcánico Inferior y está formado por rocas félsicas (ignimbritas, tobas de caída, derrames de lava silícicas) y, en menor proporción, por lavas intermedias a máficas. El último pulso de volcanismo en la parte meridional de la SMO sucedió durante el Mioceno, antes de la formación de las cuencas en estudio y de la apertura del Golfo de California. Actualmente los sistemas hidrográficos que ocupan los grábenes estudiados en este trabajo están desarrolladas casi en su totalidad en áreas cubiertas por rocas del Supergrupo Volcánico Superior y, en menor proporción, sobre rocas del Complejo Volcánico Inferior.
En el extremo meridional de la SMO se localizan la zona de *rift* Tepic-Zacoalco y más al sur, existen otras dos que corresponden a los rifts de Colima y Chapala. Estas zonas se cruzan en la FVTM, al oeste de México, y forman una triple unión estructural que marca el inicio del *rifting* continental (Luhr *et al.*, 1985; Allan *et al.*, 1991). Particularmente, las cuencas continentales tratadas aquí se ubican inmediatamente al norte del *rift* Tepic-Zacoalco, en donde hubo un período intenso de volcanismo explosivo en el lapso de 5–3 Ma (Frey *et al.*, 2007). El volcanismo dentro del *rift* continúa activo hasta el presente.

28.5.2 Sedimentología

De acuerdo con los datos publicados, el relleno sedimentario de estas cuencas está dominado por sedimentos epiclástico-volcánicos (i.e., sedimentos clásticos, formados principalmente por detritos derivados de rocas volcánicas: Fisher, 1966), precipitados químicos y bioquímicos que se intercalan con depósitos de ceniza volcánica de caída (= toba de caída) (e.g., Lahiere, 1982; Caravella, 1985; Lopez, 1991; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Aranda-Gómez *et al.*, 2008; Carranza-Castañeda *et al.*, 2013; González-Cervantes *et al.*, 2019), (Figura 28.3). Las facies reconocidas en estas cuencas indican que durante el Paleógeno tardío – Neógeno se desarrollaron ambientes aluviales, fluviales, lacustres y eólicos en esta parte del occidente de México. Lo anterior junto con su origen, edad y características estructurales nos permite inferir que parte de la historia geológica de este conjunto de cuencas es compartida. Particularmente, nuestro conocimiento acerca del relleno sedimentario en las cuencas de Juchipila y Teocaltiche, que

son actualmente las más estudiadas, puede darnos un panorama general de su evolución sedimentaria. Por lo anterior, se describen a continuación los aspectos sedimentológicos más destacados de la cuenca de Juchipila. La cuenca de Teocaltiche no será tratada a profundidad debido a que su relleno sedimentario fue recientemente descrito a detalle por González-Cervantes *et al.* (2019).

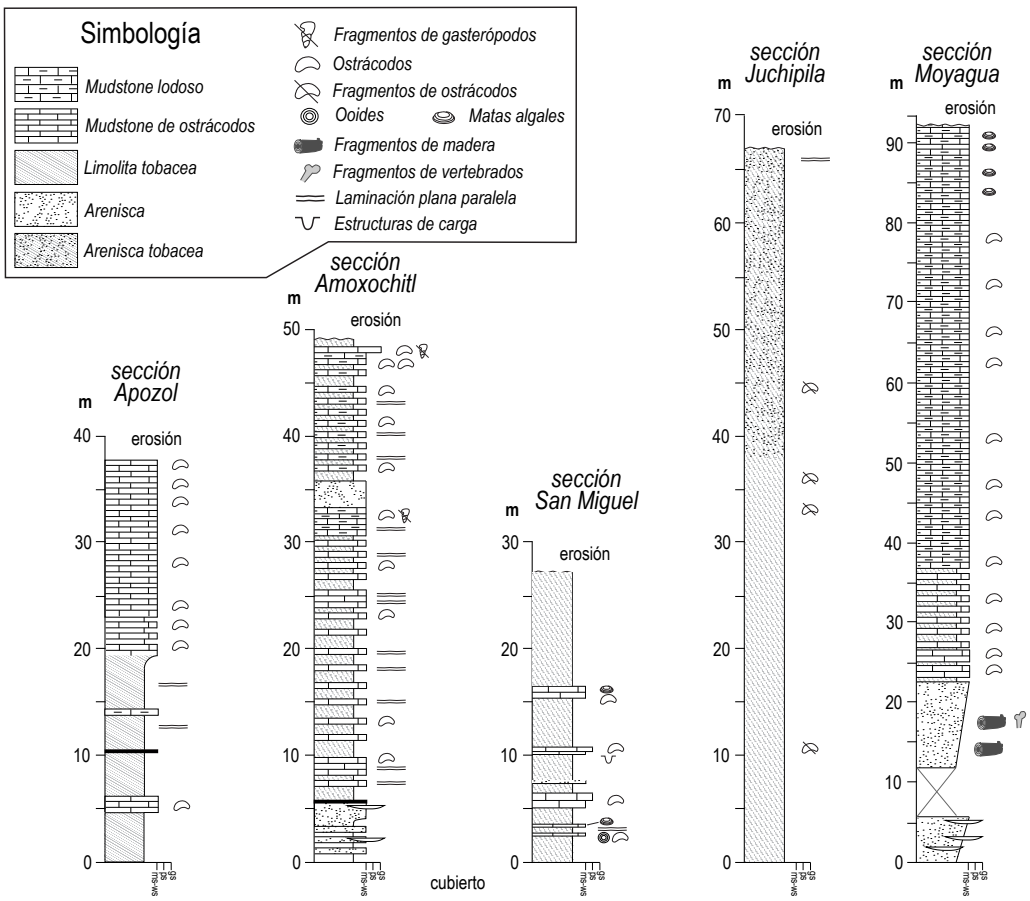


Figura 28.3. Columnas estratigráficas representativas del relleno sedimentario del Mioceno Tardío en el graben de Juchipila; modificadas de Lahiere (1982), López (1991), Aranda-Gómez *et al.* (2008) y Carranza-Castañeda *et al.* (2013).

De acuerdo con Lahiere (1982) y Lopez (1991), las variaciones de facies reconocidas en el sur de la cuenca de Juchipila permiten reconocer que, al menos parte de los depósitos dentro del graben, son producto de cuatro ciclos sedimentarios de larga duración ocurridos dentro de un lago perenne de agua dulce. Estos autores, indican que la parte más profunda de la cuenca se localiza al sur del

poblado de Juchipila, mientras que la más somera hacia el norte (Lopez, 1991). Los depósitos someros del lago han sido parcialmente documentados por Aranda-Gómez *et al.* (2008) y Carranza-Castañeda *et al.* (2013) al oeste de la presa de Achoquén, al norte del graben. En esa zona, los autores reconocieron la retrogradación de las facies lacustres y el establecimiento de condiciones subaéreas con el desarrollo de paleosuelos que fue seguida por al menos dos eventos de progradación aluvial. Estos últimos fueron posiblemente el resultado de la actividad de fallas normales sinsedimentarias.

Por otro lado, dado que las cuencas se ubican dentro de una gran provincia volcánica que se ha mantenido activa durante gran parte del Cenozoico, existe predominancia de productos volcánicos en el relleno sedimentario de estas cuencas. Así, el origen de los fragmentos líticos volcánicos que abundan en los depósitos de las cuencas de Juchipila y Teolcaltiche han sido interpretados como derivados de rocas volcánicas de la SMO (e.g., Lahiere, 1982; Caravella, 1985; González-Cervantes *et al.*, 2019). Cabe mencionar que debido a que la mayor parte de estas cuencas se encuentran sobre rocas del Supergrupo Volcánico Superior, y en menor medida en rocas del Complejo Volcánico Inferior, es de esperar que las fuentes de sedimento de los depósitos fluviales acumulados en el relleno de los grábenes estudiados esté dominado por clastos derivados de estas dos sucesiones volcánicas.

Las edades U-Pb en granos de circón publicadas, por Carranza-Castañeda *et al.* (2013) para la cuenca de Juchipila y González-Cervantes *et al.* (2019) para la cuenca de Teocaltiche, permiten hacer algunas inferencias sobre las potenciales fuentes de sedimento que rellenan parcialmente estas cuencas. En el área de Juchipila, los estudios geocronológicos han tenido como meta constreñir la edad de las localidades fosilíferas, las cuales se cree están hacia la cima del relleno sedimentario de la fosa. Para cumplir con tal objetivo Carranza-Castañeda *et al.* (2013) colectaron muestras de toba o ceniza volcánica de caída (ZACJALP38, AGS60I y M6) que están intercaladas con depósitos aluviales (Figura 28.4A). Dos de las muestras tienen una distribución bimodal, para las cuales se infiere que los materiales de caída tuvieron cierto retrabajo y se contaminaron con granos de circón provenientes de los sedimentos, y la otra es unimodal como es de esperarse en un depósito piroclástico primario. La muestra ZACJALP38 tiene una moda de edad principal de

~9 Ma y una menor de ~28 Ma. Los principales componentes de edad se encuentran en los intervalos ~28–26 Ma (Oligoceno) y 10–6 Ma (Mioceno Tardío), además de contener un grano del Cretácico Tardío y otro del Paleozoico temprano que se consideran heredados. La muestra M6 tiene una moda de edad a ~6 Ma y otra a ~22 Ma; los componentes de edad principales están en los intervalos ~26–18 Ma (Oligoceno tardío–Mioceno Temprano) y ~6–5 Ma (límite del Mioceno–Plioceno). La muestra JUCH3 tiene una moda de edad a ~32 Ma y una distribución de edades continua entre 35–20 Ma (Oligoceno–Mioceno Temprano) que, junto con la abundancia de clastos de origen volcánico, en el área de estudio, permiten inferir que el sedimento que rellenó esta cuenca proviene de la erosión de un arco volcánico, en parte contemporáneo a la fosa tectónica. Dicho arco corresponde a la SMO en donde se han documentado edades similares (e.g., Bryan *et al.*, 2008; Ferrari *et al.*, 2013; Castillo Reynoso *et al.*, 2022). La muestra contiene además cuatro granos jóvenes con edades entre ~7–6 Ma (Mioceno Tardío), un intervalo de edad que se ha reconocido en la FVTM (e.g., Ferrari *et al.*, 1999). En la cuenca de Teocaltiche, las muestras AGS-30E, -72R, -72J, -60I, -75 corresponden a depósitos de ceniza volcánica de caída intercaladas con una sucesión aluvial y fluvio-lacustre. Adicionalmente, González-Cervantes *et al.* (2019) fecharon una muestra de arenisca fluvial (AGS-63B) y una muestra de ignimbrita (AGS-60ZS) que cubre parcialmente a los depósitos lacustres de las capas Teocaltiche (Figura 28.4B). Las distribuciones de edad en la mayoría de las muestras de ceniza volcánica de caída son unimodales, con modas de edad de ~30, ~24 y ~21 Ma, al igual que la muestra AGS-60ZS, la cual tiene una moda de edad de ~20 Ma. Las muestras AGS-30E y -72R tienen una distribución bimodal, con modas de edad de ~28 y ~8 Ma para AGS-30E y de ~21 y ~10 Ma para AGS-72R (Figura 28.4B). La muestra de arenisca tiene una distribución de edades U-Pb en el intervalo de ~1356–7 Ma e incluye un grano del Mesoproterozoico, uno del Devónico y dos granos del Cretácico, los cuales son interpretados como granos heredados. El componente de edad dominante tiene una distribución continua de edades individuales en el intervalo de ~36–17 Ma (Eoceno tardío–Mioceno Temprano) (Figura 28.4B). Este intervalo de edades ha sido reconocido en rocas ígneas expuestas en el sur de la SMO (e.g., Bryan *et al.*, 2008; Ferrari *et al.*, 2013; Castillo Reynoso *et al.*, 2022). Adicionalmente, la abundancia de clastos ígneos en esta cuenca (e.g., Caravella, 1985; González-Cervantes *et al.*, 2019), así como las direcciones de flujo inferidas para los antiguos drenajes del centro occidente de México (e.g., Aranda-Gómez *et al.*, 2018; González-Cervantes *et al.*, 2019) indica que estos sedimentos llegaron a la cuenca a través de

sistemas fluviales que erosionaron rocas de la SMO. Un segundo grupo incluye granos de circón del Eoceno temprano con edades de 54–45 Ma. Los cuatro granos más jóvenes tienen edades entre 7.6–7 Ma (Mioceno Tardío); este intervalo de edad se ha reconocido en la FVTM (e.g., Ferrari *et al.*, 1999). La gran abundancia de fragmentos líticos volcánicos y la presencia de 96 % de granos (85 de 89 análisis) con edades comprendidas entre ~54–17 Ma indica que mucho del sedimento fue derivado de rocas de la SMO, un arco volcánico contemporáneo con la evolución de la cuenca. De esta manera, la muestra AGS-63B contiene el registro de la actividad de este arco volcánico durante el Eoceno tardío – Mioceno Temprano y, en menor medida también de eventos volcánicos explosivos dentro de la FVTM.

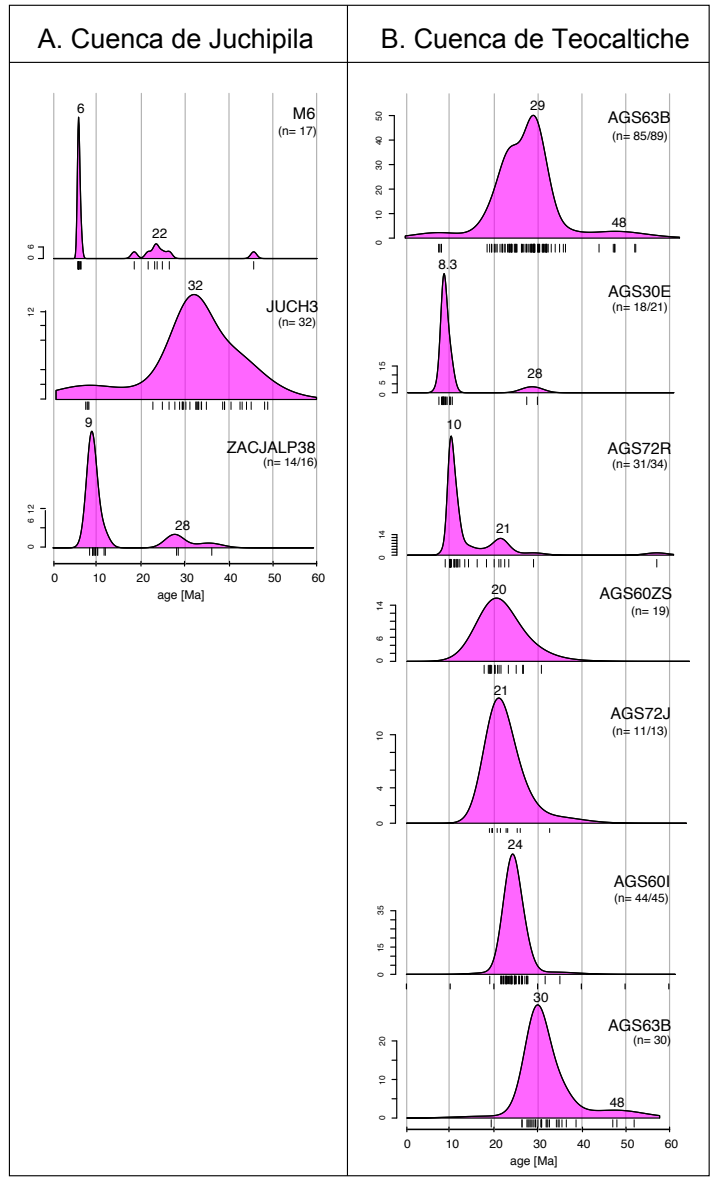


Figura 28.4. Distribución de edades U-Pb en granos de circón de las cuencas de Juchipila y Teocaltiche. Fuentes de datos: cuenca de Juchipila, Carranza-Castañeda *et al.* (2013); cuenca de Teocaltiche, González-Cervantes *et al.* (2019). Nótese que la muestra AGS-63B colectada en la cuenca de Teocaltiche contiene el registro de dos arcos volcánicos activos durante el Eoceno tardío – Mioceno Temprano, más detalles en el texto.

La presencia de capas de ceniza volcánica de caída intercaladas con depósitos aluviales y fluvio-lacustres en los rellenos de estas cuencas extensionales ha sido determinante tanto para inferir la edad de dichos depósitos, como para fechar con buena precisión eventos de extinción y especiación de distintos taxa de vertebrados fósiles encontrados en ellas. De acuerdo con la información antes presentada, los sedimentos que rellenaron las cuencas extensionales analizadas provienen de dos principales fuentes y fueron transportados a través de distintos mecanismos: (1) la erosión de rocas de la SMO por sistemas fluviales axiales que transportaron clastos del Eoceno tardío – Mioceno Temprano; y (2) el aporte de granos de circón y de otros productos volcánicos finos (e.g., ceniza) derivados de un segundo arco volcánico activo durante el Mioceno Tardío. Para estos últimos inferimos un origen extracuenca con relación a otros sedimentos acumulados en los grábenes de la SMO, pues posiblemente son producto de la actividad explosiva dentro de la FVTM (Figura 28.4). Esta idea es apoyada por la ausencia de volcanes documentados dentro de estos grábenes.

28.5.3 Estratigrafía

Cuencas de la Sierra Madre Occidental

Las cuencas estudiadas y numerosos depocentros en el extremo sureste de la SMO están rellenos por depósitos sedimentarios pobremente consolidados (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Dichas sucesiones sedimentarias abarcan buena parte del Neógeno, como lo indican las edades obtenidas de las tobas volcánicas de caída intercaladas con las sucesiones sedimentarias en las cuencas de Juchipila y Teocaltiche (e.g., Carranza-Castañeda *et al.*, 2013; González-Cervantes *et al.*, 2019; Martínez-Reséndiz, 2020). En contraste, el relleno sedimentario del graben de Bolaños es poco conocido y es posible que buena parte de éste haya sido erosionada, sin embargo, la estratigrafía volcánica en sus márgenes ha sido relativamente bien establecida, particularmente en las zonas que albergan yacimientos minerales (e.g. Lyons, 1988; Scheubel *et al.*, 1988). Un estudio posterior realizado por Mata-Castillo (2018) permitió constreñir la edad de varias de las unidades volcánicas mineralizadas, a través de nuevos fechamientos de U-Pb en circón.

En el distrito minero de Bolaños, Lyons (1988) reconoció que la secuencia volcánica en el interior del graben es de edad miocénica y la dividió en once unidades informales que agrupó en tres grupos litológicos principales (Figura 28.1). El primer grupo está formado dominantemente por tobas de flujo de ceniza soldadas del Mioceno Temprano (~23 Ma) que alojan la mayor parte de la mineralización. Este paquete de rocas está compuesto por las ignimbritas: soldada inferior (*early welded tuff*), Bolaños y Borrotes. Esta secuencia volcánica está cubierta por la formación Guasima (= andesita Guasima) constituida por derrames de lava andesítica, basáltica y uno local de riolita. La parte superior de la secuencia es de edad Mioceno Temprano (~23–20 Ma) y está formada principalmente por derrames de lava riolítica, ignimbritas soldadas y capas de ceniza volcánica de caída que se intercalan con derrames de basalto de poco espesor. Estos depósitos volcánicos forman el grupo Huichol, que incluye a las ignimbritas Alacrán, Carboneras, Chimal y San Martín, los basaltos Huila y Huila superior, los domos y flujos riolíticos Alacrán y Guasima, así como la arenisca Mexquitic.

En el graben de Tlatenango también afloran lavas similares (Figura 28.2), pero su edad es de ~22 Ma, ligeramente más antiguas (Moore *et al.*, 1994). El relleno sedimentario de la cuenca de Tlaltenenago no ha sido sistemáticamente documentado, sin embargo, Carranza-Castañeda *et al.* (2013), estimaron que alcanza ~100 m de espesor. La sucesión sedimentaria está constituida por depósitos aluviales de grava y arena (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), además de depósitos finos que han sido interpretados como parte de un sistema lacustre (Carranza-Castañeda *et al.*, 2013).

El relleno sedimentario de la cuenca de Juchipila es mejor conocido que el de las cuencas de Bolaños y Tlaltenango (Figura 28.2). Los trabajos de Lahiere (1982), Lopez (1991), Webber *et al.* (1994) y Carranza-Castañeda *et al.* (2013) describieron a grandes rasgos la estratigrafía del relleno del graben de Juchipila y recientemente Cadena-Larriva (2019) y Martínez-Reséndiz (2020) realizaron revisiones estratigráficas detalladas que les permitieron constreñir, a través de nuevos fechamientos de Ar-Ar y U-Pb, la edad de varias de las unidades que afloran en esta cuenca (Figura 28.3). En el área de Juchipila (Figura 28.1), correspondiente a la parte sur del graben, las rocas más antiguas corresponden a lavas andesíticas del Eoceno temprano (~48 Ma, Webber *et al.*, 1994), las cuales

son cubiertas por una sucesión sedimentaria siliciclástica no diferenciada del límite Eoceno – Oligoceno temprano (~34 Ma, Martínez-Reséndiz, 2016). Por encima de esta sucesión se encuentra un paquete no diferenciado de ignimbrita procedente de fuentes distales, fuertemente soldadas y cuyas edades de emplazamiento ocurrieron durante el Rupeliano (en el intervalo de ~32–30 Ma, Martínez-Reséndiz, 2020). Sobre esta unidad se encuentran ignimbritas de fuentes proximales constituidas por depósitos de caída y flujos de ceniza volcánica fuertemente soldados que son cubiertos por brechas de rezago y flujos piroclásticos. Estas ignimbritas han sido llamadas San Miguel, Boquillas, Yellow y Los Indios, cuyo emplazamiento ocurrió en el Rupeliano (~30–28 Ma, Martínez-Reséndiz, 2020). A su vez, esta sucesión volcánica es cubierta localmente por lavas riolíticas (~30 Ma, Webber *et al.*, 1994) y por encima de ellas se encuentran coladas delgadas de basalto emitidas a lo largo de las fallas presentes en el borde del graben y cuya edad corresponde al Chattiano (~26 Ma, Martínez-Reséndiz, 2016). Hacia el norte del graben existen depósitos de flujo de ceniza de edad similar (~25 Ma, Martínez-Reséndiz, 2020), los cuales se han interpretado que provienen de fuentes distales. Estos depósitos volcánicos son cubiertos por una intercalación de estratos gruesos de arenisca con capas delgadas de limolita del Mioceno Temprano (~20 Ma, Martínez-Reséndiz, 2020). La sucesión sedimentaria es cubierta por basaltos afíricos, subalcalinos del Mioceno Medio – Mioceno Tardío (~13–10 Ma, Martínez-Reséndiz, 2020) en la parte sur del graben. Los depósitos fluviales y lacustres que rellenan parcialmente el graben de Juchipila en su parte meridional fueron inicialmente descritos por Lahiere (1982), quien los nombró informalmente formación Juchipila. Esta sucesión sedimentaria está compuesta dominantemente por capas de lutita y arenisca tobáceas y, en menor medida, por caliza de agua dulce, diatomita y capas delgadas de ceniza volcánica de caída (*ash-fall tuffs*) (Lahiere, 1982; Lopez, 1991; Carranza-Castañeda *et al.*, 2013). Las edades U-Pb en granos de circón provenientes de capas de ceniza volcánica de caída y el conjunto de mamíferos fósiles colectados en esta sucesión sedimentaria permiten asignarla al Mioceno Tardío – Plioceno Temprano(?) (Carranza-Castañeda *et al.*, 2013).

En el área de Jalpa, Cadena-Larriva (2019) realizó un estudio estratigráfico detallado y dividió el relleno sedimentario de la parte central-norte del graben, en trece unidades informales. De acuerdo con la autora, la andesita Aréchiga del

Mioceno Temprano (~22 Ma) constituye la unidad más antigua de esta parte de la cuenca. Estas rocas son cubiertas por dos unidades sedimentarias: las capas rojas Las Azucenas, que localmente se intercalan con tobas e ignimbritas, y las arenas blancas El Caracol. Sobre esta sucesión sedimentaria se emplazaron ignimbritas, riolitas, tobas y basaltos del Oligoceno que corresponden a las ignimbritas Soledad (Oligoceno temprano), Joaquín Amaro (~32 Ma) y Fuentes (~29 Ma), los depósitos piroclásticos Hermanos (Oligoceno temprano) y la secuencia Los Cardos (~29 Ma). Posteriormente se formaron los domos riolíticos Guerruño y Huiscolo (~28 Ma) y se emplazaron en las partes bajas las tobas Los Indios (~26 Ma) y Amarilla (~25 Ma), así como la ignimbrita Calvillo-Jalpa (22 Ma) y el basalto Tlachichila. Estas unidades son cortadas por diques del basalto Tuitán (13 Ma). Cadena-Larriva (2019) indica que en la parte central y bordes del valle de Jalpa se acumularon depósitos lacustres del Plioceno. Finalmente, el relleno superior tanto en el sur como en la parte centro-norte de la cuenca corresponde a depósitos aluviales del Pleistoceno – Holoceno.

Cuencas en el borde oriental de la Sierra Madre Occidental

La cuenca de Teocaltiche es la única estructura en la transición SMO – Mesa Central que será tratada en esta contribución, debido a la estrecha relación espacial y temporal que guarda con las cuencas extensionales que se encuentran directamente al oeste (Figura 28.4). Un aspecto interesante de la cuenca de Teocaltiche es que en ella se han documentado depósitos aluviales, eólicos, fluviales y lacustres del Mioceno Temprano (e.g., Caravella, 1985; González-Cervantes *et al.*, 2019). Parte de estos depósitos subyacen a una ignimbrita con edad de emplazamiento de 18.6 ± 0.4 Ma y, sobreyacen a otra toba con una edad de enfriamiento de 28.6 ± 0.5 Ma en el interior del graben de Aguascalientes; ambas estimaciones fueron calculadas con base en edades U-Pb en granos de circón. González-Cervantes *et al.* (2019) señalan la posibilidad de que estas depresiones tectónicas asociadas a extensión cortical actuaron como trampas de sedimento, derivado de las paredes de los grábenes, desde una etapa muy temprana en su evolución. Mayores detalles sobre la estructura, edad y evolución de esta cuenca son presentados en González-Cervantes *et al.* (2019).

28.5.4 Geología Estructural

Las cuencas objeto de esta contribución se desarrollaron dentro de fosas tectónicas que tienen orientaciones NE a N-S y longitudes entre 200–160 km (Figura 28.1). Los grábenes y semigrábenes desaparecen gradualmente hacia sus extremos septentrionales, presumiblemente porque el desplazamiento de las fallas normales que los limitan disminuye de manera progresiva, mientras que en sus extremos meridionales las fosas terminan de manera abrupta porque son interceptadas por otras estructuras más jóvenes, como las fallas normales del límite septentrional del *rift* Tepic-Zacoalco o la zona de Cizalla El Roble (Ferrari *et al.*, 2005). De oeste a este, las depresiones tectónicas dentro de la parte meridional de la SMO incluyen a los semigrábenes de Alica, Pajarito y Puente de Camotlán (Carranza-Castañeda y Miller, 2004), los grábenes de Bolaños (Gutiérrez-Palomares, 2008; Suter, 2020; Aguirre-Díaz *et al.*, 2021), Tlaltenango (Montgomery y López-Blanco, 2003), Juchipila (Lahiere, 1982; Lopez 1991; Carranza-Castañeda *et al.*, 2013; Martínez-Reséndiz, 2020) y Calvillo, y en la parte occidental de la Mesa Central, el semigraben de Teocaltiche (Caravella, 1985; Montellano-Ballesteros, 1997; González-Cervantes *et al.*, 2019) (Figura 28.1). Como se mencionó anteriormente, este trabajo incluye la revisión de cuatro depresiones tectónicas: Bolaños, Tlaltenango, Juchipila y Teocaltiche. Es preciso destacar que estos grábenes han sido considerados como la continuación occidental de las estructuras extensionales que afectan a la Mesa Central (e.g., Nieto-Samaniego *et al.*, 1999, 2023).

El graben de Bolaños fue descrito recientemente y de manera sucinta por Suter (2020). Esta depresión tectónica es la de mayores dimensiones en el área de estudio y cuenta con una diferencia de altura máxima de 1900 m entre su fondo y sus márgenes. Rocas del Supergrupo Volcánico Superior afloran a ambos lados del graben y la unidad volcánica más joven fechada tiene una edad K-Ar en roca total de 19.9 + 0.4 Ma (Nieto-Obregón *et al.*, 1981), por lo que se considera que la estructura es la más joven de las cuatro estructuras mencionadas. Previamente, Scheubel *et al.* (1988) documentaron los depósitos fluvio-lacustres al sur del poblado de Bolaños. Los depósitos fluvio-lacustres de Bolaños podrían corresponder al intervalo Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano, por extrapolación con las edades bioestratigráficas reportadas por Carranza-Castañeda *et al.* (2006, 2013) en los grábenes adyacentes de Tlaltenango y Juchipila. El relleno

sedimentario del graben está cortado por fallas normales y se inclina hacia la falla maestra en el lado occidental de la estructura, por lo que se cree que entre el Neógeno tardío y el Cuaternario, e incluso en la actualidad, la actividad tectónica se ha concentrado en esa falla normal (Suter, 2020).

El graben de Tlaltenango tiene un relieve topográfico menor que los grábenes de Bolaños y de Juchipila (Figura 28.1). A diferencia del resto de las cuencas aquí estudiadas, su río axial fluía de sur a norte hasta que sucedió su captura por el río Bolaños, la cual erosionó un cauce a través del horst que lo separaba del graben de Bolaños (Montgomery y López-Blanco, 2003). La edad de la captura del río es desconocida, pero con base al hallazgo aún no publicado de vertebrados fósiles del Henfiliano, se infiere que la apertura de la cuenca hacia el occidente sucedió durante o después del Plioceno.

El graben de Juchipila posee un río axial que recibe el mismo nombre. En esta estructura, el relleno sedimentario está expuesto principalmente entre los poblados de Moyahua y Tabasco (Figura 28.1). Al sur de Moyahua el río se atrinchera por lo que se presume que, si los hubo, los depósitos del Mioceno fueron erosionados después de la apertura de la cuenca lacustre. Al noreste del poblado de Jalpa, el graben de Juchipila intercepta al graben de Calvillo, que tiene un rumbo N35°E. En el área de Jalpa hay una diferencia de altura de ~50 m entre el fondo de la cuenca de Calvillo y el piso del graben de Juchipila, que yace más abajo, por lo que se infiere que este último debe ser más joven. Cerca del poblado de Juchipila afloran los depósitos fluviales y lacustres de la formación Juchipila (Lahiere, 1982) que forman parte del relleno del graben. El hallazgo de localidades fosilíferas al norte de la presa Achoquén y hasta el poblado de Tabasco ha demostrado que los depósitos de esta formación se extienden hacia el norte (Figura 28.1), y que incluyen litologías y conjuntos fósiles similares a las localidades cercanas a Juchipila. Al igual que los depósitos fluvio-lacustres de Bolaños, las rocas de la formación Juchipila están inclinadas hacia las fallas maestras del graben, por lo que se infiere que la actividad tectónica al tiempo de la acumulación de los sedimentos, alternó en dichas estructuras antes de la apertura del lago. Se infiere que la edad del evento de deformación que basculó el relleno de este graben es menor a 5.6 ± 0.1 Ma, con base en la edad U-Pb (en circón) más joven obtenida por Carranza-Castañeda *et al.* (2013), para una capa

de ceniza volcánica que se intercala con los depósitos lacustres de esta cuenca. El graben de Calvillo es una estructura con un rumbo N35°E que ha sido poco estudiada. El relieve más abrupto se ubica cerca de su falla maestra del lado noroccidental; esto y el hecho de que el río Calvillo fluye cerca de dicho borde sugieren que esa falla es la que ha tenido mayor actividad recientemente. El mapa geológico del Servicio Geológico Mexicano (Sánchez-González *et al.*, 1998) muestra que en el fondo del valle, cerca de su intersección con el graben de Juchipila, afloran rocas volcánicas que posiblemente pertenecen al Supergrupo Volcánico Superior. El relleno sedimentario del graben aflora en un área con forma alargada e irregular alrededor del poblado de Calvillo. De acuerdo con los datos publicados en el mapa citado, los depósitos sedimentarios son incluidos dentro la unidad conglomerado oligomíctico (sic). Durante nuestro trabajo de reconocimiento no hemos encontrado afloramientos de la formación Juchipila ni localidades fosilíferas en esta estructura.

En el cambio transicional hacia la Mesa Central y en el extremo oriental del área estudiada se ubica el semigraben de Teocaltiche. Esta estructura extensional se une hacia el norte al graben de Aguascalientes con rumbo NNE. La falla maestra inferida del semigraben está sepultada en la margen occidental de la cuenca sedimentaria y tiene un rumbo promedio N40°E. Es notable que ese frente de montaña es altamente irregular, lo que ha sido interpretado por González-Cervantes *et al.* (2019) como evidencia de que la falla maestra ha permanecido inactiva por un tiempo mayor que la falla maestra del lado occidental del graben de Aguascalientes que es más recta y con un desnivel más abrupto. Otra alternativa es que la falla que controló el desarrollo del semigraben esté sepultada bajo rocas volcánicas más recientes que ella, ya que cerca de Yahualica existen dos escudos volcánicos continentales. El relleno sedimentario de la cuenca, que incluye depósitos aluviales y fluvio-lacustres, fue acumulado por el paleo-río Verde, el cual posiblemente fue represado en algún sitio al este del poblado de Yahualica (González-Cervantes *et al.*, 2019). En los depósitos sedimentarios de esta cuenca se han colectado vertebrados fósiles del Henfiliano tardío (e.g., Montellano-Ballesteros, 1997; González-Cervantes *et al.*, 2019).

28.5.5 Contenido paleontológico

Los sistemas fluvio-lacustres desarrollados en las cuencas extensionales de la SMO fueron ambientes que sostuvieron una gran biodiversidad regional durante el Neógeno. Además, estos ambientes fueron propicios para que parte de esa biodiversidad fuera preservada en el registro fósil. Si bien la mayoría de la información disponible ahora corresponde a mamíferos, el trabajo López (1991) documenta depósitos masivos de diatomitas laminares dentro de la cuenca de Juchipila. Estos depósitos contienen también abundantes gasterópodos, ostrácodos (*Cyprideis subquadraregularis*) y peces fósiles que habitaron en uno o más de esos lagos. Cabe mencionar que buena parte de esta fauna no ha sido descrita e interpretada formalmente.

El mayor esfuerzo paleontológico se ha centrado en el estudio de las faunas de mamíferos del Mioceno Tardío, principalmente el material recuperado en las cuencas de Juchipila y Teocaltiche (Figura 28.5). En ambas cuencas se ha documentado una fauna integrada por équidos, camélidos, antilocápridos, proboscídeos y carnívoros, la cual se interpreta como una asociación faunística característica del Henfiliano tardío, una subdivisión cronológica basada en las Edades de Mamíferos Terrestres de Norteamérica (*North American Land Mammal Ages,* NALMA), que abarca de 6.95 a 5.59 Ma (Montellano-Ballesteros, 1997; Carranza-Castañeda *et al.*, 2013).

Los équidos (Familia Equidae) son el grupo faunístico más abundante en estas cuencas ya que cuenta con la presencia de varias especies pertenecientes a los géneros *Astrohippus, Callippus, Dinohippus* y *Neohipparion.* En particular, la ocurrencia de *Astrohippus* y *Dinohippus* permite establecer una correlación biogeográfica entre las cuencas de Juchipila y Teocaltiche (Montellano-Ballesteros, 1997; Carranza-Castañeda *et al.*, 2013). Por otro lado, los registros de *Astrohippus ansae* y *Callippus hondurensis* en la cuenca de Juchipila son los más jóvenes que se conocen para América del Norte (Figura 28.5A), por lo que representan la última presencia estratigráfica (*last appearance datum*) conocida para ambas especies (Carranza-Castañeda *et al.*, 2013). En contraste, *Dinohippus mexicanus* es el registro estratigráfico más antiguo (first appearance datum) conocido de este taxón, cuya relevancia radica en su posible relación con el origen temprano

del género *Equus*, al que pertenecen los caballos actuales (Carranza-Castañeda, 2019). En este contexto, la región adquiere una importancia particular para entender los procesos evolutivos vinculados al origen, diferenciación y dispersión inicial de los équidos modernos.

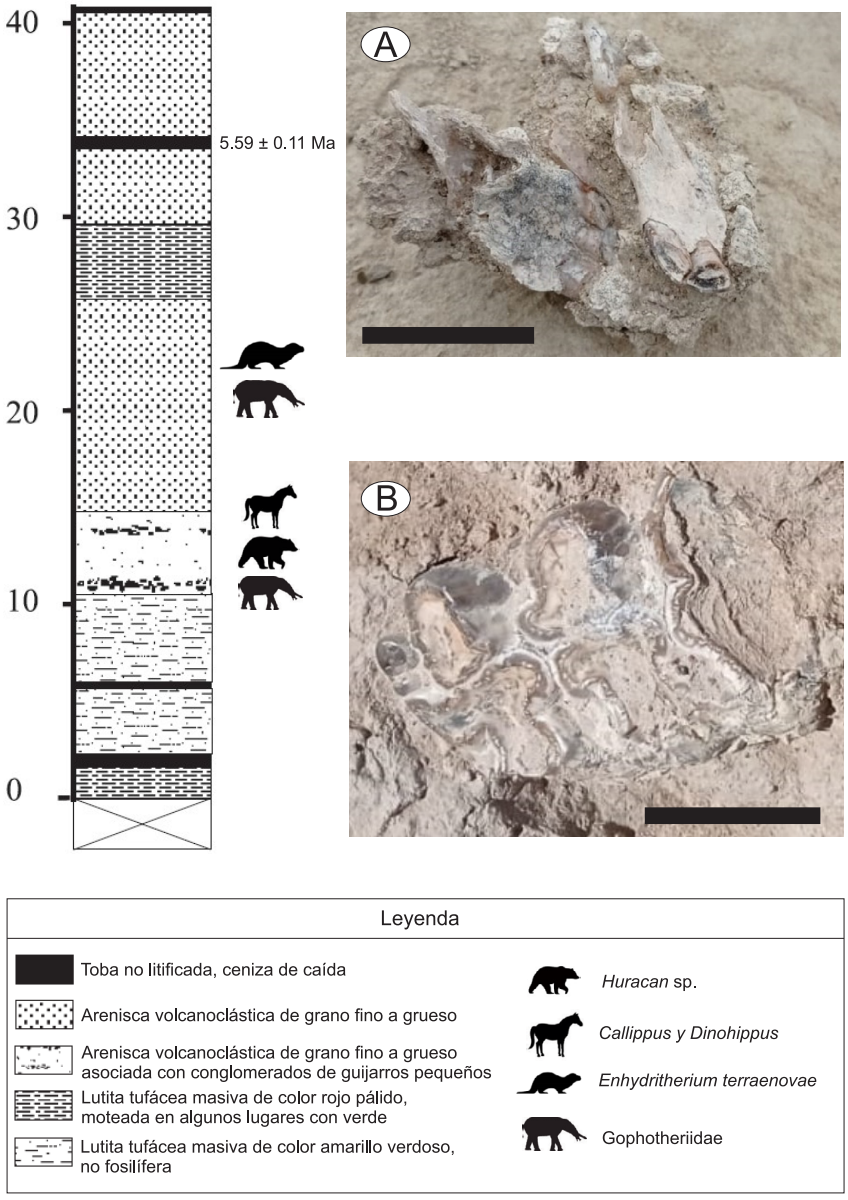


Figura 28.5. Registros fósiles de parte de la megafauna del Henfiliano temprano en la cuenca de Juchipila, Zacatecas. Columna estratigráfica compuesta de las localidades El Resbalón y La Copa (modificado de Carranza-Castañeda *et al.*, 2013). A) Sínfisis mandibulares de dos *Callippus hondurensis* (Equidae); B) Molar inferior 2 de un *Gomphotheriidae* (Proboscídeo). La escala gráfica en ambas imágenes es 5 cm.

El caso de los camélidos es otro ejemplo significativamente importante para entender la evolución de este grupo de mamíferos. En la localidad La Copa, dentro de la cuenca de Juchipila, se ha documentado el registro más antiguo conocido en México para *Alforjas taylori*. Este hallazgo ha sido utilizado para proponer una conexión filogenética entre los integrantes de la tribu Camelini (tribu = categoría taxonómica que incluye varias familias), en donde Alforjas taylori está relacionado con el origen de camélidos más modernos como *Camelops* y *Megatylopus,* cuyos fósiles se encuentran en varias cuencas del centro de México (Carranza-Castañeda *et al.*, 2013). Particularmente, estos taxa han sido registrados en su mayoría en depósitos del Blancano temprano (edad NALMA que corresponde al intervalo 4.8–2.5 Ma y equivale al Plioceno Temprano), por ejemplo en la cuenca de San Miguel de Allende, en la Mesa Central (Figura 28.1), que se ubica justo al norte de la Faja Volcánica Trans Mexicana (Jiménez-Hidalgo y Carranza-Castañeda, 2010). Este caso muestra una clara conexión faunística entre las cuencas extensionales del occidente y centro del país.

Las cuencas del extremo suroriental de la SMO también contienen importantes registros de antilocápridos, entre ellos *Cosoryx sp., Sphenophalos sp.* y *Plioceros sp.* Actualmente, el berrendo (*Antilocapra americana*) es el único miembro viviente de este grupo de mamíferos endémico de América del Norte. Los registros de antilocápridos en estas cuencas contienen información clave para entender la diversificación de esta familia en México. En particular, los registros de *Cosoryx sp.* y *Plioceros sp.* representan el último registro estratigráfico de estos géneros, con una diferencia de aproximadamente dos millones de años después de su extinción en localidades más septentrionales de América del Norte hace ~9 Ma (Carranza-Castañeda *et al.*, 2013). Esto sugiere que las cuencas extensionales del sureste de la SMO pudieron ser refugios para este grupo de herbívoros aunque las características que permitieron a esas cuencas tener tal condición, como la estructura florística y condiciones climáticas, apenas están siendo estudiadas a detalle.

La presencia de una notable diversidad de megafauna dentro de estas cuencas indica que los ambientes desarrollados en ellas tuvieron una capacidad de carga ecosistémica destacada. Parece ser que las comunidades vegetales desarrolladas alrededor de los antiguos lagos fueron capaces de sostener una abundante cantidad de proboscídeos de gran talla. Un ejemplo destacado es la presencia

de mamíferos fósiles pertenecientes a la familia Gomphotheriidae y para la cual se ha propuesto a Centroamérica como centro de origen (Figura 28.5B). Sin embargo, resultados de investigaciones recientes sobre el registro fósil de estos organismos en el centro y occidente de México sugiere que la diversificación de algunos gonfotéridos, en particular el género *Rhynchotherium*, pudo ocurrir en el centro de México durante el Henfiliano temprano, antes de que ocurriera la dispersión de este grupo de mamíferos por toda América del Norte (Carranza-Castañeda *et al.*, 2008; Carranza-Castañeda, 2018, 2022).

Un caso particularmente interesante desde las perspectivas biogeográfica e hidrográfica es el registro de la nutria *Enhydritherium terraenovae*. Esta especie de nutria, conocida previamente sólo en depósitos costeros de Florida y California, fue colectada recientemente en la localidad El Resbalón, la cual incluye depósitos lacustres que rellenan la cuenca de Juchipila (Figura 28.5). Hasta antes de este hallazgo en el centro de México, se habían propuesto dos posibles rutas de dispersión para esta especie: 1) un cruce entre el Atlántico y el Pacífico a través de Panamá, y 2) su dispersión a través del océano Ártico. La presencia de *E. terraenovae* en Juchipila permitió plantear una tercera hipótesis: una dispersión intracontinental desde el este de América del Norte hacia el oeste (e.g., Tseng *et al.*, 2017; Aranda-Gómez *et al.*, 2018). Esta nueva hipótesis sugiere que este mamífero, dependiente de ambientes acuáticos para su supervivencia, logró atravesar la Divisoria Continental de América del Norte, la cual separa los sistemas fluviales que drenan hacia el Atlántico de aquellos que fluyen hacia el Pacífico. Las investigaciones derivadas del estudio de este mamífero fósil fueron reveladoras. Por un lado, permitieron considerar nuevas rutas de dispersión para diversos grupos de vertebrados y por otro, proporcionaron evidencia de la sensibilidad que tuvieron los sistemas de drenaje en la margen occidental de México a eventos tectónicos y climáticos ocurridos durante el Mioceno (Aranda-Gómez *et al.*, 2018).

La importancia de estas cuencas para la resolución de distintos problemas biogeográficos va más allá de intercambios faunísticos regionales o dentro de América del Norte. El hallazgo del perezoso *Pliometanastes sp.*, colectado en la localidad La Copa dentro de la cuenca de Juchipila, representa el registro más antiguo conocido de estos migrantes sudamericanos en México (Carranza-Castañeda

et al., 2013). Su presencia está asociada a eventos de dispersión vinculados al Gran Intercambio Biótico Americano (GABI: *Great American Biotic Interchange*), un proceso de intercambio faunístico entre América del Norte y del Sur tras el establecimiento del Puente Terrestre Panameño (i.e., cuando América del Sur y América del Norte se unieron) que permitió la integración de ecosistemas y faunas de ambos continentes (Woodburne, 2010).

La cuenca de Juchipila también tiene un importante registro de carnívoros, entre ellos destaca por su importancia bioestratigráfica el perro-hiena *Borophagus secundus*. Esta especie de mamífero fósil tiene una amplia distribución en las cuencas centrales de México, lo que permite establecer sólidas hipótesis de correlación entre ellas. Por otro lado, el registro fósil en esta cuenca indica que algunos carnívoros pudieron haber llegado desde regiones distantes, como es el caso del oso *Huracan sp.* (Figura 28.5). Este oso fue descrito inicialmente como *Agriotherium sp.* a partir de restos colectados en depósitos aluviales del Henfiliano temprano en la localidad El Resbalón. Este registro aporta evidencia de eventos de dispersión de linajes de osos de la tribu Agriotheriini, los cuales habrían cruzado el estrecho de Bering durante el Mioceno Tardío y posteriormente dieron lugar al género *Huracan.* Este proceso de especiación habría sido una respuesta adaptativa al enfriamiento y la aridificación progresiva del hemisferio Norte (Jiangzuo *et al.*, 2023).

Los ejemplos antes descritos ponen de manifiesto que las cuencas extensionales de la SMO albergan faunas fósiles sumamente diversas, mismas que han permitido establecer vínculos a distintas escalas espaciales y temporales con grupos de mamíferos fósiles. Lo anterior contribuye a una mejor comprensión de los procesos de intercambio e integración faunística entre cuencas, tanto a nivel regional como a escala continental.

28.5.6 Evolución geológica

Estudios recientes revelan que el evento de extensión y transtensión cortical ocurrido a partir del Mioceno Tardío moldeó en buena medida la configuración actual de la margen occidental de México (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Ferrari,

2005). Por un lado, dio lugar a la apertura del Golfo de California y por otro, produjo la formación grandes cañadas en el flanco occidental de la SMO, mientras que en su flanco oriental generó amplias fosas tectónicas (Ferrari, 2005). La erosión fluvial en los grábenes del extremo suroriental de la SMO pudo incrementarse a partir de la formación del Golfo de California durante el Mioceno Tardío. Este evento posiblemente favoreció la erosión de parte del relleno sedimentario de las cuencas estructurales de Bolaños, Juchipila y Teocaltiche (Aranda-Gómez *et al.*, 2018; González-Cervantes *et al.*, 2019).

De acuerdo con la información publicada y a nuestras propias observaciones, consideramos que existen al menos tres posibles modelos que pueden explicar la formación de estas cuencas tectónicas. Estos modelos corresponden a: 1) semigraben, 2) graben-caldera asociado a erupción de grandes volúmenes de ignimbrita aprovechando fallas normales pre-existentes y 3) graben causado por extensión simple. Cada caso se describe brevemente a continuación.

El modelo de semigraben propuesto por González-Cervantes *et al.* (2019, Figura 28.4) puede explicar la formación de las cuencas de Teocaltiche y, posiblemente también la de Puente de Camotlán. Para el resto de las cuencas discutidas en este capítulo, Aguirre-Díaz *et al.* (2008) han propuesto que fallas marginales pre-existentes de los grábenes actuaron como conductos para la expulsión de grandes volúmenes de ignimbrita y que esta actividad volcánica fue acompañada y/o seguida por subsidencia gradual (piecemeal collapse: Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003). Estas estructuras volcano-tectónicas se formaron debido a que las cámaras magmáticas subyacentes fueron parcialmente evacuadas, lo que causó que se perdiera el soporte de los bloques de techo en las fallas marginales de los grábenes. La tercera posibilidad, asociada a la extensión regional en la porción meridional de la provincia de Cuencas y Sierras de México (Henry y Aranda-Gómez, 1982), se plantea para el caso de que la sucesión ignimbrítica en el área estudiada provenga de calderas convencionales (depresiones circulares o elípticas grandes: Roesler, 1987; Webber *et al.*, 1994). En este modelo, se plantea que las calderas aportaron volúmenes grandes de material piroclástico que se acumularon para formar el Supergrupo Volcánico Superior de la SMO. Cabe señalar que el inicio de la extensión cortical en la región ha sido considerado casi simultáneo (~23-20 Ma: Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), pero

ligeramente más joven que la actividad magmática en esta parte de la SMO. Este evento fue atribuido al movimiento (retroceso) de la paleo trinchera en la costa del Pacífico hacia el oeste, asociado a un aumento contemporáneo en la tasa de expansión del piso oceánico en una porción cercana a la dorsal del Pacífico oriental (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Ferrari *et al.,* 2002).

Un punto esencial para comprender la acumulación del relleno sedimentario de estos grábenes es el comportamiento de las fallas normales, ya que el movimiento en éstas generó el espacio de acomodación en el que se acumularon los depósitos fluvio-lacustres de estas cuencas. Asimismo, la creación de relieve asociado al movimiento en las fallas, junto con variaciones climáticas (Lahiere, 1982; Caravella, 1985; López, 1991), influyeron en la tasa de erosión e influjo de sedimentos que fueron derivados principalmente de los escarpes de falla que bordeaban a las cuencas. Como se indicó antes, una fuente de sedimentos menor, pero de gran significado estratigráfico, fue la actividad magmática extra-cuenca que generó la acumulación de capas de ceniza de caída. Dichas capas frecuentemente sirven para obtener edades U-Pb adentro de la sucesión estratigráfica. Consideramos importante establecer tanto la edad en que inició la formación de las estructuras (e.g. Nieto-Samaniego *et al.*, 1999) como la historia del desplazamiento en sus fallas marginales, ya que los cambios en las tasas de extensión y variaciones en las condiciones climáticas se vieron reflejadas en el relleno sedimentario del graben. En este contexto cabe señalar que los desniveles topográficos actuales, entre la cima de los horsts y el piso de los grábenes, son el producto de la acumulación de múltiples eventos sísmicos de distintas magnitudes. La ruptura asociada a algunos de estos eventos llegaron a la superficie y causaron desplazamientos del orden metros en las áreas de falla. El tiempo de recurrencia de los sismos es desconocido, pero el reconocimiento de un sismo histórico en el graben de Bolaños ha permitido reconocer a este graben como una estructura activa (e.g., Suter, 2020). La presencia de fallas normales que cortan y desplazan el relleno sedimentario en el graben de Juchipila es consistente con la idea de que el movimiento en las fallas ha sido recurrente por largo tiempo y que los grábenes que se formaron en el Mioceno Temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999) han continuado activos hasta el Holoceno. Suter (2020) calculó para el graben de Bolaños una tasa de movimiento vertical a largo plazo (~20 Ma) de 0.07 mm/a. Se desconoce si la tasa de extensión ha sido

continua o si ha variado con el tiempo, ya que pudieron existir pulsos discretos de actividad en las fallas de la porción meridional de la provincia de cuencas y sierras mexicana (Aranda-Gómez y Henry, 1992).

28.5.7 Modelo de cuenca

A continuación, proponemos un modelo idealizado y simplificado para un graben ubicado en el extremo suroriental de la SMO durante el Neógeno. En dicho modelo se describe la creación de espacio de acomodación para el depósito de sedimentos continentales. Las premisas consideradas son las siguientes: 1) una geometría simétrica (i.e., en donde el desplazamiento acumulado en las fallas marginales es igual, aunque no necesariamente simultáneo) y 2) que la estructura se desarrolló en una región en donde una ignimbrita voluminosa relacionada a una caldera convencional niveló el terreno dejando una superficie aproximadamente horizontal (T0 Figura 28.6A). 3) También se asume que la sucesión volcánica tiene un espesor considerable (hasta 1000m: Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), su composición es dominantemente félsica y sepultó completamente al basamento pre-volcánico, el cual se infiere que en el área de estudio está formado por rocas sedimentarias marinas y metamórficas del terreno Guerrero (Aranda-Gómez, 1989). 4) Con relación al desarrollo de los márgenes de la cuenca, suponemos que las fallas normales de los bordes del graben iniciaron simultáneamente, que su longitud y desplazamiento vertical aumentó con el tiempo debido a un número grande de sismos (T1, Figura 28.6B). Al final de sus trazas de falla, la deformación pasaba a pliegues por propagación por falla que produjeron, en los bordes del bloque hundido, monoclinales con inclinaciones suaves hacia el depocentro de la cuenca en formación. 5) Asimismo se presume que las fallas marginales están formadas por varios segmentos inicialmente independientes (T2, Figura 28.6C), que eventualmente se unieron para formar fallas con trazas ligeramente zigzagueantes (T3, Figura 28.6D). Una vez que los segmentos antes independientes formaron dos fallas continuas, los movimientos posteriores en ellas contribuyeron a formar una depresión cada vez más profunda hacia la parte media de la estructura. El proceso descrito produjo en cada cuenca una red fluvial formada por dos ríos axiales que convergían hacia el depocentro en la cuenca, en donde se habría formado un lago perenne. Los

tributarios de los ríos axiales serían considerablemente cortos y el límite o parteaguas principal de la cuenca hidrológica coincidiría con la parte más alta de los horst aledaños a cada graben. Los ambientes formados en cada cuenca habrían incluido lagos, ríos y abanicos aluviales.

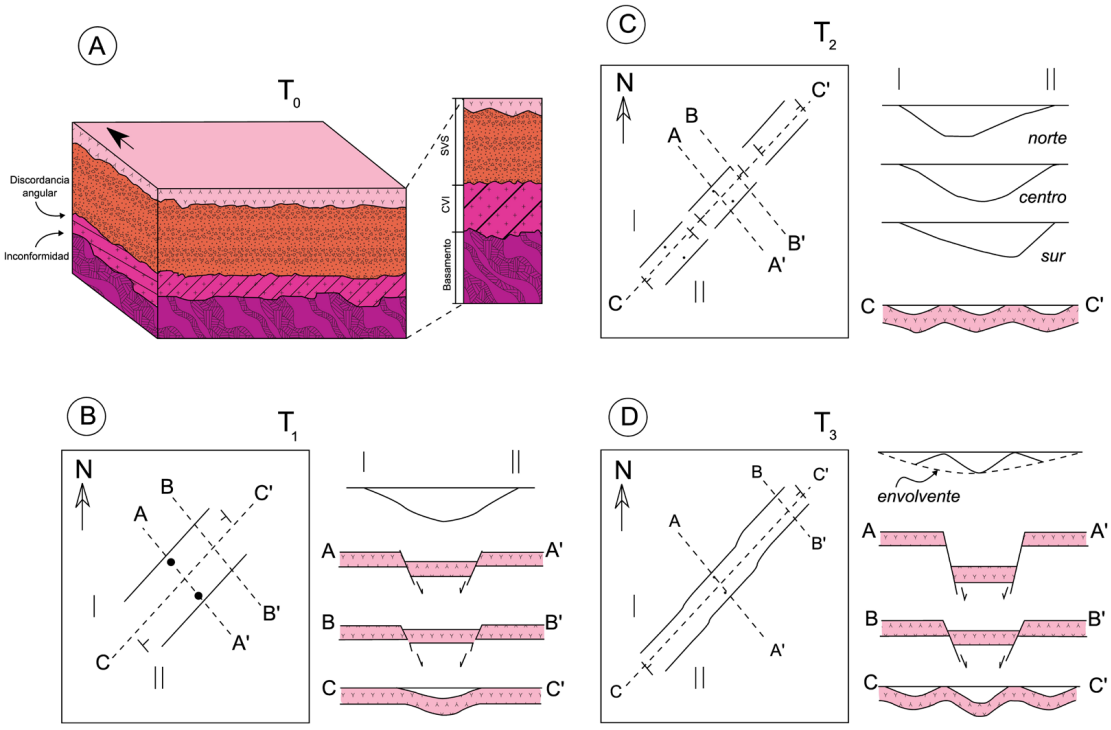


Figura 28.6. Modelo simplificado de formación de las cuencas extensionales del extremo suroriental de la SMO. A) En el T_0 (Oligoceno tardío – Mioceno Temprano) el emplazamiento de una ignimbrita voluminosa niveló la topografía y dejó una superficie horizontal. B) La extensión regional temprana causó la formación de dos fallas normales con vergencias opuestas (T_1). Las fallas embrionarias crecieron gradualmente en longitud y acumularon desplazamientos verticales. Nótese que el desplazamiento vertical disminuye gradualmente a partir del centro de las fallas hacia sus extremos. Cerca de los extremos de las trazas en donde el desplazamiento vertical disminuyó a cero, la deformación continuó y formó un pliegue por propagación de falla. En el fondo del graben se formaron dos monoclinales inclinados hacia la parte central de la cuenca. C) Conforme la extensión continuó (T_2), se formaron otros pares de fallas con el mismo rumbo, al NE y SW del conjunto original. Esos pares también crecieron de manera progresiva. D) En T_3 las trazas de falla traslaparon y se unieron como segmentos de estructuras más grandes (e.g., Cartwright *et al.*, 1996). Al conectarse las fallas en las márgenes del graben dieron origen a dos fallas normales segmentadas que vistas en planta serpentean suavemente. Con el tiempo y la actividad sísmica en las nuevas fallas, el desplazamiento vertical acumulado en

las fallas segmentadas de los bordes del graben tenderán a formar perfiles continuos similares en forma al de cada uno de los segmentos individuales antes de la unión (e.g., Contreras *et al.*, 2000; Martin y Watters, 2022). Abreviaturas: CVI- Complejo Volcánico Inferior; SVS- Supergrupo Volcánico Superior.

Actualmente, casi todas las cuencas discutidas en este capítulo están abiertas hacia el sur. La única excepción es la cuenca de Tlaltenango en donde el río axial fluye de sur a norte, hasta las cercanías del poblado de Colotlán, en donde se conecta con el río Bolaños. Una vez formado el graben, conforme al modelo arriba presentado, fue modificado por el movimiento de estructuras asociadas a la actividad del *rift* Tepic-Zacoalco (e,g., falla del río Santiago) en el intervalo entre ~17–9 Ma (Castillo-Reynoso, 2022). Dichas fallas probablemente interceptaron a los grábenes y semigrábenes con rumbos NNE y modificaron sus redes de drenaje causando la apertura de las cuencas y erosión parcial o total de sus rellenos. Depósitos fluvio-lacustres más jóvenes a 9 Ma, pudieron formarse por el bloqueo de las redes de drenaje debido a flujos de lava, fallas (e.g., Lahiere, 1982; Caravella, 1985; López, 1991) o por un levantamiento regional causado por el rebote isostático en los bloques de piso de las fallas normales del margen norte del *rift* Tepic-Zacoalco (González-Cervantes *et al.*, 2019).

28.6 Consideraciones económicas

La SMO es la principal provincia metalogénica del país y su extremo sur alberga importantes yacimientos minerales de tipo epitermal. Particularmente, en el graben de Bolaños se encuentran tres grandes distritos mineros: Bolaños, San Martín Bolaños y la Yesca. El flanco occidental del graben de Bolaños alberga yacimientos minerales metálicos que han sido explotados desde el siglo XVIII. Estos yacimientos incluyen menas de plata, plomo, zinc, cobre y oro. De acuerdo con Lyons (1988), los primeros 600 m de la sección expuesta en Bolaños están compuestos dominantemente por tobas de flujo de ceniza soldadas, las cuales contienen casi la totalidad de las ocurrencias de mineralización de plata en el distrito. Al parecer, la mineralización sucedió hace ~21 Ma ya que llenó fallas que cortan un paquete de ignimbritas cuya edad es de ~23 Ma (Scheubel *et al.*, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999).

El extremo sur de la SMO también puede contener recursos energéticos para la región circundante. El reconocimiento de manifestaciones termales en los grábenes de Tlatenango y Juchipila ha despertado interés en los últimos años, ya que podrían representar una potencial fuente de energía geotérmica (e.g., Cadena-Larriva, 2019; Martínez-Reséndiz, 2020). Dichas manifestaciones tienen temperaturas de 35°–69°C y valores de flujo de calor de 90–150 mWm-2. De acuerdo con estudios geológicos que incluyen análisis petrográficos, geocronológicos y la medición de isótopos radioactivos (e.g., U, Th y K) se infiere que esas temperaturas no están asociadas a actividad magmática reciente, sino a la producción de calor radiogénico en ignimbritas (Martínez-Reséndiz, 2020). Los trabajos antes mencionados representan importantes contribuciones para determinar la presencia de un reservorio geotérmico no convencional en esta cuenca.

28.7 Conclusiones

Las cuencas continentales de Bolaños, Tlaltenango, Juchipila y Teocaltiche son depresiones tectónicas en el extremo suroriental de la SMO, formadas como consecuencia de eventos de extensión que afectaron al occidente de México desde el Oligoceno tardío-Mioceno Tardío. La ocurrencia de sismos históricos en una de ellas sugiere que algunas de las fallas normales siguen activas. El registro estratigráfico que contienen estas cuencas es parcialmente conocido y está mejor documentado en las cuencas de Juchipila y Teocaltiche. Su relleno sedimentario está compuesto por capas de conglomerado, arenisca y lutita, cuya composición está dominada por sedimentos epiclásticos de origen volcánico y en menor medida por capas de caliza y de ceniza volcánica de caída. Las asociaciones de facies reconocidas por distintos autores revela la presencia de sistemas aluviales, fluviales, lacustres y eólicos. A grosso modo, las sucesiones sedimentarias contenidas en las cuencas más orientales abarcan un periodo de depósito más amplio, que comprende un intervalo entre el Oligoceno tardío y el Plioceno Temprano(?) (i.e., cuenca de Teocaltiche). En contraste, en las cuencas ubicadas en la parte occidental del área de estudio, el relleno sedimentario de las mismas es poco conocido y es posible que buena parte de éste haya sido erosionado (i.e., cuenca de Bolaños).

Como se describe en esta contribución, el estudio del relleno sedimentario de las cuencas cenozoicas del occidente de México es fundamental para comprender distintos procesos biológicos, como lo son las rutas de migración y de dispersión de vertebrados, así como el registro de la aparición y desaparición de distintas especies en América del Norte durante el Neógeno. Finalmente, estas cuencas contienen yacimientos minerales probados y reservorios de energía geotérmica que pueden tener el potencial de convertirse en una fuente de energía que debe explotarse de manera ordenada con el fin de que pueda aprovecharse por un largo tiempo.

28.7.1 Agradecimientos

Juárez-Arriaga agradece a la SECIHTI (Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación) antes CONAHCYT por la beca posdoctoral otorgada. Agradecemos también el apoyo económico de los proyectos PAPIIT AG101523 (otorgado a J. Aranda y M. Cerca) y IN102425 (otorgado a Carranza-Castañeda).

28.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuáles son los eventos regionales que han modificado de manera más drástica el relieve del occidente de México en los últimos ~150 Ma?

   a) La actividad magmática y tectónica.
   b) El metamorfismo de contacto.
   c) La formación de plataformas de carbonatos extensas.
   d) El cambio climático global.

2. ¿Qué eventos permitieron la formación de la SMO y la apertura del Golfo de California?

   a) La actividad en el sistema de falla Polochic-Motagua.
   b) La creación de grandes redes hidrográficas que drenaban hacia el Pacífico.
   c) La interacción entre las placas de Farallón, Pacífico y Norteamérica.
   d) El volcanismo en la provincia alcalina del oriente de México

3. ¿En qué lapso de tiempo se formaron las fosas tectónicas del sur de la SMO?

   a) Finales del Mesozoico – Cenozoico.
   b) Plioceno – Cuaternario.
   c) Oligoceno – Mioceno.
   d) Mioceno – Plioceno.

4. ¿En qué estados de la República Mexicana se localizan las cuencas extensionales del extremo meridional de la SMO que son tratadas en este capítulo?

   a) En el norte de Zacatecas y norte de Durango.
   b) En el este de Jalisco y occidente de San Luis Potosí.
   c) En el sur de Zacatecas, norte de Jalisco y Nayarit.
   d) En el centro y norte de Coahuila.

5. ¿Qué tipo de rocas componen el Supergrupo Volcánico Superior?

   a) Rocas sedimentarias de origen submarino.
   b) Rocas ígneas y metamórficas del basamento cristalino de la Sierra Madre Oriental.
   c) Rocas sedimentarias e ígneas asociadas al terreno Guerrero.
   d) Rocas silícicas y felsíticas (ignimbritas y derrames de lava silíceos).

6. ¿De dónde provienen la mayoría de los fragmentos líticos depositados en las cuencas de Juchipila y Teocaltiche?

   a) Rocas metamórficas intercaladas con las sucesiones sedimentarias que rellenan los grábenes.
   b) Rocas plutónicas del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Oriental.
   c) Rocas del complejo basal cristalino de la Faja Volcánica Trans Mexicana.
   d) Rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental.

7. De acuerdo con las edades U-Pb obtenidas en granos de circón ¿de dónde provienen los sedimentos de grano fino que rellenaron parcialmente a las cuencas de Juchipila y Teocaltiche?

   a) De la erosión de rocas de la plataforma calcárea Valles-San Luis Potosí.
   b) De dos arcos volcánicos, la SMO y la FVTM.
   c) De la erosión de rocas lacustres formadas en el graben de Chapala.
   d) Del cinturón de pliegues y cabalgaduras asociado al Orógeno Mexicano.

8. ¿Qué tipo de depósitos rellenan dominantemente las cuencas de Tlaltenango, Juchipila y Teocaltiche?

   a) Depósitos volcánicos silícicos y sedimentarios continentales pobremente consolidados.
   b) Depósitos sedimentarios carbonatados de origen marino.
   c) Depósitos evaporíticos y carbonatados lacustres.
   d) Depósitos volcánicos de composición máfica y sedimentarios costeros pobremente consolidados.

9. La formación Juchipila está constituida:

   a) Exclusivamente por depósitos piroclásticos de caída.
   b) Por depósitos sedimentarios marinos que incluyen ostrácodos y peces fósiles.
   c) Por una sucesión marina dominada por lutita, caliza y dolomía, con ostrácodos y peces fósiles abundantes.
   d) Por una sucesión dominada por lutita y arenisca tobácea, en menor proporción por caliza de agua dulce, diatomita y depósitos volcánicos de caída.

10. ¿Por qué los grábenes no continúan hacia el sur de la SMO?

a) Por el aumento en el espesor del relleno sedimentario que colmató a la cuenca.
b) Por el desplazamiento del Bloque de Chortis.
c) Por la intersección con estructuras en el borde septentrional del *rift* Tepic-Zacoalco.
d) Por la transferencia de la extensión hacia el Golfo de California.

11. ¿Cuál es el grupo faunístico más abundante registrado en las cuencas de Teocaltiche y Juchipila durante el Mioceno Tardío?

a) Proboscídeos.
b) Camélidos.
c) Équidos.
d) Carnívoros.

12. ¿Qué importancia tiene el hallazgo de Dinohippus mexicanus en la cuenca de Juchipila?

a) Representa el primer registro de équidos en Centroamérica.
b) Es el único équido que se encuentra en ambas cuencas.
c) Corresponde al registro más antiguo conocido de este taxón.
d) Fue descrito originalmente en California.

13. ¿Qué evidencia sustenta la hipótesis de una dispersión intracontinental de *Enhydritherium terraenovae* cruzando la Divisoria Continental de América del Norte?

a) Su presencia en ambientes marinos de Florida y California.
b) Su ausencia en ambientes costeros de América del Norte.
c) Su registro fósil en la cuenca de San Miguel de Allende.
d) Su registro fósil en la cuenca de Juchipila.

14. ¿Qué antilocápridos encontrados en las cuencas extensionales muestran un retraso en su extinción respecto a otros registros norteamericanos y fomentan la hipótesis de que el centro de México fue un refugio de faunas?

a) *Sphenophalos sp.* y *Antilocapra americana.*
b) *Cosoryx sp.* y *Plioceros sp.*
c) *Camelops* y *Megatylopus.*
d) *Astrohippus* y *Neohipparion.*

15. ¿Cuál de los siguientes hallazgos representa el registro más antiguo de un migrante sudamericano en México?

a) *Pliometanastes sp.*
b) *Gomphotherium hondurensis.*
c) *Borophagus secundus.*
d) *Huracan sp.*

16. ¿Qué proceso geológico generó el espacio de acomodación necesario para la acumulación de sedimentos en las cuencas extensionales del extremo suroriental de la SMO?

a) El emplazamiento de ignimbritas durante el Mioceno Tardío.
b) La expulsión de lavas basálticas a través de las fallas marginales de los grábenes.
c) El movimiento en las fallas normales que bordean los grábenes.
d) La llegada de cenizas volcánicas de caída procedentes de fuentes extracuenca.

17. ¿Cuáles son las principales premisas que se tienen en el modelo presentado en esta contribución para la formación de las cuencas extensionales en el extremo suroriental de la SMO?

a) Que el graben es simétrico y que se desarrolló a partir de una superficie horizontal bajo la cual existe una sucesión volcánica potente.
b) Que el graben es simétrico y que se desarrolló sobre una antigua estructura extensional del terreno Guerrero que es su basamento.
c) Que el graben no es simétrico y que se desarrolló a partir de fallas secundarias presentes en rocas sedimentarias marinas.
d) Que el graben no es simétrico y que se formó directamente sobre rocas sedimentarias marinas y metamórficas del terreno Guerrero.

18. De acuerdo con el modelo presentado en esta propuesta, conforme la extensión progresó y se formaban nuevos pares de fallas con el mismo rumbo que el par original ¿qué pasa con todas estas fallas?

a) Se traslaparon y conectaron formando estructuras cada vez más grandes en términos de longitud y desplazamiento vertical. Se formaron fallas segmentadas en los bordes de los grábenes.
b) Se forman sistemas conjugados de fallas que favorecieron la erosión fluvial y desgaste de masas.
c) Se desarrolló un pliegue y una cabalgadurea en el fondo del graben por acortamiento cortical.
d) El desplazamiento vertical de las fallas disminuyó a cero y la deformación continuó generando en la región grábenes con distintas orientaciones.

19. ¿Cuál es la principal provincia metalogénica en México?

a) La Faja Volcánica Transmexicana.
b) La Mesa Central.
c) La Sierra Madre Occidental.
d) La Sierra Madre Oriental.

20. El reconocimiento de manifestaciones termales en algunas de las cuencas extensionales en el extremo suroriental de la SMO es importante debido a que:

a) Se descarta por completo la acumulación de recursos minerales metálicos en la región.
b) Indican la formación de una nueva estructura volcánica en la región.
c) Pueden indicar la presencia de un posible reservorio geotérmico no convencional.
d) Muestran la inestabilidad tectónica de la región y constituyen un potencial riesgo para la población.

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	d)	11.	c)	16.	c)
2.	c)	7.	b)	12.	c)	17.	a)
3.	c)	8.	a)	13.	d)	18.	a)
4.	c)	9.	d)	14.	b)	19.	c)
5.	d)	10.	c)	15.	a)	20.	c)

28.9 Bibliografía

Aguirre-Díaz, G., & Labarthe-Hernández, G. (2003). Fissure ignimbrites: Fissure source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relation with *Basin and Range* faulting. *Geology, 31*(9), 773-776.

Aguirre-Díaz, G.J., & McDowell, F.W. (1991). The volcanic section at Nazas, Durango, México, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of Geophysical Research, 96*(B8), 13373-13388.

Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J. & Gutiérrez-Palomares, I. (2008). The Ignimbrite Flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. In J. Gottsmann & J. Martí (Eds.) *Caldera volcanism: Analysis, Modelling and response* (Developments in Volcanology 10, pp. 143-180). Elsevier.

Aguirre-Díaz, G.J., Tristán-González, M., Gutiérrez-Palomares, I., Martí, J., López-Martínez, M., Labarthe-Hernández, G., & Nieto-Obregón, J. (2021). Graben type calderas: The Bolaños case, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 417, 107315.* https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107315

Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., & Wallace, P.J. (1991). Pliocene–recent *rifting* in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrane in the making. In J.P., Dauphin, B.R.T. Simoneit (Eds.) The Gulf and Peninsular Province of the Californias. *American Association of Petroleum Geology Memoir, 47,* pp. 425–445.

Aranda-Gómez J.J., Carranza-Castañeda, O., Cervantes Corona, J., Wang, X., Tseng Zhijie, J., Troncoso Altamirano, H., & Chávez-Cabello, G. (2008). Los sedimentos continentales (formación Juchipila) en la región entre Apozol y Tabasco, Zacatecas [resumen]. *Geos, 28*(2), 190.

Aranda-Gómez, J.J. (1989). Geología preliminar del graben de Aguascalientes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 8*(1), 22-32.

Aranda-Gómez, J.J., Carranza-Castañeda, O., Wang, X., Tseng, Z.J., & Pacheco-Castro, A. (2018). Notes on the origin of extensive endorheic regions in central and northern Mexico, and some implications for paleozoogeography. *Journal of South American Earth Sciences, 83,* 55–67. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.02.003

Bryan, S.E., Ferrari, L., Reiners, P.W., Allen, C.M., Petrone, C., Ramos-Rosique, A., & Campbell, I.H. (2008). New Insights into Crustal Contributions to Large-volume Rhyolite Generation in the Mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, Revealed by U-Pb Geochronology. *Journal of Petrology, 49*(1), 47-77. doi:10.1093/petrology/egm070

Cadena Larriva, M. (2019). *Estratigrafía y estructura del transecto Jalpa, centro-norte del graben de Juchipila, Zacatecas, Sierra Madre Occidental* [Tesis de licenciatura]. Universidad de Guanajuato. Repositorio Institucional de la Universidad de Guanajuato.

Caravella, J. C. (1985). *Lacustrine deposits in northeastern Yahualica de Gonzales Gallo Quadrangle, Jalisco, Mexico* [Tesis de Maestría no publicada]. University of New Orleans.

Carranza-Castañeda, O. (2018). Early and Late Hemphillian records of Gomphotherium honudrensis (Mammalia, Proboscidea) from central Mexico. In S.G. Lucas, & R.M. Sullivan, (Eds.) *Fossil Record 6* (Bulletin 79, pp. 83-98). New Mexico Museum of Natural History and Science.

Carranza-Castañeda, O. (2022). Two species of gomphotheriids (mammalia-proboscidea) collected in early Blancan deposits of central Mexico, Rhynchotherium falconeri and the first record of Rhynchotherium browni outside of Sonora: a comparison. In G.S. Morgan, J.A. Baskin, N.J. Czaplewski, S.G. Lucas, H.G. McDonald, J.I. Mead, R.S. White, & A. Jr. Lichtig (Eds.) Late Cenozoic vertebrate paleontology: Tribute to Arthur H. Harris. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin 88,* 59-76.

Carranza-Castañeda, O., & Miller, W.E. (2004). Late Tertiary terrestrial mammals from Central Mexico and their relationship to South American immigrants. *Revista Brasileira de Paleontologia, 7*(2), 249-261.

Carranza-Castañeda, O., Aranda Gómez, J.J., Aguirre Díaz, G. y Nieto Obregón, J. (2006). Estratigrafía del Terciario tardío en la cuenca de Juchipila-Jalpa, estado de Zacatecas y sus implicaciones para el gran intercambio de faunas entre las américas [resumen]. *Geos, 26*(1), 132.

Carranza-Castañeda, O., Aranda-Gómez, J.J., Wang, X., & Iriondo, A. (2013). The early-late Hemphillian (Hh2) faunal assemblage from Juchipila basin, state of Zacatecas, Mexico, and

its biochronologic correlation with other Hemphillian faunas in Central Mexico. *Contributions in Science, 521,* 13-49.

Carranza-Castañeda, O., Wang, X., Aranda-Gómez, J.J., Tseng, Z.J., Troncoso Altamirano, H. y Cervantes Corona, J. (2008). Mastofauna del Terciario tardío de la formación Juchipila, estado de Zacatecas, y su correlación bioestratigráfica con las faunas del centro de México [resumen]. *Geos, 28*(2), 191.

Cartwright, J.A., Mansfield, C. & Trudgill, B. (1996). The growth of normal faults by segment linkage. In P.G. Buchanan & D.A. Nieuland (Eds.) Modern developments in structural interpretation, validation and modelling. *Geological Society of America Special Publication 99,* 163-177.

Castillo-Reynoso, J.C., Ferrari, L., Billarent-Cedillo, A., Levresse, G., & Inguaggiato, C. (2022). Unraveling the origin of geothermal heat in absence of recent volcanism: The Santiago Papasquiaro hydrothermal area, Central-Eastern Sierra Madre Occidental, México. *Geothermics 104,* 102432. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102432

Contreras, J., Anders, M.H. & Scholz, C.H. (2000). Growth of a normal fault system: observations from the Lake Malawi basin of the East African rift. *Journal of Structural Geology, 22,* 59-168.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology, 27*(4), 303-306.

Ferrari, L., López-Martínez, M. & Rosas-Elguera, J. (2002). Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics, 21*(4), 10.1029/2001TC001302

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., López-Martínez, M., & Silva-Fragoso, A. (2018). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews, 183,* 115-152. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006

Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., & Romero-Rios, F. (2000). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. Geological Society of America. In H. Delgado-Granados, G. Aguirre-Díaz, J.M. Stock (Eds.) Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico. *Geological Society of America Special Paper 334,* 65-83.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. y Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57*(3), 343-378.

Fisher, R.V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews, 1,* 287-298.

Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., & Carmichael, I.S.E. (2007). A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of *rifting* between the Jalisco block (Mexico) and North America. *GSA Bulletin 119* (1-2), 49–64. doi: https://doi.org/10.1130/B25950.1

González-Cervantes, N., Aranda-Gómez, J.J., Carranza-Castañeda, O. y Ortega-Obregón, C. (2019). Edad y origen de la paleocuenca continental de Teocaltiche, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 36*(3), 393-410. DOI: http://dx.doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.3.1391

Gutiérrez-Palomares, I. (2008). *La ignimbrita Alacrán, Bolaños, Jalisco. Características físicas y distribución* [Tesis de maestría] Universidad Nacional Autónoma de México. TESIUNAM.

Henry, C.D., & Aranda-Gómez, J.J. (2000). Plate interactions control middle – late Miocene, proto-Gulf and *Basin and Range* extension in the southern basin and Range. *Tectonophysics, 318,* 1–26.

Henry, C.D., & Aranda-Gómez, J.J., (1992). The real southern *Basin and Range*: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology, 20,* 701-704.

Jiangzuo, Q., Flynn, J.J., Wang, S., Hou, S., & Deng, T. (2023). New Fossil Giant Panda Relatives (Ailuropodinae, Ursidae): A Basal Lineage of Gigantic Mio-Pliocene Cursorial Carnivores. *American Museum Novitates, 3996,* pp. 1-71.

Jiménez-Hidalgo, E., & Carranza-Castañeda, O. (2010). Blancan camelids from San Miguel de Allende, Guanajuato, Central Mexico. *Journal of Paleontology 84*(1), 51-65.

Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Stockli, D.F., & Solari, L. (2019). Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, north-central and northeastern Mexico. *International Geology Review.* https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1581848.

Lahiere, L. (1982). *Petrology of Lacustrine deposits, Juchipila quadrangle, Zacatecas, Mexico* [Tesis de maestría no publicada]. University of New Orleans.

Lopez, J.C. (1991). *Stratigraphy and petrology of Miocene-Pliocene lacustrine deposits, Juchipila quadrangle, Zacatecas, Mexico* [Tesis de maestría no publicada]. University of New Orleans.

Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., & Carmichael, I.S.E. (1985). Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading ridge jump. *Geology, 13,* 54–57.

Lyons, J.I. (1988). Geology and ore deposits of the Bolaños Silver District, Jalisco, Mexico. *Economic Geology, 83,* 1560-1582.

Martin, E.S. & Watters, T.R. (2022). Displacement-length scaling relations of nearside graben: evidence of restricted normal faults on the Moon. *Icarus, 388*. 115215, 1-15.

Martínez Reséndiz, E.V. (2016). *Petrología y geoquímica del vulcanismo máfico del Mioceno en la porción sur de la Sierra Madre Occidental* [Tesis de licenciatura]. Universidad Nacional Autónoma de México. TESIUNAM.

Martínez Reséndiz, E.V. (2020). *Estudio geológico del sector centro y sur del graben de Juchipila, Jal., Zac., México* [Tesis de maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México. TESIUNAM.

Mata-Castillo, C. (2018). *Temporalidad del magmatismo en el graben de Bolaños y sus implicaciones metalogenéticas.* [Tesis de maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México. TESIUNAM.

McDowell, F.W., & Keizer, R.P. (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 88,* 1479–1487.

Montellano-Ballesteros, M. (1997). New vertebrate locality of late Hemphillian age in Teocaltiche, Jalisco, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14*(1), 84-90.

Montgomery, D.R., & López-Blanco, J. (2003). Post-Oligocene river incision, southern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geomorphology, 55,* 235-247.

Nieto-Obregón, Delgado-Argote, L. y Damon, P.E. (1981). Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. In Memoria técnica XIV (pp. 327–361). Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México.

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S. y Camprubí, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57*(3), 285-318.

Nieto-Samaniego, A.F., Del Pilar-Martínez, A., Suárez-Arias, A.M., Ángeles-Moreno, E., Alaniz-Álvarez, S.A., Levresse, G., Xu, S., Olmos-Moya, M.J.P. y Báez-López, J.A. (2023). Una revisión de la geología y evolución tectónica cenozoicas de la Mesa Central de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 40*(2), 187-213. DOI: http://dx.doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2023

Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., & Rosas-Elguera, J. (1999). Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 111*(3), 347-363. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0347:VOCEAV>2.3.CO;2

Roesler, T.A. (1987). *The structure and stratigraphy of part of the Tepechitlan quadrangle, Zacatecas, Mexico.* [Tesis de maestría no publicada]. University of New Orleans.

Sánchez-González, A., Vázquez-Tortoledo, R., Romo-Ramírez, J., Calleja-Moctezuma, A. de la y Guerrero-Armenta, A.A. (1998). Carta geológico-minera Aguascalientes F13-9, Ags., Jal., Zac. y Nay. Servicio Geológico Mexicano, 1:250,000. https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/64_F13-9_GM.pdf

Scheubel, F.R., Clark, K.F., & Porter, E.W. (1988). Geology, tectonic environment, structural controls in the San Martin de Bolanos district, Jalisco. Economic *Geology, 83*(8), 1703-1720.

Stock, J.M. & Hodges, K.V. (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics, 8*(1), 99-115.

Suter, M. (2020). The 6 November 1774 MI 6 Bolaños Graben Earthquake (Southern *Basin and Range*, West-Central Mexico): Macroseismic observations and neotectonic implications. *Seismological Research Letters, 91*(5), 2473-2486.

Tedford, R.H., Albright III, L.B., Barnosky, A.D., Ferrusquia-Villafranca, I., Hunt, R.M.Jr., Storer, J.E., Swisher III, C.C., Voorhies, M.R., Webb, S.D., & Whistler, D.P. (2004). Mammalian biochronology of the Arikareean through Hemphillian interval (late Oligocene through Pliocene Epochs). In M.O. Woodburne (Ed.) *Late Cretaceous and Cretaceous and Cenozoic mammals of North America* (pp. 169-231). Columbia University Press. https://doi.org/10.7312/wood13040-008

Tseng, Z.J., Pacheco-Castro, A., Carranza-Castañeda, O., Aranda-Gómez, J.J., Wang, X., & Troncoso, H. (2017). Discovery of the fossil otter Enhydritherium terraenovae (Carnivora, Mammalia) in Mexico reconciles a paleozoogeographic mystery. *Biology Letters, 13,* 20170259, 1-5. http://dx.doi.org/10.1098/rsbl.2017.0259

Valencia-Moreno, M., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., Calmus, T., Noury, M., & Mendívil-Quijada, H. (2021). The Cretaceous-Eocene Mexican Magmatic Arc: conceptual framework from geochemical and geochronological data of plutonic rocks. *Earth Science Review, 220,* 103721. https://doi.org/10.1016/j

Webber, K.L., Fernandez, L.A., & Simmons, W. B. (1994). Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, southern Sierra Madre Occidental, Juchipila Zacatecas, México. *Geofísica Internacional, 33*(1), 77-89.

Woodburne, M.O. (2010). The Great American Biotic Interchange: Dispersals, tectonics, climate, sea level and holding pens. *Journal of Mammalian Evolution, 17,* 245-264. DOI 10.1007/s10914-010-9144-8.

29 Paleocuenca continental de Teocaltiche, Jalisco, México: un medio graben del Neógeno

Norma González Cervantes, José Jorge Aranda Gómez, Oscar Carranza Castañeda, Carlos Ortega Obregón y Edgar Juárez Arriaga

Sumario

29.1. Resumen
29.2. Abstract
29.3. Introducción
29.4. Generalidades
29.4.1. Ubicación
29.4.2. Estado del arte
29.5. Desarrollo del tema
29.5.1. Tipo de Cuenca
29.5.2. Descripción General
29.5.3. Sedimentología
29.5.4. Estratigrafía
29.5.5. Geología Estructural
29.5.6. Contenido paleontológico
29.5.7. Evolución geológica
29.5.8. Propuesta de modelo de cuenca
29.6. Consideraciones económicas
29.7. Conclusiones
29.7.1. Agradeciemientos
29.8. Autoevaluación
29.9. Bibliografía

29.1 Resumen

La paleocuenca de Teocaltiche (PCT) está en el centro de México. Sus sedimentos son lacustres, fluviales y tobas de caída. La formación, desarrollo y apertura de cuenca fueron por procesos tectónicos, volcánicos y erosionales desarrollados durante el Neógeno. El factor primordial en su formación fue la extensión cortical que produjo al graben NNE-SSW de Aguascalientes y al semigraben NE-SW de Teocaltiche. Los depósitos de esta paleocuenca son siliciclásticos, químicos y bioquímicos, y sus tobas son de intra- y extra-cuenca. El alcance temporal del relleno de la paleocuenca, inferido usando edades U-Pb en granos de circón es ~28.6Ma a ~7.6Ma.

En algunas localidades hay vertebrados fósiles del Henfiliano temprano, semejantes a los fósiles documentados en las cuencas de Juchipila, Tlaltenango y Camotlán, incluidos también contenidos en depósitos fluvio-lacustres. Por tanto, en el extremo meridional de la Sierra Madre Occidental (SMOcc) existieron simultáneamente lagos durante el Mioceno Tardío. La ausencia de fósiles del Blancano indica que la apertura de las cuencas sucedió antes del inicio del Blancano (Plioceno Temprano: ~4.7 Ma).

El rechazo vertical de las fallas normales del *rift* Tepic-Zacoalco causó un ajuste isostático en los bloques de piso de esas fallas cerca del extremo meridional de la SMOcc, cerrando las cuencas. La transgresión marina asociada a la apertura del Golfo de California provocó cambios radicales en las redes hidrológicas de la SMOcc. El cambio de gradiente hidráulico de los sistemas fluviales proveyó energía suficiente para "vencer" al levantamiento regional y favoreció la profundización de los cauces y apertura de las cuencas.

29.2 Abstract

The Teocaltiche paleo-basin (PCT) is in central Mexico. Its sediments are lacustrine, fluvial, and ash-fall tuffs. The formation, development, and opening of the basin were caused by a combination of tectonic, volcanic, and erosional processes during the Neogene. The primary factor in the basin formation was

extension that produced the NNE-SSW Aguascalientes graben and the NE-SW Teocaltiche semigraben. The graben-fill sediments in this paleo-basin are siliciclastic, chemical, and biochemical, and its tuffs are intra- and extra-basin. The time span recorded in the succession, inferred from U-Pb ages on zircon grains, is ~28.6Ma to ~ 7.6Ma.

Early Hemphillian vertebrate fossils occur in several localities. These fossils are like those collected in the Juchipila, Tlaltenango and Camotlán basins, which are also enclosed in fluvio-lacustrine sediments. Therefore, during the Late Miocene several lakes simultaneously existed in the basins of the southern end of the Sierra Madre Occidental (SMOcc). The absence of Blancan fossils indicates that the opening of the basins occurred before the beginning of that stage (Early Pliocene: ~4.7 Ma).

Fault throw in the north-bounding normal faults of the Tepic-Zacoalco *rift* caused isostatic rebound in the footwall blocks of the faults closing the basins. The marine transgression associated with the Gulf of California opening caused radical changes in the hydrological networks in the SMOcc. The change in the hydraulic gradients of the rivers provided sufficient energy to overcome the effects of the isostatic uplift and favored channel deepening and basin opening.

29.3 Introducción

El estudio de las paleocuencas intercontinentales lleva a entender la evolución estratigráfica, tectónica y biológica de una región, que en nuestro caso es el extremo sudoriental de la SMOcc. La PCT se formó por eventos volcánicos y tectónicos desarrollados durante el Cenozoico, mismos que provocaron cambios profundos en el relieve en la región. Los eventos tectono-magmáticos desde el Oligoceno produjeron pulsos volcánicos y de extensión casi simultáneos (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), provocando la formación y/o reactivación de fallas normales en la Mesa Central (MC) y la SMOcc. Las fosas tectónicas NNE-SSW fueron parcialmente rellenadas por sedimentos siliciclásticos, en algunos lugares intercalados con materiales volcánicos. Estos fenómenos sucedieron en toda la parte meridional de la SMOcc originando los grábenes de Bolaños, Juchipila y

Tlaltenango (Lahiere, 1982; López, 1991; Martínez-Reséndiz, 2020; Aguirre-Díaz *et al.*, 2021), así como al semigraben de Teocaltiche (Caravella, 1985; González-Cervantes *et al.*, 2019) (Figura 29.1b).

Las características sedimentológicas de las cuencas intercontinentales son condicionadas por la tectónica y el clima. Estos factores determinaron la geometría y límites de las cuencas y su registro sedimentológico. Las litologías y estructuras sedimentarias principales, así como los mecanismos inferidos de formación de las cuencas continentales ayudan a interpretar los ambientes específicos de sedimentación. Pero cabe plantearse la pregunta ¿cuáles son las características distintivas de estos ambientes? Selley (1976) enumera una serie de rasgos distintivos: la geometría, el conjunto de elementos que definen la arquitectura del sistema sedimentario, las estructuras sedimentarias primarias, litología, distribución de fósiles y el patrón de paleocorrientes.

Los elementos descriptivos empleados en los modelos de facies se dividen en litofacies y biofacies. Así, es necesario documentar asociaciones de varias litofacies, determinar su sucesión y el arreglo lateral en que se presentan, lo que lleva a inferir ambientes sedimentarios más específicos.

29.4 Generalidades

29.4.1 Ubicación

La PCT se localiza en la parte norte de la zona denominada regionalmente como Altos de Jalisco, y se ubica en varios municipios de Jalisco como Teocaltiche, Yahualica, Mexticacán, Cañadas de Obregón, Jalostotitlán, San Juan de los Lagos y Encarnación de Díaz, así como parte del municipio de Aguascalientes (Figura 29.1). Fisiográficamente, la PCT se ubica en el límite transicional entre las provincias geológicas de la MC, SMOccc y la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM) (Figuras 29.1a y 29.1b). Dentro del área de estudio resalta un río cuyas aguas fluyen de norte a sur, el cual al norte del área lleva como nombre río San Pedro, mientras que al sur se le conoce como río Verde. Este río actualmente se represa en la zona de la presa El Zapotillo, a partir de la cual se puede delimitar

la cuenca hidrológica que influye en la zona de la PCT, dentro de la cuenca regional Lerma-Santiago y que se muestra en la figura 29.1b. Dicha cuenca se delimitó mediante el simulador SIATL (INEGI, 2010). Cabe señalar que aguas abajo de El Zapotillo el río se atrinchera, mientras que al norte de ese sitio la corriente fluye sobre el relleno sedimentario de la PCT.

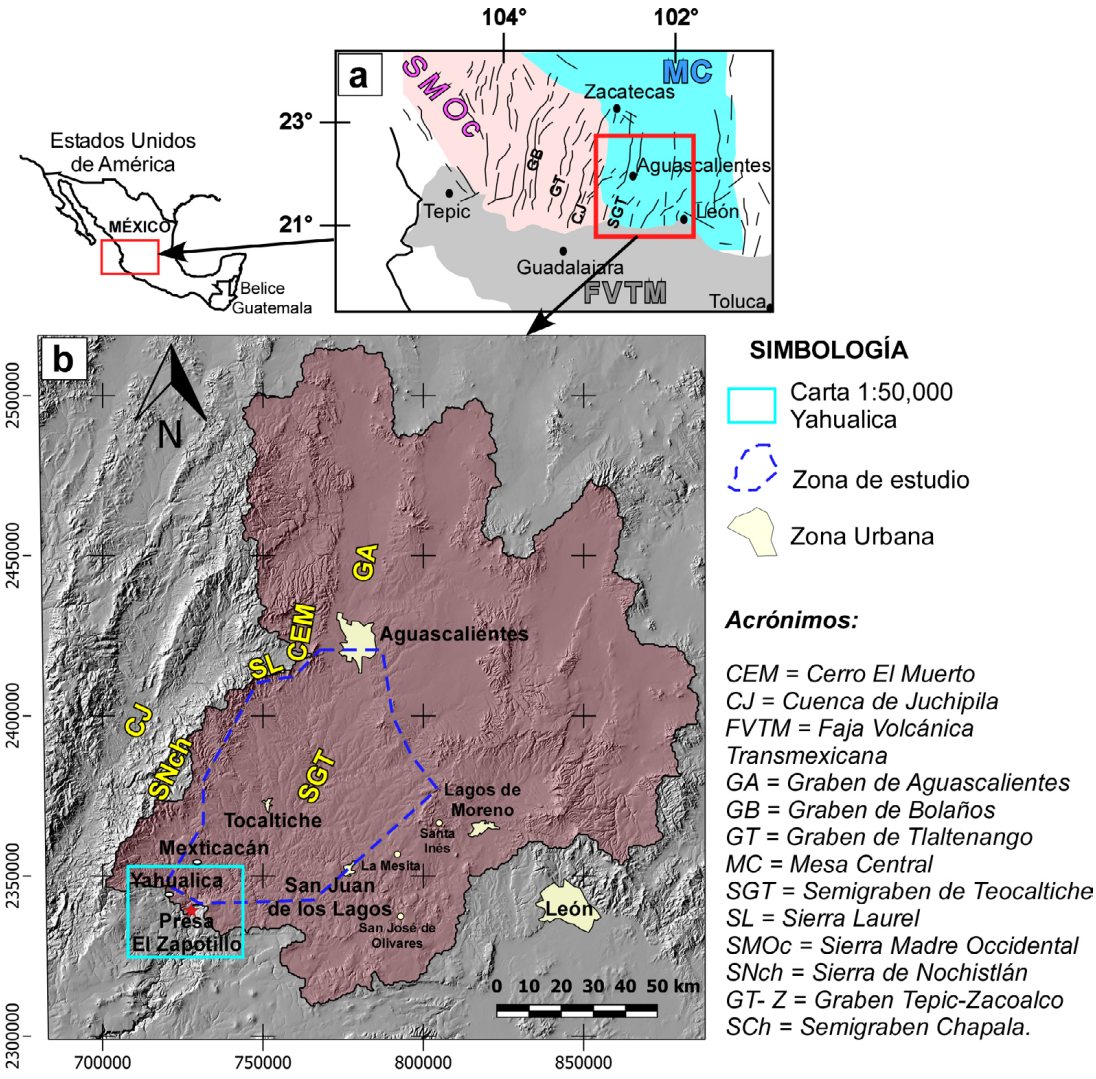


Figura 29.1. Localización de la paleocuenca Teocaltiche. (a) Diagrama en donde se muestra la ubicación aproximada de la Figura 1b con relación a las tres provincias geológicas que confluyen en la región. (b) Mapa de relieve sombreado en donde muestran algunos rasgos orográficos y poblaciones cercanas a la PCT. El área coloreada muestra la cuenca hidrológica actual del río San Pedro – Verde. La mayor parte de la figura se localiza en el cuadrante 13Q con un DATUM WGS 84. (Modificada de González-Cervantes *et al.*, 2019).

29.4.2 Estado del arte

Son varios los datos aportados en investigaciones previas que pueden ayudar a entender la evolución y extensión de la PCT. Las condiciones para la aparición de la PCT pudieron presentarse primeramente durante el Cenozoico tardío, durante la acumulación de depósitos sedimentarios intercalados con cenizas y/o lavas volcánicas en las partes topográficamente más bajas del área de Teocaltiche (Figura 29.1b). De hecho, Caravella (1985) hizo un estudio sedimentológico acerca de los depósitos fluvio-lacustres expuestos en el área de Yahualica, Jalisco (Figura 29.1b recuadro en azul claro), y a partir de ese estudio, propuso la hipótesis de una paleocuenca que se extendía desde Yahualica hasta lo que es actualmente la ciudad de Aguascalientes. La porción meridional de la cuenca propuesta por Caravella, tenía como límite occidental a una falla normal maestra localizada al borde oriental del pilar tectónico de la Sierra de Nochistlán (SNch). En su modelo, Caravella propuso que la cuenca fue cerrada por la obstrucción del paleodrenaje por un conjunto de derrames de lava coalescentes, presumiblemente ubicado al sur de Yahualica. Ahora bien, al occidente del área de Teocaltiche se localiza la cuenca de Juchipila (CJ) (Figura 29.1b), ahí se han documentado una sucesión sedimentaria similar llamada informalmente Formación Juchipila (Lahiere, 1982; López, 1991; Carranza-Castañeda *et al.*, 2013). Esos depósitos fluvio-lacustres y aluviales descansan en incorfomidad estratigráfica sobre rocas volcánicas de la SMOcc. De acuerdo con los autores citados, la Formación Juchipila tiene el registro litológico de la influencia de movimientos tectónicos contemporáneos a la sedimentación. Es decir, que las fallas maestras de la fosa tectónica de Juchipila estaban activas al tiempo de la acumuación de la sucesión sedimentaria que rellenó parcialmente al graben. Otro dato importante es que las edades isotópicas U-Pb obtenidas en granos de circón derivados de tobas de caída en localidades fosilíferas varía entre 6.95 - 5.59 Ma y son congruentes con las edades bioestratigráficas de fósiles de vertebrados del Henfiliano (~6.8-4.75 Ma) (Carranza-Castañeda *et al.*, 2013). En una comparación que se hizo de los ostrácodos antiguos con los actuales, López (1991) infirió la existencia de un lago perenne abierto desarrollado en un clima cálido, mientras que la fauna de vertebrados fósiles colectados hasta ahora sugiere un ambiente similar al de las sabanas abiertas (Carranza-Castañeda *et al.*, 2013).

Con lo anteriormente señalado, se establece una comparación entre ambas paleocuencas, donde se reconoce que en la PCT existió una evolución sedimentológica similar a la ocurrida en el paleolago de Juchipila, y que estas dos cuencas fueron en parte contemporáneas.

29.5 Desarrollo del tema

29.5.1 Tipo de Cuenca

La paleocuenca de Teocaltiche es una cuenca sedimentaria continental relacionada a fosas y pilares tectónicos. Las fosas son geoformas que permiten acumular sedimentos en respuesta a la actividad en las fallas normales que las bordean y/o a cambios climáticos de larga duración. En parte, el entrampamiento de los sedimentos puede ser influenciado por el bloqueo de las corrientes axiales o por procesos de subsidencia de partes de la litósfera relacionados al crecimiento progresivo de las fallas (Pettijohn, 1949; Cartwrigth *et al.*, 1996; Allen y Allen, 2005; Contreras *et al.*, 2020). Estas cuencas tienen dimensiones muy variables, que van de cientos de metros hasta decenas o cientos de kilómetros. Dentro de las cuencas sedimentarias continentales relacionadas a ambientes tectónicos se puede mencionar a las cuencas de *rift* intracontinentales las cuales son estructuras alargadas importantes por su abundancia y acumulación de sedimentos, en ellas se forman grabenes y más frecuentemente, semigrabenes.

Los rifts, y en consecuencia los grabenes o semigrabenes en ellos, tienen diferentes etapas evolutivas en el desarrollo de la cuenca, por lo que cada una tendrá un estilo determinado de sedimentación o relleno. Además, debe considerarse que el balance hidrogeológico depende a su vez del clima, el cuál varía a través del tiempo, mientras que la tectónica es el segundo factor importante en la sedimentación.

Los efectos que tiene la tectónica en la sedimentación en estas cuencas es que influye en: 1) la naturaleza del sedimento, 2) la tasa de suministro de sedimentos, 3) la tasa de depósito, 4) los ambientes de depósito, 5) el origen de las

rocas fuente y, 6) el arreglo en la sucesión vertical (la arquitectura estratigráfica del relleno sedimentario) (Pettijohn, 1949). El balance hidrogeológico en el momento de la sedimentación influye en la relación entre el espacio de acomodación y el aporte de sedimentos (Bohacs *et al.*, 2000). Al mismo tiempo, el relleno de sedimentos de estas estructuras se basa también en la geometría y fisiografía de la cuenca. Los parámetros básicos que controlan la geometría de las cuencas son la dirección de los esfuerzos tectónicos, la tasa de desplazamiento (rebote vertical o *throw*) en las fallas maestras y si las fallas marginales actuaron de manera simultánea o no.

En el área de Teocaltiche hay el registro de un sistema lacustre que incluye depósitos fluviales y aluviales. Una buena parte de los sedimentos provenían de las montañas que bordean a la paleocuenca, principalmente en la parte poniente del área. Otra fuente importante de sedimentos fueron las redes fluviales más extensas en el bloque de techo del semigraben. En el diagrama de la figura 29.2 se representan los elementos más importantes asociados a un sistema fluvio-lacustre desarrollado en un semigraben por el que fluía un río axial que pudo o no ser parcial o totalmente bloqueado (no mostrado en el dibujo). La actividad en la falla maestra al occidente de la cuenca condujo a la formación de un lago perenne sobre el bloque de techo, al pie del escarpe de falla. La sedimentación sucedió, al menos en parte, mientras la falla estaba activa, por lo que la actividad sísmica recurrente creaba espacio de acomodación en la cuenca para la acumulación de sedimentos. En el modelo se asume que los ríos tributarios transversales en el bloque de techo de la estructura eran más largos y drenaban subcuencas hidrológicas más extensas, mientras que los tributarios de las subcuencas hidrológicas en el bloque de piso eran más cortos, pero en ellos el agua fluía con mayor energía, por lo que transportaban sedimentos más gruesos. Aquellos tributarios del bloque de piso afuera de la zona ocupada por el cuerpo de agua desarrollaron abanicos aluviales subaéreos al pie del escarpe de falla. Otros que drenaban directamente en el lago construyeron abanicos-delta pequeños en donde se acumularon sedimentos de grano grueso en un ambiente subacuoso (*fan-deltas*: Holmes, 1965, Nemec, 1993). Otro lugar en donde debió formarse un abanico-delta importante fue en el sitio en donde el río axial vertía el agua y su carga de sedimentos dentro del lago.

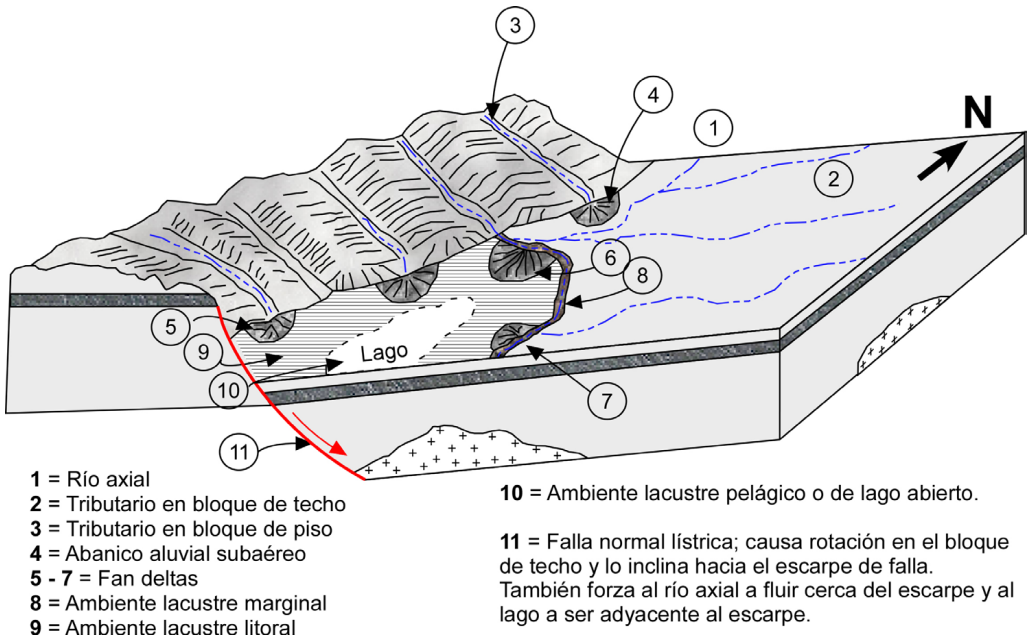


Figura 29.2. Esquema conceptual de la paleocuenca de Teocaltiche (Modificado de González-Cervantes *et al.*, 2019). Se muestran de manera simplificada los principales elementos involucrados en la formación de la cuenca y las posibles fuentes de sedimento, los cuales provinieron de los bloques de techo y de piso del semigraben, y fueron transportados por un río axial y ríos tributarios transversales. Asimismo, se ilustran de manera esquemática los principales ambientes de depósito en el sistema. Adaptado y simplificado de Leeder y Jackson (1993), Platt y Wright (1991) y Banks *et al.* (1995).

Los sedimentos acumulados en la parte lacustre del sistema muestran variaciones litológicas importantes comparados con aquellos materiales acumulados en un ambiente costero ubicado en la zona marginal. La zona costera posiblemente estuvo sujeta a variaciones estacionales del nivel del lago, en donde los sedimentos fueron expuestos periódicamente a condiciones subaéreas. Las litofacies que reconocimos nos permiten infeir que también debió existir una zona litoral dominada por acumulación de sedimentos siliciclásticos y una zona pelágica o de lago abierto cerca del centro del cuerpo de agua. En esta última zona los sedimentos depositados debieron estar dominados por limos y arcillas.

En resumen, los sedimentos acumulados en la margen de la cuenca deben representar ambientes subaéreos como abanicos aluviales en la parte alta de la cuenca, cercana al escarpe falla, ambientes de depósito transicionales en una franja cerca de la línea de costa y lacustres en donde el cuerpo de agua era perenne.

29.5.2 Descripción General

La extensión máxima de la paleocuenca de Teocaltiche en el pasado se desconoce. En la actualidad, la subcuenca hidrológica que se obtiene al bloquear el río San Pedro – Verde en el sitio en donde se ubica la presa El Zapotillo, que es en donde la corriente se atrinchera (forma un cañón excavado en roca) tiene un área de ~3,200 km^2, un perímetro de ~290 km y la longitud de su corriente principal de ~70 km (Figura 29.1). Con base en estas dimensiones y utilizando la clasificación utilizada en estudios hidrológicos para cuencas fluviales (Jardí, 1985) inferimos que su factor de forma (Ff) es de 0.59, al cual le corresponde una forma "amplia", mientras que su Índice de circularidad de Miller de (Ic) de 9×10^{-11}, al cual le corresponde una clasificación "oblonga", es decir, es más larga que ancha, como se demuestra en el análisis geomorfológico e hidrológico.

El análisis de la geomorfología e hidrografía del área de estudio y sus alrededores, junto con el estudio de los mapas de geología regional publicados (e.g., Sánchez-González *et al.*, 1998), permitieron inferir la extensión y la influencia del control estructural en los límites de la paleocuenca. En las figuras 29.3 y 29.4 se observa que el área de estudio es en parte una región que en el pasado fue más o menos plana y suavemente inclinada y que la erosión fluvial ha labrado en ella una red fluvial con un arreglo dendrítico a partir del cauce principal del actual río San Pedro - Verde. En el área entre Teocaltiche, Yahualica y San Juan de los Lagos (Figuras 29.3 y 29.4), la densidad de drenaje es alta o al menos mayor que en el norte del GA, mientras que la topografía está formada por lomeríos suaves, muchas veces con cimas planas. El arreglo dendrítico de la red refleja una resistencia baja a la erosión de los depósitos fluvio-lacustres, pobremente litificados, expuestos o cercanos a la superficie. Hacia el sur, en el área de El Zapotillo, al oriente de Yahualica (Figuras 29.3 y 29.4), la corriente del río San Pedro - Verde se atrinchera (entrenched river), excava en el lecho rocoso y este río axial deja de tener planicies de inundación, que son notablemente mejor desarrolladas entre los poblados Belén del Refugio y San Nicolás (Figuras 29.3 y 29.4). Algo que también se observa es que los afluentes tributarios del río San Pedro - Verde son más cortos hacia el poniente (Figuras 29.3 y 29.4), mientras que los del oriente son más largos, lo que indica una asimetría en la cuenca. Esta característica señala una relación entre la configuración de la red de ríos principales y secundarios con las

características de geométricas de la cuenca hidrográfica, donde las subcuencas hidrográficas más pequeñas (es decir, la localización de los ríos más cortos) son las que se encuentran en el bloque de piso de la falla principal de un semigraben (Frostick y Reid, 1987). De esta manera, la asimetría y desarrollo en la red fluvial de la paleocuenca de Teocaltiche es consistente con el control que ejerció la falla maestra de un semigraben, que en el caso de estudio se ubicaría cerca del borde oriental de la Sierra de Nochistlán. Inferimos que la falla maestra del semigraben debe de estar inactiva desde hace tiempo, por lo que no existe un escarpe de falla "fresco" ni un frente de montaña abrupto y aproximadamente recto. La erosión y la acumulación de sedimentos clásticos cerca del frente de la Sierra de Nochistlán han "enmascarado" al escarpe de falla. En artículos en donde se discute la geología regional del área, Nieto-Samaniego *et al.* (1996, 1999) muestran una falla normal inferida, con rumbo NNE y un bloque hundido al SW en medio del relleno de la cuenca de Teocaltiche. Suponemos que el escarpe de dicha falla está parcialmente oculto por el "retroceso" del borde de la sierra causado por erosión prolongada.

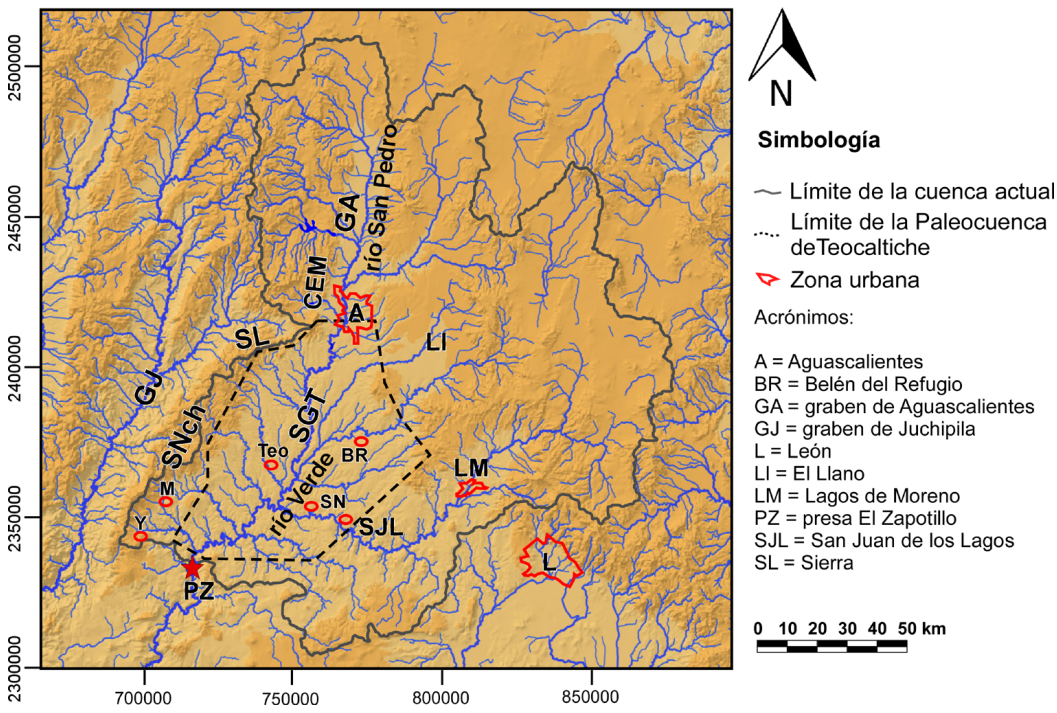


Figura 29.3. Red fluvial en la parte alta de la cuenca hidrológica del río San Pedro - Verde, generada con SIATL (INEGI, 2010). Nótese que los tributarios en la parte oriental de la cuenca del río San Pedro - Verde son considerablemente más largos que aquellos en el lado occidental y que el río axial actual se encuentra más cerca del borde occidental de la cuenca. (Modificada de González-Cervantes *et al.*, 2019).

Vista de manera más regional, la PCT se une a la cuenca del GA. El control estructural en el lado occidental de este conjunto lo ejercen los pilares tectónicos de las sierras de Nochistlán, El Muerto o Picacho y del Laurel (Figura 29.4). El relieve en el lado occidental del conjunto es más abrupto, con alturas que van desde ~1550 msnm en la parte baja del valle hasta ~2580 msnm en la cima de las montañas. Las porciones más altas de esas sierras, así como los frentes de montaña tienen direcciones preferenciales NNE en el sector norponiente del área y cambian a NE-SW en el surponiente, posiblemente reflejando un control estructural (Aranda-Gómez *et al.*, 1989).

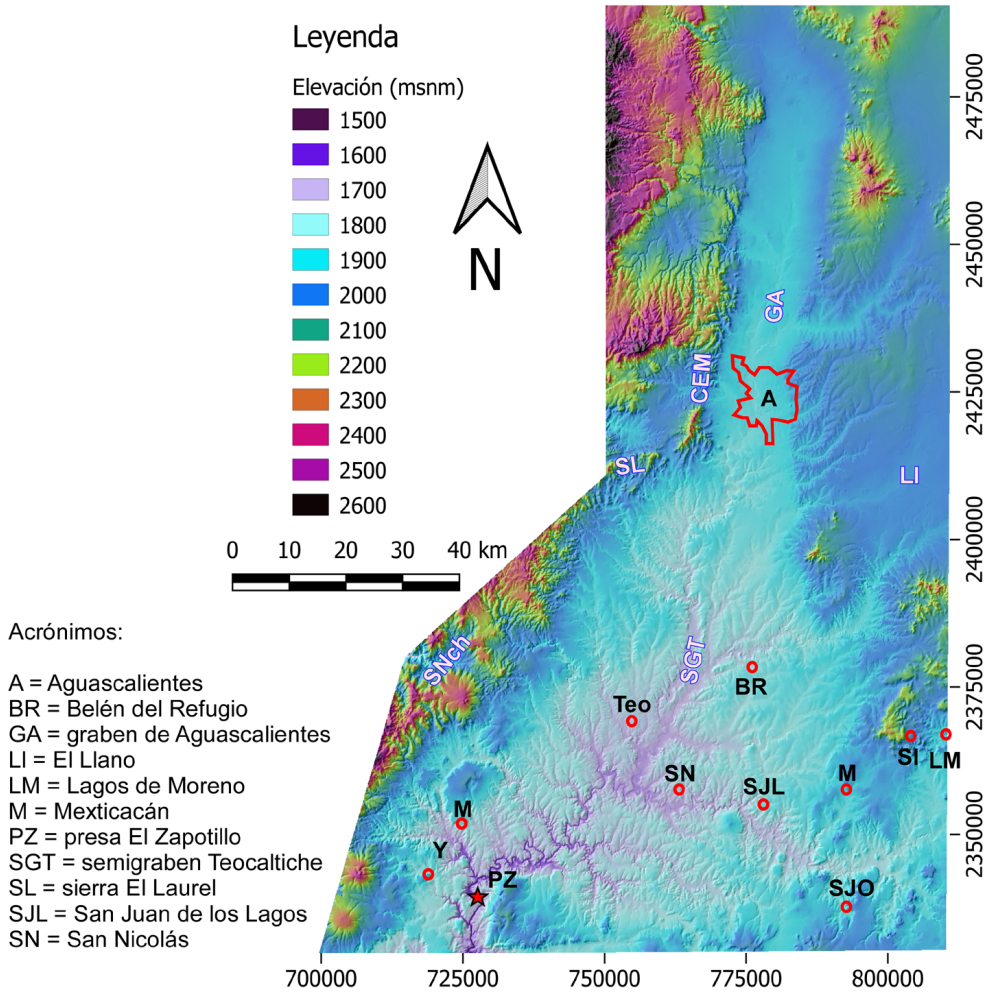


Figura 29.4. Mapa hipsográfico de la zona de estudio, en el que se observa que la red hidrográfica es más densa y la profundidad de los cauces es mayor hacia el sur del área, cerca de El Zapotillo, mientras que el relleno de graben al norte de la ciudad de Aguascalientes está considerablemente menos erosionado. (Modificada de González-Cervantes *et al.*, 2019).

En el sector oriental de área de estudio el relieve es significativamente menos abrupto porque la diferencia entre las alturas del piso de los valles y la cima de las sierras es menor (~800 m comparado con los 1030 m en la parte poniente) y no existen cadenas de montañas continuas, sino que el terreno elevado se presenta como promontorios aislados (¿vestigios erosivos?) o sierras pequeñas (e.g., Santa Inés, La Mesita y San José de Olivares (Figura 29.4) con elevaciones máximas hasta 2,350 msnm (Figura 29.4). En su conjunto, esas partes elevadas tienen una dirección similar a la sierra de Nochistlán al poniente (Figura 29.4) y en los mapas geológicos regionales se les muestra limitadas por fallas normales inferidas (Sánchez-González *et al.*, 1998).

29.5.3 Sedimentología

En términos generales, la sucesión sedimentaria - volcánica de la PCT tiene una gran variabilidad litológica tanto horizontal como vertical. La unidad aquí llamada informalmente "sucesión sedimentaria – volcánica de la cuenca de Teocaltiche" es el relleno parcial volcano-sedimentario de la paleocuenca, la cual se encuentra en las depresiones tectónicas asociadas al semigraben de Teocaltiche y al GA (Figuras 29.1b y 29.4). Con base en las litofacies reconocidas por González-Cervantes (2023) en esta paleocuenca se infirieron los principales ambientes de depósito. Cabe señalar que, en un sentido estricto, las litofacies reconocidas en el área de estudio son diacrónicas, ya que es muy probable que la extensión del lago haya variado repetidamente con el tiempo (Figura 29.5).

El espesor total de la sucesión sedimentaria - volcánica es desconocido. En la localidad de El Zapotillo (UTM 13Q 726541E, 2340466N) por ejemplo, en la porción meridional del área de estudio (Figura 29.4), alcanza hasta 70 m. Mientras que, en la parte norte donde la erosión causada por los ríos actuales es menor y su cauce es poco profundo (Figura 29.4), hay afloramientos con 5 m de espesor expuesto. Cerca de Mexticacán (Figura 29.5), con base a los espesores reportados en un pozo de agua perforado por el IMTA (2007), llamado Potrero-El Zacate (Figura 29.5, coordenadas del brocal del pozo 13Q 734973E, 2357032N), la sucesión sedimentaria - volcánica tiene un espesor de 90 m. Sumando la diferencia de altura entre el brocal del pozo y la cima de las colinas circundantes, en donde

afloran depósitos de esta unidad, se estima un espesor mínimo del relleno sedimentario de 160 m. Debido a que no se cuenta con un contro estratigráfico del pozo, se desconoce si el lecho rocoso encontrado en la perforación es la base de la sucesión sedimentaria - volcánica o si se trata de un cuerpo de roca volcánico intracuenca intercalado en ella.

La ubicación geográfica adentro de la cuenca (Figura 29.5) determina el tipo de depósito dominante en el área; así se pueden distinguir: 1) clásticos, 2) precipitados químicos o bioquímicos y 3) sedimentos mixtos (una combinación de clásticos y precipitados químicos). En algunos sitios también se pueden observar derrames de lava máfica o ignimbritas intercaladas en la sucesión sedimentaria. En muchos afloramientos se encuentra uno o más depósitos de ceniza volcánica de caída, intercalados con rocas epiclásticas o precipitados químicos o bioquímicos. Por las características litológicas de los depósitos de ceniza volcánica (esquirlas de vidrio aisladas, selección, tamaño de grano y morfología de las capas "que mantean" a las rocas que sobreyacen) se les interpreta como depósitos intermedios a distales de erupciones volcánicas explosivas.

En la figura 29.5, la sección A - A' - A" recorre la parte centro del área de estudio en una dirección que sigue burdamente el rumbo del conjunto estructural formado por el GA al norte y el semigraben de Teocaltiche al sur. En la sección se pueden observar depósitos de grava, arena y limo que corresponden a abanicos aluviales acumulados en el graben Aguascalientes. A 25 km al sur del punto A (Figura 29.5), cerca de la población de San Pedro, está expuesta una lava pre-cuenca, de composición intermedia a máfica, la cual es sobreyacida por los depósitos fluviales de la PCT. A partir de ese punto y hacia el centro del área de estudio se observan unidades compuestas por capas de lutita, marga y caliza de agua dulce, que se interpretan como depósitos pelágicos de lago abierto. Estas litofacies son las que predominan en el centro del área de estudio y cubren a derrames de lavas riolíticas pre-cuenca que están expuestas cerca de la población de San Pedro. También hay depósitos de arenisca y limolita (ambiente lacustre interno), las cuales se localizan en el flanco poniente de la cuenca. Hacia la parte suroeste de esta sección se observan depósitos de arenisca de grano medio a fino que fueron acumuladas en un ambiente litoral. Esta litofacie se acumuló sobre rocas ignimbríticas félsicas pre-cuenca.

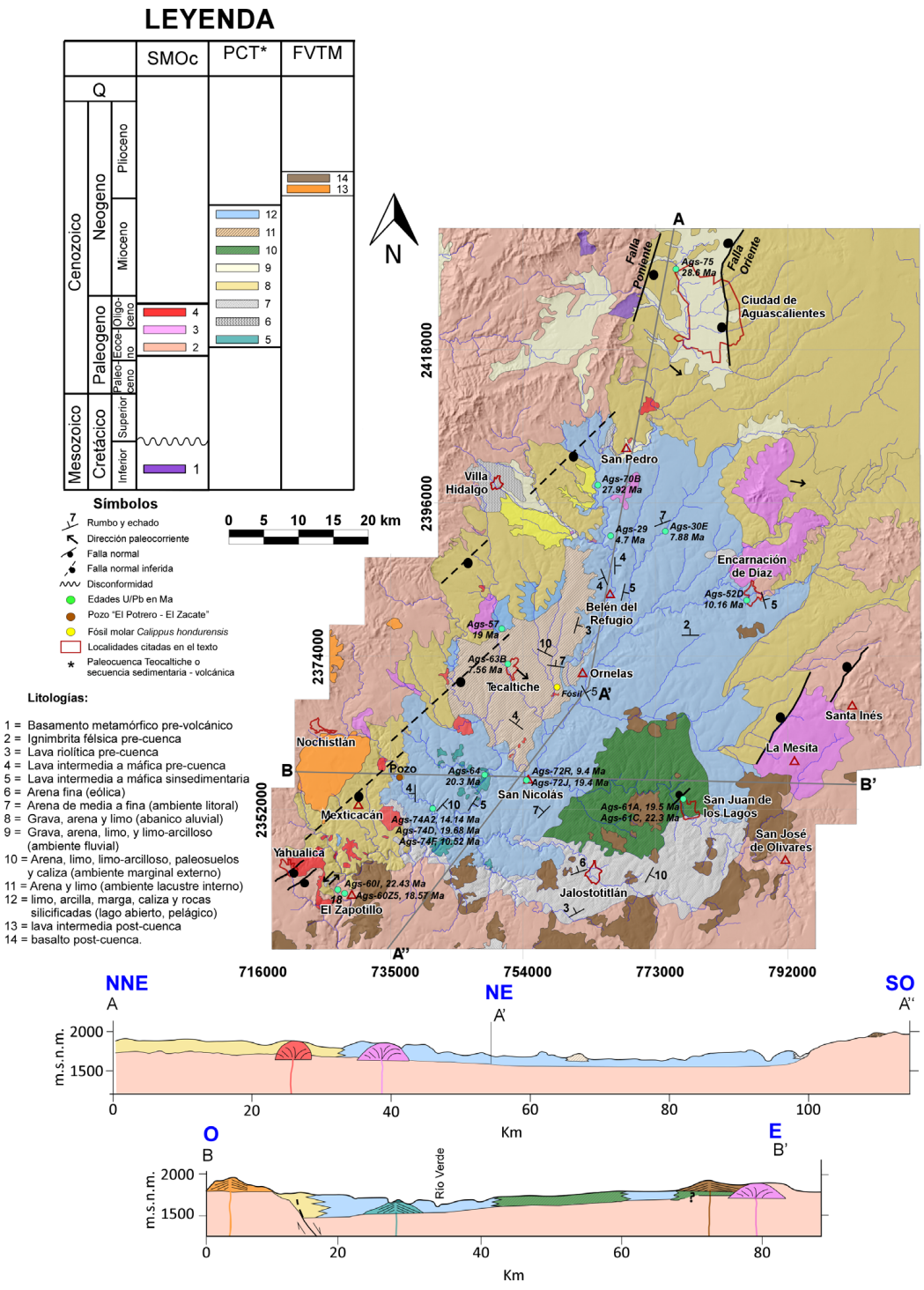


Figura 29.5. Mapa geológico esquemático de la distribución de las principales unidades litológicas observadas en la cuenca de Teocaltiche. Las unidades litológicas fueron agrupadas en tres grandes paquetes de roca que corresponden a la SMOccc, la PCT y la FVTM (véase texto). En el mapa también se muestran las localidades en donde se colectaron muestras para fechamiento isotópico y la ubicación de las secciones estructurales (Modificada de González-Cervantes et al., 2019).

La sección B-B' (Figura 29.6) cruza el área de estudio de este a oeste en su parte meridional. Cerca del poblado de Nochistlán se observan lavas intermedias post-cuenca coronando a ignimbritas félsicas pre-cuenca, mientras que en las faldas de estas ignimbritas se observan depósitos de conglomerado, arenisca y limolita interpretadas como litofacies de abanico aluvial interdigitadas con depósitos de limolita, lutita, marga, caliza y rocas silicificadas (lago abierto, pelágico), los cuales cubren a lavas intermedias a máficas sin-sedimentarias y en algunos sitios se observan interdigitaciones con capas de arenisca, limolita, horizontes de paleosuelo y capas de caliza que se atribuyen a un ambiente marginal externo. Estos últimos depósitos marginales se observan parcialmente cubiertos por un derrame de basalto post-cuenca. En la parte oriental de la sección existen afloramientos de lavas riolíticas pre-cuenca e ignimbritas félsicas pre-cuenca.

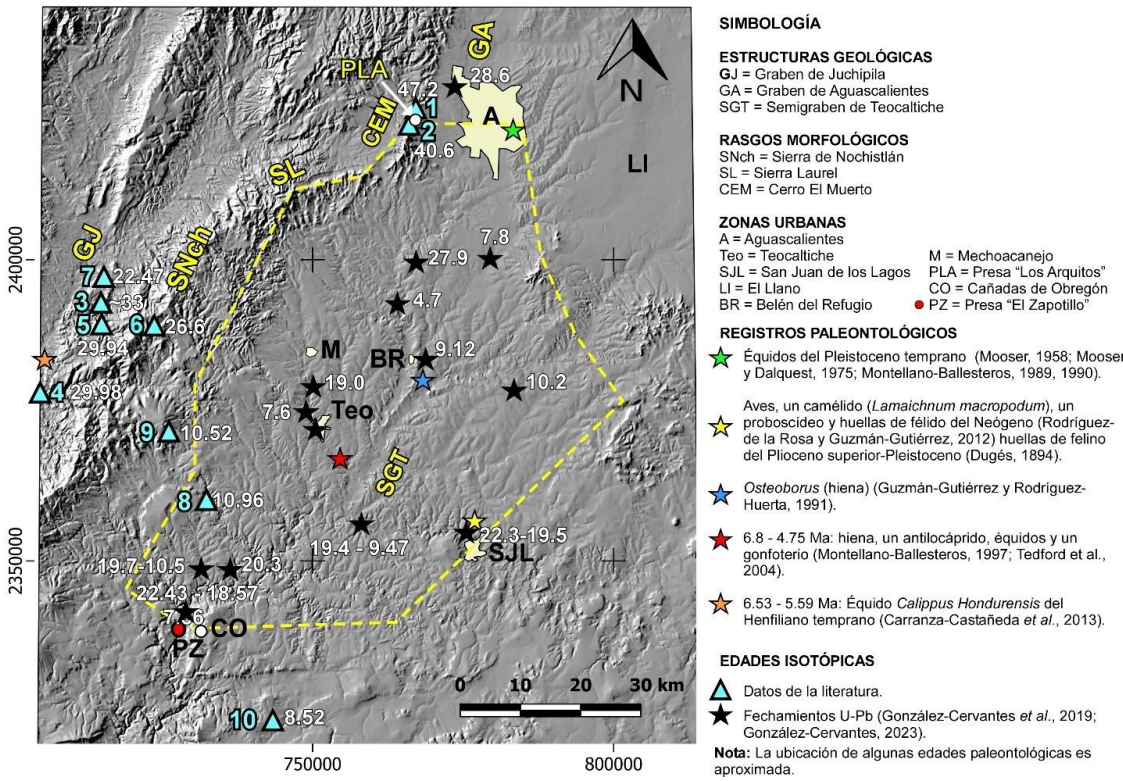


Figura 29.6. Ubicación de las rocas volcánicas fechadas que se discuten en este trabajo. Los triángulos azules son diez fechamientos publicados por otros autores. Los números blancos son las edades obtenidas en Ma (Tomada de González-Cervantes *et al.*, 2019).

29.5.4 Estratigrafía

La estratigrafía del área de estudio se dividió en cuatro grandes conjuntos de rocas: 1) Basamento mesozoico que incluye a rocas del terreno Guerrero (rocas meta volcánicas e intrusivos de composición variada), expuestas en las márgenes del pilar tectónico en el lado suroeste del GA, así como rocas de sucesiones marinas con poco metamorfismo y muy plegadas que afloran en la parte noreste del graben de Aguascalientes (GA) (Aranda-Gómez *et al.*, 1989; SGM, 1998). 2) Cubierta volcánica del Eoceno-Mioceno o sucesión volcánica de la SMOcc, compuesta por ignimbritas félsicas > derrames de lavas riolíticas > derrames de lavas andesíticas, 3) Sucesión sedimentaria - volcánica de la paleocuenca de Teocaltiche (PCT), que incluye depósitos fluviales, lacustres y eólicos, así como algunas rocas volcánicas de intracuenca y capas de ceniza volcánica extracuenca intercaladas entre estos depósitos, que son litologías diacrónicas acumuladas en la PCT. 4) Rocas de la FVTM que en el área están formadas principalmente por derrames de lava andesítico-basálticos y, por algunas ignimbritas félsicas posteriores a las de la SMOcc (SGM, 1998; Ferrari *et al.*, 2018b).

Del basamento expuesto al poniente de la ciudad de Aguascalientes no existen edades isotópicas reportadas. Sin embargo, por su similitud física y su composición química, se infiere que estas rocas deben ser contemporáneas a las rocas expuestas en la Sierra de Guanajuato, y/o aquellas en el distrito minero de Zacatecas con una edad de formación inferida del Titoniano-Cretácico temprano (Mortensen *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011) y/o del Triásico Tardío.

Las rocas volcánicas de la SMOcc en el área de estudio y sus alrededores son dominantemente ignimbritas, lavas riolíticas a riodacíticas y, en algunos casos, andesitas. Su edad varía entre 47 y 22 Ma (Figura 29.6). En el extremo nor-occidental del área de estudio (entre la presa Los Arquitos y el cerro El Muerto), Nieto-Samaniego et. al. (1996) fecharon (K-Ar, sanidino) rocas volcánicas félsicas con edades de 47.2 ± 1.2 Ma y 40.6 ± 1.0 Ma (Figura 29.3, localidades 1 y 2, respectivamente) y de 26.6 ± 0.7 Ma para una ignimbrita de la Sierra de Nochistlán (Figura 29.3, localidad 3). Por otro lado, Martínez-Reséndiz (2020) utilizó la técnica de U-Pb para fechar granos de circón de rocas en localidades cercanas al graben Juchipila (Figura 29.3), las muestras más cercanas al área de estudio varían entre los 22.47 ± 0.17 a los ~ 33 Ma.

En la literatura, el relleno epiclástico-volcánico (i.e., la sucesión sedimentaria - volcánica) del área de estudio se ha descrito como depósitos lacustres en la región entre Yahualica, Teocaltiche, San Juan de los Lagos, Encarnación de Díaz y Villa Hidalgo (e.g., Caravella, 1985; SGM, 1998; IMTA, 2007), mientras que los depósitos del GA y de la región conocida como El Llano (Figura 29.2) se registran como rocas fluvio-lacustres intercaladas con lavas (SGM, 1998; Aguirre-Díaz y Carranza-Castañeda, 2000). A la sucesión de arenisca fina con estratificación cruzada interestratificada con capas "masivas" (i.e., sin estructura interna) de lapilli y de ceniza riolítica se les ha llamado "toba Aguascalientes" (e.g., Hernández-Lascares, 1981). Caravella (1985), en parte de la carta 1:50, 000 Yahualica, reconoció depósitos de ambientes deltaico, lacustre marginal y lacustre abierto, y se refirió a la litología de las unidades como lodolita, caliza micrítica lodosa, ópalo y arena de grano fino. Los términos empleados por Caravella (1985) son más acordes al grado de litificación actual de los sedimentos, ya que con la excepción de las rocas silicificadas, las unidades tienden a ser deleznables.

La sucesión sedimentaria - volcánica de la PCT se encuentra rellenando parcialmente las partes bajas de la zona de estudio. Dicha sucesión está formada por sedimentos clásticos que varían en tamaño de grano de grueso a fino, y que provienen principalmente de la erosión de la sucesión volcánica de la SMOcc. En la parte meridional de la cuenca se infiere que los sedimentos provienen de rocas de la sucesión "temprana" (Mioceno Medio a Tardío) de la FVTM. En general, los depósitos varían de débilmente litificados a sin litificar e incluye capas irregulares con estratificación cruzada o plana y localmente canales. Los depósitos clásticos de grano grueso se encuentran esencialmente en la periferia del depocentro y los de grano muy grueso se concentran en mayor medida hacia el norte y occidente del área de estudio (Figuras 29.4 y 29.6), en las márgenes de las depresiones tectónicas (PCT y GA) y en los sitios en donde descargaba el río axial y los afluentes transversales del bloque de piso adentro del lago (Figuras 29.4 y 29.6). Los depósitos de grano mediano a fino se encuentran al sur del área de estudio, y son depósitos masivos de arena sin litificar o parcialmente litificada, los cuales son comúnmente cruzados por enjambres de diques clásticos delgados, compuestos por arena fina y/ o limo. En general, se interpreta que los depósitos clásticos corresponden a ambientes fluviales o aluviales o que

fueron acumulados en abanicos-delta, ya sea de la corriente axial o de tributarios transversales (Figuras 29.4 y 29.6).

Las capas de caliza se encuentran parcial o totalmente litificadas y son gruesas, de 1.5 a 2.0 m de espesor. La coloración de estas capas varía de blanco a amarillo pardo y en muchos sitios tiene concreciones de sílice y muestran reemplazos irregulares. Localmente se presentan fósiles traza (trace fossils) que tienen formas cilíndricas rectas y son perpendiculares a la estratificación, las cuales corresponden a icnofósiles de tipo Domichnia (Gámez-Vintaned y Liñán, 1996). Estas rocas también contienen ostrácodos fósiles abundantes en algunos niveles.

Las capas de caliza de agua dulce afloran principalmente en el centro y sur del área de estudio, en donde dominaban los ambientes pelágicos y de lago somero (Figuras 29.4 y 29.6). Localmente hay capas bioturbadas y/o con fragmentos de raíces (rizolitos) que indican el desarrollo de paleosuelos. Los paleosuelos muestran contactos discordantes principalmente hacia su cima y se observan intercalados en la sucesión sedimentaria-volcánica principalmente en la zona meridional de la paleocuenca (Figura 29.6) y se les considera representativos del ambiente transicional, cercano a las zonas litoral y sublitoral del lago, cuyos lechos estuvieron periódicamente expuestos por fluctuaciones en el nivel del agua.

Los depósitos mixtos son margas formadas por arena fina, limo, arcilla y carbonato de calcio. Las capas de marga pueden estar débil o totalmente litificadas y en muchos sitios están parcial a totalmente silicificadas (reemplazados por ópalo: Caravella, 1985). Las capas de marga se localizan en la zona suroeste del área de estudio (Figura 29.6). Estas rocas tienen estructuras de deformación de sedimento suave y en ocasiones están bioturbadas, contiene rizolitos y fósiles traza no identificados. En la parte sureste del área de estudio se observaron capas con laminaciones finas que se interpretan como microbialitas.

Al poniente del área de estudio, las capas de marga son color verde claro, mientras que en la parte oriente son beige claro o rojizas. Comúnmente tienen capas de paleosuelo y de microbialitasintercalados hacia su cima (Figura 29.6). Una característica destacable de las capas de marga verde es su riqueza tanto en abundancia como en la diversidad de vertebrados fósiles que en algunos sitios

contienen. En general, se interpreta que estos depósitos fueron acumulados en ambientes lacustres marginales como en abanicos-delta o en zonas costeras (Figuras 29.4 y 29.6).

Existen depósitos volcánicos intercalados en diferentes niveles estratigráficos de la sucesión sedimentaria de la PCT. Dichos depósitos corresponden principalmente a capas de ceniza volcánica de caída (tobas) de composición félsica a intermedia, derrames de lava máfica y cuerpos tabulares de ignimbrita félsica. Las capas de toba tienen espesores que varían entre 1 y 20 cm, excepto en la parte meridional del área de estudio en que su espesor es mayor (hasta 1.90 m). Las capas de toba son de grano fino a mediano y están parcialmente litificadas; comúnmente no presentan estructuras de orden interno, aunque ocasionalmente presentan laminación incipiente. Las capas rara vez están formadas por lapilli, lo que sugiere una distancia significativa a su fuente. En general, al menos en las porciones más jóvenes de la sucesión sedimentaria, se les interpreta como formadas por material piroclástico extracuenca. Los derrames de lava están parcialmente alterados a clorita con un poco de pirita secundaria diseminada en su matriz afanítica. Su composición varía de intermedia a máfica, están intercalados (sensu lato) con los depósitos sedimentarios, por lo que se concluye que hubo actividad volcánica intracuenca. Finalmente, los depósitos sedimentarios de la PCT son cubiertos por basaltos de la FVTM. La edad de estos basaltos varía de 11.5 – 8.4 Ma (Sector Occidental de FVTM: Moore *et al.*, 1994, Ferrari *et al.*, 1999a., Ferrari *et al.*, 2012). En la parte oriental de la sierra de Nochistlán (Figura 29.6, localidades 4 y 5) hay lavas basálticas cuyas edades (K-Ar, en roca total) varían de 10.52 ± 0.22 Ma y 10.96 ± 0.57 Ma (Delgado-Argote *et al.*, 1981; Nieto-Obregón *et al.*, 1981, Moore *et al.*, 1994). En particular, una edad congruente con la actividad de la FVTM fue obtenida al suroeste del área de estudio y resultó ser de 8.52 ± 0.18 Ma (K-Ar, en roca total Nieto-Obregón *et al.*, 1981). Esos basaltos están expuestos al sur de Cañadas de Obregón y de la presa El Zapotillo (Figura 29.6, localidad 6), y se consideran parte de las lavas y volcanes escudo del evento del Mioceno Tardío de la FVTM descrito por Ferrari *et al.* (2012).

29.5.5 Geología Estructural

En el área de estudio se reconocieron pocas fallas normales sin- y post-depósito con desplazamientos de decenas de centímetros y al menos una de ellas en San Juan de los Lagos (SJL), con rechazo vertical de decenas de metros. Se considera que las fallas observadas son relativamente alejadas del borde del graben y son fallas secundarias, ya que tienen desplazamientos máximos de hasta un metro y mínimos de unos 15 cm. Solo una de ellas, de acuerdo con su desplazamiento y daño asociado en la estructura, presenta varios metros de desplazamiento y se considera la estructura más importante (falla SJL). Las fallas tienen direcciones NNE, NE y NW principalmente y las edades del relleno sedimentario del graben y/o de las tobas desplazadas por ellas, varían entre 28.6 y 4.7 Ma (Figura 29.5).

Las fallas con dirección NNE que delimitan al GA según la literatura son las más antiguas en el área de estudio. Estas estructuras corresponden a fallas normales con un ángulo de inclinación alto; los bloques de piso de las fallas principales bordean al valle de Aguascalientes (Aranda-Gómez *et al.*, 1989, Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Nieto-Samaniego y colaboradores en 1999 propusieron que, en esta área, las fallas normales de esa dirección iniciaron su actividad durante el Oligoceno, poco después del emplazamiento de las rocas volcánicas a las que afectan. En la parte norte del área de estudio se obtuvo una edad de ~28.6 Ma en una capa de toba intercalada con cuerpos de arena del relleno del GA. La toba fue afectada por una falla normal con rumbo NE, cercana al borde poniente de la estructura.

El resto de las fallas NNE-SSW se localizan en el centro y sur del área de estudio. Por ejemplo, en SJL fue documentado este grupo de fallas expuestas en bancos de material y en cortes de carretera sobre el libramiento poniente de dicha ciudad. La falla SJL en un banco de material afecta depósitos con edades U-Pb entre de 22.3 - 19.3 Ma. Dicha estructura es una falla normal con dirección de S11°W-61°NW con un rechazo vertical desconocido, pero el ancho de la zona de deformación asociada al plano de falla es de al menos de 8 m, por lo que se cree que el rechazo es considerable. Además, la estructura tiene fallas normales sintéticas y antitéticas asociadas. En el mismo banco de material se observaron fallas de ángulo bajo, con corrimientos inversos (Figura 29.7a). Estas fallas

sintéticas y antitéticas se encuentran sepultadas por estratos más jóvenes a diferentes niveles, lo que es congruente con sedimentación contemporánea con la deformación (i.e., son fallas sin-sedimentarias). Además, el comportamiento de estas fallas secundarias (Figura 29.7c) sugiere que la deformación compleja fue asociada al movimiento en una falla normal lístrica, como lo explica en uno de sus modelos Navarro-Molina (2002).

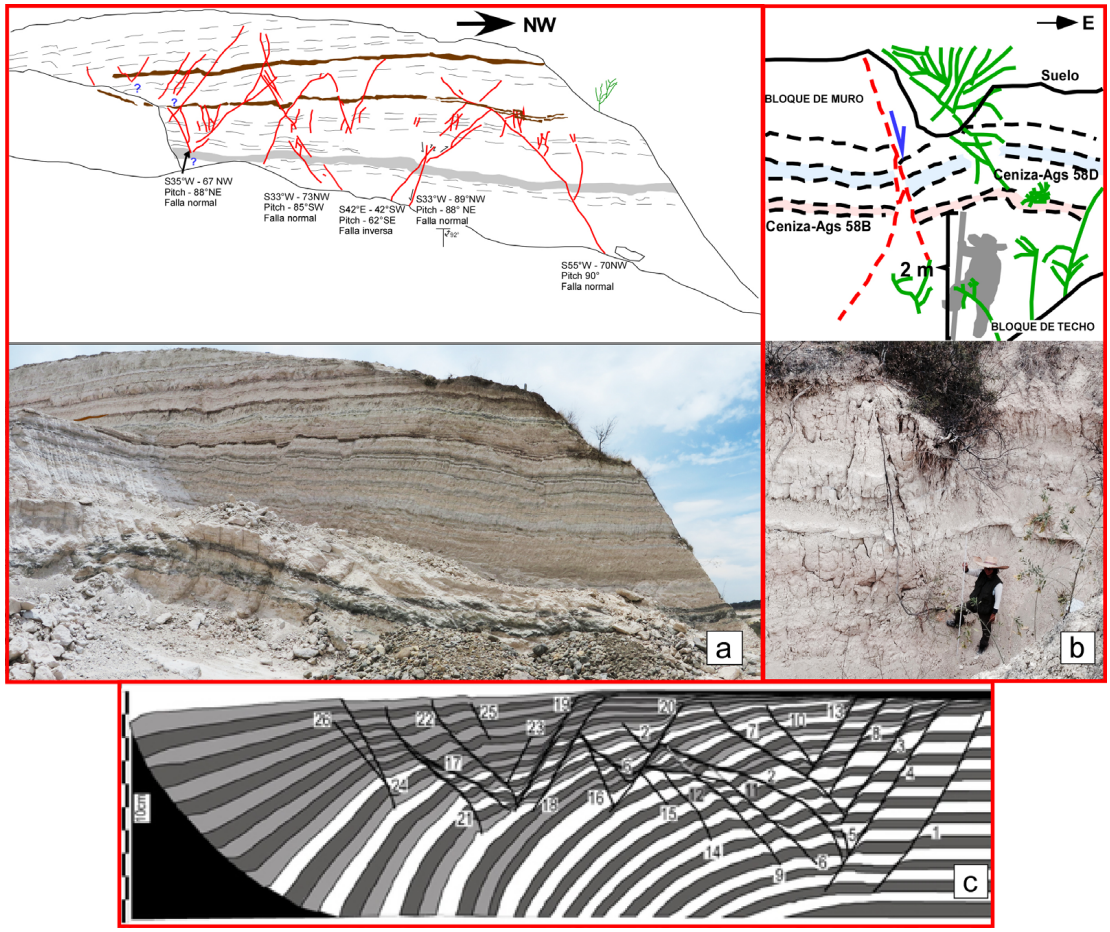


Figura 29.7. (a) Fotografía de la pared oriental del banco de material en el libramiento de San Juan de los Lagos (UTM 13Q 776340E, 2353702N). En ella se observa una estratificación afectada por fallas normales sin-sedimentarias. (b) Falla normal con rumbo NW y un desplazamiento de decenas de centímetros. Afecta a depósitos lacustres bioturbados con capas de toba intercaladas. El afloramiento se ubica cerca de Belén del Refugio en 13Q 767444E, 2384117 (Tomada de González-Cervantes *et al.*, 2019). (c) Resultado de la simulación de la deformación asociada en una falla normal lístrica, con fallas secundarias que se generan en el bloque de techo durante la deformación y el depósito de sedimentos (Tomado de Navarro-Molina, 2002).

Las fallas con rumbo NW se observaron en las partes centro y centro-oriental del área de estudio, por ejemplo, cerca del poblado Belén del Refugio, en donde se observaron al menos dos fallas que afectan capas lacustres con tobas intercaladas, una con rumbo E-W y otra con rumbo NW con unos 80 cm y 23 cm de desplazamiento, respectivamente (Figura 29.7b). La falla NW puede visualizarse a lo largo de ~1 km. La muestra Ags-58 fue colectada en ese sitio y dió una edad de 9.19 ± 0.17 Ma (Figura 29.5). Para la Mesa Central se ha argumentado que los sistemas de fallas normales con rumbos NE y NW pudieron estar activas simultáneamente (Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997) en algún momento. En el área de estudio las fallas normales NE, estuvieron activas en el Oligoceno tardío y, las fallas normales con rumbos NW y NE afectaron a depósitos de ~9 Ma. Sin embargo, se desconoce si ambos sistemas actuaron simultáneamente.

Finalmente, las fallas con rumbo ~E-W se observaron al oriente y centro del área de estudio, por ejemplo, en La Calera (UTM 13Q 750047E, 2377784N), cerca de Teocaltiche y en Belén del Refugio (UTM 767444E, 2384117N). Estas fallas normales tienen desplazamientos de ~20 cm y ~80 cm, respectivamente. La edad de estas fallas se desconoce, pero se presume que están relacionadas con las fallas ~E-W de la parte norte de la FVTM, tanto por la dirección como por la edad documentada de los depósitos en Belén del Refugio (9.19 Ma). Se desconoce si las fallas E-W y NW estuvieron activas al mismo tiempo, en algún momento posterior a los 9 Ma.

29.5.6 Contenido paleontológico

Los registros paleontológicos en sedimentos lacustres acumulados en cuencas intercontinentales suelen contener microfósiles silíceos (diatomeas abundantes), calcáreos (fósiles pelágicos calcáreos escasos), bentónicos (ostrácodos), dinoflagelados (abundantes, pero mal preservados), macrofósiles (micro-mamíferos, reptiles, peces, insectos y moluscos de agua dulce, entre otros), mientras que los depósitos de litoral/plataforma comúnmente está caracterizado por la presencia frecuente de estromatolitos, algas y *charofitas.* Los depósitos de *offshore* contienen generalmente macrofósiles escasos, bioturbación por gusanos, insectos o vertebrados, pero poca bioturbación profunda (Kelts, 1988, Gierlowski-Kordesch y Kelts, 1994).

En la paleocuenca de Teocaltiche, se pueden observar estratos bioturbados en Belén del Refugio, San Nicolás y cerca de la Presa el Zapotillo, mientras que en Encarnación de Díaz hay calizas con abundantes ostrácodos y moluscos (Figuras 29.8a y 29.8b). En los depósitos eólicos localizados en Villa Hidalgo se encontraron troncos silicificados y/o raíces fósiles delgadas y pequeñas. Con respecto a los macrofósiles, en la PCT se ha documentado la presencia de diferentes especies de vertebrados fósiles. Recientemente, en la porción oriental del área de estudio, en un afloramiento de depósitos marginales (UTM 13Q 759219E, 2369080N) González Cervantes *et al.* (2019) colectaron un fragmento de maxilar de *Calippus hondurensis* (Figura 29.8c), que corresponde a la edad NALMA (*North American Land Mammal Ages*) del Henfiliano tardío (Hh2 6.95 – 5.6 Ma Carranza-Castañeda *et al.*, 2013).

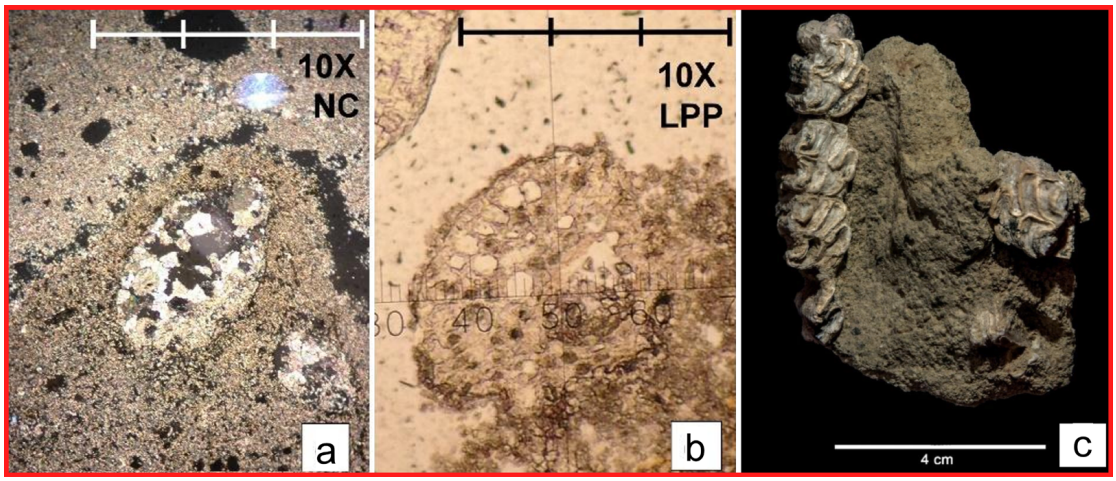


Figura 29.8. Las imágenes a) y b) son fotomicrografías de bioclástos en muestras de caliza de agua dulce colectadas en Encarnación de Díaz, Jalisco. c) es el fragmento del maxilar de un Calippus hondurensis (tomado de González-Cervantes *et al.*, 2019). NC = nícoles cruzados y LPP = luz plana polarizada.

En depósitos con edades isotópicas entre 6.8 - 4.8 Ma, expuestos en la carretera de Teocaltiche a SJL, se han colectado fósiles de mamíferos, entre los que se encuentran: hienas, antilocápridos, équidos y un gonfoterio indeterminado (Montellano-Ballesteros, 1997). Cerca de San Juan de los Lagos se han registrado huellas de aves, un camélido (*Lamaichnum macropodum*), un proboscidio y de un félido descubiertos y descritos por Dugés (1894) quien les asignó una edad entre el Plioceno Tardío y Pleistoceno. En la localidad de El Cedazo en el GA, se

han colectado fósiles en capas de arenisca y conglomerado con estratificación cruzada que sobreyacen a una ignimbrita de grado bajo (toba Aguascalientes: Hernández-Lascares, 1981). Esos fósiles incluyen équidos del Pleistoceno Temprano, así como un antilocáprido del género *Tetrameryx*, el perezoso *Mylodon sp.* y el antilocárpido *Capromeryx,* del Pleistoceno Medio (Owen, 1869; Mooser, 1958; Mooser y Dalquest, 1975; Montellano-Ballesteros, 1990; Reynoso-Rosales y Montellano-Ballesteros, 1994); también se han colectado restos de *Mammuthus columbi, Bison cf., antiquus* que fueron reportados por Ramos-Heredia (2023). En este último trabajo se propone un bioma (región geográfica caracterizado por su clima, vegetación y fauna) de pradera para el área de Aguascalientes durante el Pleistoceno.

29.5.7 Evolución geológica

El área de estudio se encuentra bordeada al oeste por sierras formadas por rocas ígneas félsicas del Cenozoico y bordeadas por fallas normales. Durante el Oligoceno (entre 29 y 27 Ma) se inició la actividad de fallas normales con dirección preferencial N-S a NE-SW al tiempo en que tanto el vulcanismo como la extensión, se desplazaron desde la Mesa Central hacia la costa del Pacifico (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Loza-Aguirre *et al.*, 2008). Por lo que se asume que una vez que las fallas normales iniciaron su actividad, también comenzó a crearse la depresión topográfica que dio origen a la PCT. Las actividades tectónicas, volcánica y de erosión, transporte/acumulación de sedimentos clásticos y de precipitación química y bioquímica fueron simultáneas y condicionaron el relleno parcial de la depresión. La actividad tectónica y las variaciones climáticas provocaron diferentes cargas sedimentarias en distintos lapsos de tiempo. Fluctuaciones en el nivel del paleolago causaron variaciones en su extensión, y fueron acompañadas por cambios laterales y horizontales en los depósitos sedimentarios.

A grandes rasgos, las unidades sedimentarias de la PCT ofrecen en su conjunto evidencias de lo que ha sido la evolución de la paleocuenca. Por ejemplo, los horizontes de paleosuelos y de lodos con grietas de desecación intercalados con depósitos lacustres indican un paleolago perenne con áreas de agua somera

expuestas periódicamente a la desecación y oxidación por contacto con la atmósfera. Asimismo, los ambientes marginales del lago aumentaron su profundidad por el aumento en el nivel base del lago, es decir, un cambio de ambiente marginal externo a interno. En los depósitos del área de estudio, ocasionalmente se observaron clastos de lodo que fue primero endurecido y luego fracturado y que se redistribuyó como intraclastos, así como, estructuras *convolutas* por inyecciones de sedimento o por deformación por carga.

La granulometría y espesores pequeños de las capas de toba sugieren que son depósitos distales (extracuenca). Las rocas volcánicas que sepultan parcialmente a la sucesión sedimentaria de la PCT, o que en ocasiones están intercaladas con los sedimentos, proceden posiblemente de fuentes en el interior de la cuenca. Todo esto revela que existió vulcanismo activo tanto cerca como lejos de la PCT. Las cenizas volcánicas intercaladas con los depósitos fluvio-lacustres tienen diferentes edades (U-Pb, en circón) que van desde los 28.6 Ma (ceniza cercana al borde poniente del GA) y 22.4 Ma cerca de la base de la sucesión sedimentaria del relleno de la cuenca (El Zapotillo) hasta 7 y 4.6 Ma en la parte centro y centro - norte del área de estudio, respectivamente. Por lo que el alcance estratigráfico del relleno sedimentario del GA y de la PCT abarcan tiempos que se prolongaron por ~23.9 Ma o por ~17.8 Ma, respectivamente.

Las edades U-Pb que se han documentado en el área de estudio sugieren que la actividad volcánica y tectónica ocurrió en pulsos separados por hiatos. Los eventos de no depósito reconocidos ocurrieron a finales del Oligoceno (~6 Ma), otro de ~9 Ma durante el Mioceno Medio (Figura 29.9). A grandes rasgos, estos eventos coinciden con los registros sobre los campos volcánicos de la SMOcc y FVTM en la región. Una interpretación alternativa es que el muestreo no abarcó todas las edades posibles. Así que los pulsos de acumulación de sedimentos y/o tobas reconocidos hasta ahora en la sucesión de relleno de graben son: 1) ~28-27 Ma, 2) ~22-18 Ma y 3) ~10-4 Ma (Figura 29.9). El primer pulso corresponde a las ignimbritas más jóvenes expuestas en el graben de Juchipila y edades reportadas para el graben Penjamillo-Pinos ubicado al noreste del área de estudio (Moore *et al.*, 1994; Suárez-Arias, 2019; Martínez-Reséndiz, 2020). El segundo es posterior a las ignimbritas de la región de la Mesa del Nayar con 23 y 21 Ma (Ferrari *et al.*, 2002 y 2013). Es decir, los dos primeros son correlacionables con

pulsos de actividad magmática significativa en regiones de la SMOcc (i.e., los eventos de alta actividad volcánica o *flare-ups:* McDowell y Keizer, 1977) y el tercero con pulsos magmáticos del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano en la parte norte del FVTM (Ferrari *et al.*, 2012).

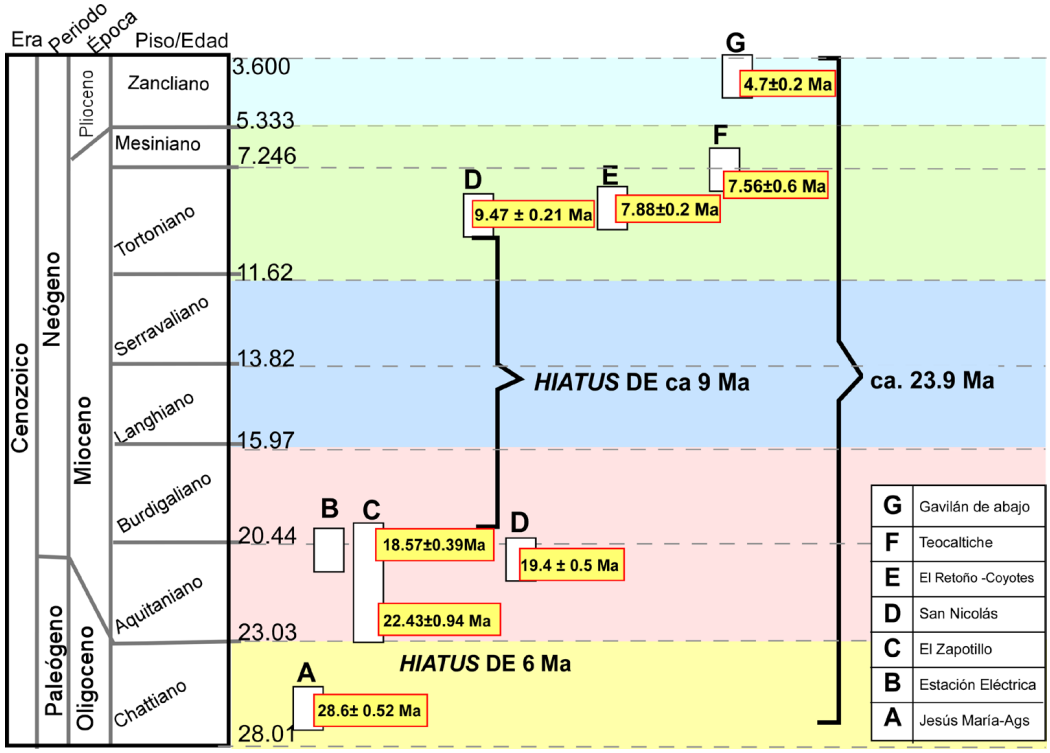


Figura 29.9. Tabla geocronológica que ilustra las edades de las muestras provenientes de la PCT (U-Pb, en circón). Nótese que el eje vertical no está dibujado a escala. El recuadro muestra los sitios de colecta (tomada de González-Cervantes *et al.*, 2019).

29.5.8 Propuesta de modelo de cuenca

La PCT ocupó un semigraben amplio, llamado informalmente semigraben de Teocaltiche (González-Cervantes *et al.*, 2019; González-Cervantes, 2023). En la parte poniente de esa depresión tectónica estuvo la falla maestra, ya que la red de ríos secundarios que fluyen de W a E en la parte occidental de la fosa y desembocan en el río San Pedro - Verde tienen una longitud menor que los ríos secundarios del extremo oriental. Esta característica es consistente con una relación entre la configuración de la red de ríos secundarios con las características de geométricas de

la cuenca y del semigraben de Teocaltiche, como se ha sugerido para otras cuencas tectónicas que se han formado en semigrabenes (Pettijohn, 1949, Eugster y Hardie, 1978). Por lo tanto, se propone que el margen occidental de la PCT fue de tipo "banco" mientras la falla maestra estuvo activa y que la margen oriental fue de tipo "rampa". Así, mientras que la falla maestra normal al occidente estaba activa se formaba un lago cerca de la falla. Dado que ese era un borde topográficamente abrupto se desarrollaron abanicos aluviales o abanicos-delta si los tributarios entraban directamente al lago. En la figura 29.5 se ilustran abanicos aluviales constituidos por depósitos de conglomerado, arenisca y limolita (ambientes de depósito 8 y 11, en la sección B-B´). En el lado oriental de la cuenca se esperaría una situación distinta, con planicies de inundación amplias y algunos ríos de energía más baja que los del borde occidental de la PCT.

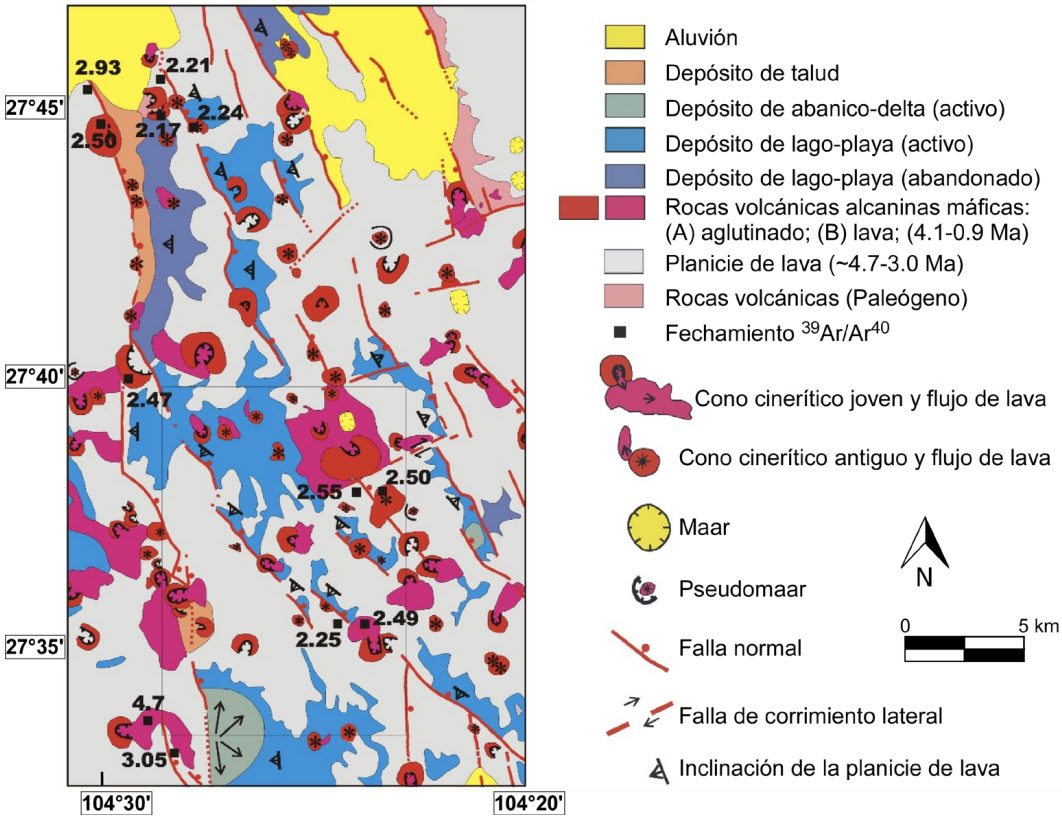


Figura 29.10. Distribución de lagos-playa en la parte occidental del graben de Camargo, Chihuahua. La inclinación de los bloques de techo hace que el agua fluya hacia las fallas normales. La formación de cuerpos de agua efímeros (debido a la precipitación baja) no requiere del "bloqueo" del sistema de drenaje (modificado de Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

La forma en que se desarrolla y crece gradualmente una falla normal lístrica implica la creación de espacio de acomodación en donde puede formarse un lago. Conforme los eventos sísmicos en la falla suceden, el rechazo vertical y la longitud de la estructura crecen gradualmente y el bloque de techo se inclina hacia la falla. Este proceso obliga a que el agua fluya hacia el escarpe de la falla, como ha sido previamente documentado en el graben de Camargo (Figura 29.10). El hecho de que la traza de una falla normal termina en pliegues por propagación de falla en ambos extremos de la estructura, también crea inclinaciones en el bloque de techo hacia el centro de la estructura, por lo que se crea una depresión topográfica en donde se formará un lago, ya sea efímero o perenne. Esto último depende del balance entre precipitación y evapotranspiración en la región. La depresión topográfica actúa como una trampa que atrapa a los sedimentos clásticos acarreados por las redes fluviales en la cuenca tectónica.

En la figura 29.11 se ilustran algunos aspectos de un modelo hipotético en el que un levantamiento regional (Figura 29.11b) al sur del área de estudio con dirección E-W pudo causar el bloqueo temporal del río principal de la PCT, causando acumulación de sedimentos (i.e., en y alrededor del depocentro de la cuenca). Es importante mencionar que en el graben de Tlaltenango, localizado en la parte sudoccidental de la SMOcc y que es casi paralelo a la PCT, el río axial de Tlaltenango (Figura 29.11d) fluye de sur a norte en su porción meridional por lo que para explicar la evolución del drenaje en la región, Montgomery y López-Blanco (2003) señalaron la posibilidad de un levantamiento por ajuste isostático, aunque los autores no mencionan el tiempo en que pudo suceder este evento.

En el modelo esbozado en la figura 29.11b, la falla ~E-W representaría hipotéticamente al borde septentrional de *rift* Tepic-Zacoalco, ya que en las cercanías de la presa La Yesca se han propuesto deformaciones significativas desde el Oligoceno (26.6 a 24 Ma: Castillo-Reynoso, 2018) o pre-Mioceno Tardío (Nieto-Obregón *et al.*, 1981) para pulsos de deformación documentadas en campo registrados en rocas con edades isotópicas entre 16 y 14 Ma. Cabe señalar que el primer pulso de deformación reconocido por Castillo-Reynoso (2018) en la zona de cizalla del río Santiago es de carácter transpresional, que de prolongarse al oriente del área analizada por Castillo-Reynoso (2018), también conduciría a la creación de relieve en el extremo meridional de la paleocuenca de Teocaltiche.

En la Figura 29.11c se ilustra una falla normal lístrica con rumbo ~NE-SW, la cual también generaría subsidencia hacia la parte occidental del área de estudio. Dicha falla representaría a la falla maestra del semigraben de Teocaltiche, la cual mientras estuvo activa provocaría un aumento progresivo en el rechazo vertical a lo largo de su traza y esto, a su vez, la formación de espacio de acomodación para la acumulación del agua y el depósito de sedimentos cerca de su traza.

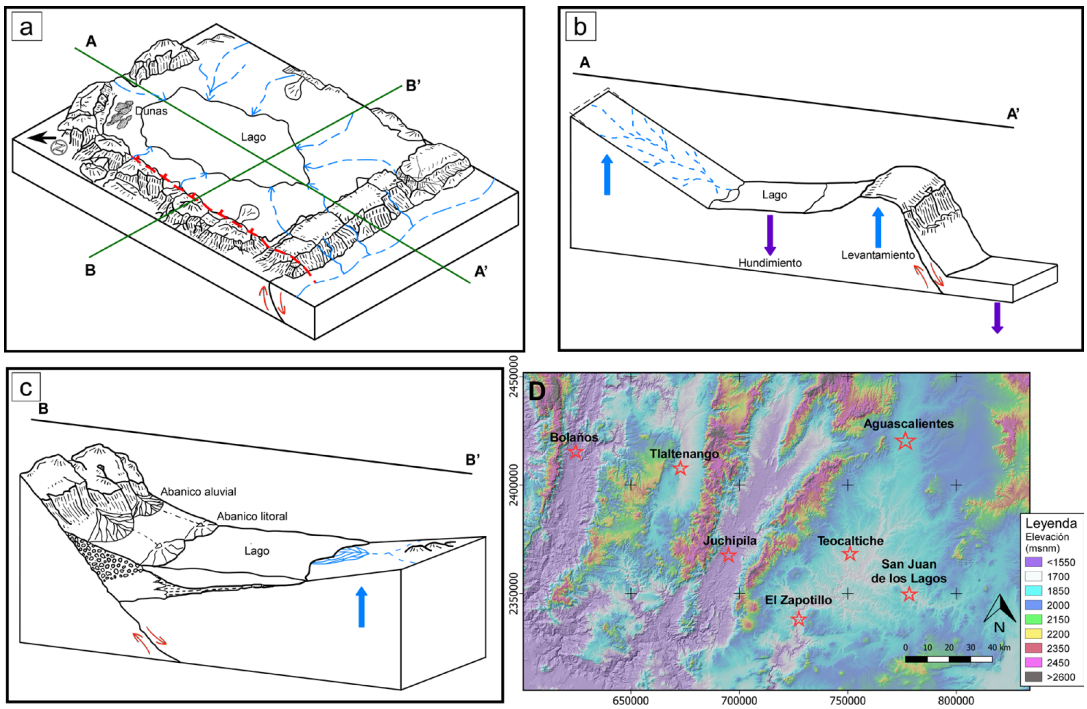


Figura 29.11. Modelo hipotético de formación y cierre de la PCT. Se supone que la PCT ocupó un semigraben de orientación ~NE-SW. (**a**) Visión de conjunto de la PCT, (**b**) corte longitudinal, burdamente paralelo a la dirección de la pendiente en la cuenca y (**c**) corte transversal a través de la parte meridional del lago. Diagramas adaptados y simplificados de García-Castellanos (2006). (**d**) Mapa hipsográfico de los grábenes en la parte meridional de SMOcc a los que se hace referencia en el texto. Tomada de González-Cervantes *et al.* (2019).

Finalmente, cabe preguntarse ¿cuándo dejaron de acumularse sedimentos en la PCT y cuáles fueron los procesos que provocaron esto? El cambio climático "Evento Terminal del Mioceno" (Chapin, 2008) ocurrido entre 7 y 5 Ma causó el inicio de la desertificación de Norteamérica, con la consecuente disminución del escurrimiento de los ríos por lo que impactó considerablemente en la

evolución de las redes de drenaje que fluían hacia el Pacífico (e.g., Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Aranda-Gómez *et al.*, 2018). La disminución radical de la cantidad de escurrimiento pudo haber conducido a la transformación de las condiciones de lago abierto a las de un lago-playa, con precipitación de evaporitas en sus márgenes. Sin embargo, ni en Teocaltiche o en ninguna de las cuencas tectónicas del extremo meridional de la SMOcc (Figura 29.11d) se han encontrado evaporitas hasta ahora. Otra hipótesis que podría explicar la desecación del paleolago puede ser la formación del Golfo de California y la incursión marina que lo acompañó. Este evento causó cambios en los perfiles longitudinales de los ríos que desembocaban en el Pacifico al cambiar la distancia entre los parteaguas de las cuencas y el nivel base para la erosión (e.g., Aranda-Gómez *et al.*, 2018). Aunque aún está en discusión cuando fue la primera invasión marina en lo que ahora es el Golfo de California, algunos autores señalan que pudo ser entre 3 – 6 Ma (Ferrari *et al.*, 2018a; Castillo *et al.*, 2002). Cabe señalar que también se han reconocido depósitos marinos de ~7.1 Ma en Santa Rosalía, Baja California Sur (Holt *et al.*, 2000) e incluso del Mioceno Medio (Helenes *et al.*, 2009; Ferrari *et al.*, 2018a). Este proceso tectónico de escala regional y de creación de una cuenca oceánica debió influir en las redes hidrológicas del interior de México que desembocaban en el Pacífico.

29.6 Consideraciones económicas

De acuerdo con el Servicio Geológico Mexicano, a través de sus cartas geológico-mineras, en la PCT existen varios sitios de aprovechamiento de minerales y material pétreo. Los depósitos de importancia económica se han clasificado en sedimentarios e hidrotermales. Dentro de la cuenca existen localidades con alto potencial de aprovechamiento de materiales entre los que destaca el litio. También hay importantes acumulaciones de boro, potasio, calcio y magnesio, este último en menor abundancia que los primeros. El análisis químico de cinco muestras colectadas en el área mineralizada del Carrizo, en el municipio de Teocaltiche, se obtuvieron los siguientes promedios de elemento de importancia económica: 502.6 ppm de litio, 11.5 % de calcio, 1.9 % de potasio y 1.7 % de magnesio (SGM, 2022). Localmente, también se ha identificado la presencia

de mercurio, plomo, zinc, y en menor proporción de plata y oro, estos últimos, registrados en el área de la carta Encarnación (SGM, 2025).

Con relación a los bancos de material, varios de ellos han sido abandonados o presentan actividad intermitente. Los principales materiales que se aprovechan de estos bancos son depósitos de arena, limo y arcilla, así como rocas ígneas extrusivas como el basalto. Los materiales extraídos se utilizan principalmente en la construcción, ya sea como roca para elementos decorativos, o como material suelto, entre ellos resaltan grava y arena para la elaboración de morteros y como materiales pétreos para el revestimiento de caminos.

29.7 Conclusiones

Las cuencas sedimentarias continentales, tipo graben y más frecuentemente, semigrabenes, asociadas a ambientes tectónicos de *rift* intracontinental tienen diferentes etapas de deformación y sedimentación. Estas cuencas continentales permiten la acumulación de sedimentos, lo que está condicionado, entre otros factores, por la tasa de desplazamiento (rechazo vertical) en las fallas maestras y si éstas actuaron de manera simultánea o no (en el caso de los grábenes). El estudio de las paleocuencas intercontinentales lleva a entender o vislumbrar la evolución estratigráfica, tectónica y biológica de una región como ocurre en la PCT.

Los depósitos fluvio-lacustres y las edades registradas en el área de estudio indican que durante el Paleógeno y el Neógeno existió un lago perenne en la zona entre Teocaltiche, SJL y la parte meridional de Aguascalientes y que el alcance temporal de la sucesión fluvio-lacustre abarca un intervalo entre ~28 y 4 Ma. Estos sistemas sedimentarios (i.e., PCT y GA) se desarrollaron porque el paleorío Verde-San Pedro pudo ser parcial o totalmente bloqueado. La actividad de la falla maestra adyacente a la Sierra de Nochistlán provocó la formación de este lago, el cual tuvo fluctuaciones en su extensión y profundidad. Asimismo, la actividad de la falla generaba espacio de acomodación para la acumulación de más sedimentos. Las variaciones sedimentológicas de los depósitos fluvio-lacustres y de las tobas intercaladas indican una tectónica y vulcanismo activos

tanto dentro como fuera de la cuenca. La formación del Golfo de California y la incursión marina asociada a esto pudo influir en la apertura de la cuenca y la erosión parcial de su relleno sedimentario.

Nota:
Declaro que parte de este trabajo se basa en el artículo "González-Cervantes, N., Aranda-Gómez, J. J., Carranza-Castañeda, O., Ortega-Obregón C. (2019). Edad y origen de la paleocuenca continental de Teocaltiche, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 36(3), 393-410" y en la tesis de doctorado "Evolución tectono-sedimentaria cenozoica de la paleocuenca continental de Teocaltiche, Jalisco", donde yo (Norma González Cervantes) soy primer autor. Ambos trabajos se encuentran debidamente citados en este trabajo mediante los recursos editoriales convencionales.

29.7.1 Agradecimientos

El apoyo económico para esta investigación fue proporcionado por el proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IN100416 a J. Aranda. El mismo proyecto otorgó una beca parcial a N. González para realizar sus estudios de doctorado. Se agradece al proyecto PAPIIT AG101523 de Jorge Aranda. E. Juárez-Arriaga agradece a la SECIHTI por la beca podoctoral otorgada. Gracias a Juan Tomás Vázquez, quien elaboró las láminas delgadas que se emplearon en esta investigación, así como a J. Jesús Silva Corona, quien realizó la fotografía del maxilar de Calippus hondurensis (Figura 29.8C).

29.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Qué factores condicionan las características sedimentológicas de las cuencas intercontinentales?

a) La serie de reacción de Bowen
b) La tectónica y el clima en segundo lugar
c) La tectónica y los minerales
d) Los minerales ferromagnesianos

2. ¿Qué tipo de cuenca es la PCT?

a) No es una cuenca
b) Cuenca *pull-apart*
c) Cuenca de antepaís
d) Cuenca continental relacionada a fosas y pilares tectónicos

3. ¿Cuáles son algunos de los factores que influyeron en el "entrampamiento" de los sedimentos de la PCT?

a) El bloqueo de las corrientes axiales o procesos de subsidencia por el crecimiento y movimiento de fallas regionales
b) El tipo de roca que hay en el área
c) Por los tipos de minerales que hay en el área
d) No hubo entrampamiento en la PCT

4. ¿Cuáles son algunos de los factores que controlan la arquitectura de la PCT?

a) Los minerales de las rocas en el área de estudio
b) La dirección de los esfuerzos tectónicos, la tasa de desplazamiento (rechazo vertical o *throw*) en la falla maestra
c) El tipo de rocas en el área de estudio
d) Los macrofósiles encontrados en el área de estudio

5. ¿Cómo influye la tectónica en la sedimentación en las cuencas sedimentarias continentales?

a) En el tipo de fósiles que se encuentran en la cuenca
b) En el tipo de plantas que se encuentran en la cuenca
c) En la tasa del suministro del sedimento, los ambientes de depósito, el origen de las rocas fuente y el arreglo en la sucesión vertical y horizontal.
d) No influye

6. ¿Cómo influye el balance hidrogeológico al tiempo de la sedimentación?

a) Influye en la geoquímica de las rocas volcánicas
b) En las características de las lavas y de cenizas volcánicas
c) No influye.
d) Influye en la relación entre el potencial de acomodación de materiales y el aporte de sedimentos.

7. ¿Qué se ha argumentado sobre los sistemas de fallas normales NNE-SSE en la Mesa Central y el vulcanismo durante el Oligoceno y Mioceno?

a) Estaban inactivas
b) Actuaron casi simultáneamente
c) Eso no se señala en el texto
d) Actuó casi igual los esfuerzos compresivos y el vulcanismo

8. ¿Qué tipo de depósitos volcánicos se documentaron en la PCT?

a) Cenizas de caída y lavas intercaladas
b) rocas metamórficas
c) Rocas sedimentarias
d) Minerales carbonatados y óxidos

9. ¿Por qué se hace una comparación y se dice que fueron en parte contemporáneas las cuencas como Juchipila y la PCT?

a) Por sus rocas metamórficas y la geoquímica de estas
b) Por las edades U/Pb de 6.95 y 5.59 Ma y vertebrados del Henfiliano en ambas cuencas
c) Por la tectónica compresiva y transcurrente registrada en ambas cuencas
d) Por los basaltos tipo OIB

10. ¿Qué estudios ayudaron a concluir en la clasificación oblonga de la PCT?

a) No se hicieron análisis
b) El análisis geomorfológico e hidrológico
c) El análisis de los esfuerzos compresivos
d) El análisis geoquímico

11. ¿Qué indican el tamaño de las cenizas y las lavas intercaladas en los sedimentos de la PTC?

a) Indica vulcanismo activo extracuenca e intracuenca durante la sedimentación
b) Indican su química magmática
c) Indica el estado de los esfuerzos
d) No indica nada

12. ¿Cuánto abarca en tiempo el relleno sedimentario del GA y de la PCT?

a) No se menciona
b) Todo el Cuaternario
c) Todo el Precámbrico y Fanerozoico
d) Entre ~24 Ma o ~18 Ma, respectivamente

13. ¿Qué procesos geológicos se describen en el texto como probables responsables de la creación de un lago en la PCT?

a) No se menciona
b) Una falla inversa con dirección E-W
c) Una falla normal lístrica que tiene un hundimiento del bloque de techo, bloqueo del río principal aguas abajo ya sea por lavas o por un levantamiento tectónico regional
d) Por una falla transcurrente, después una falla de cabalgamiento y finalmente el hundimiento del área

14. ¿Por qué se menciona el graben de Tlaltenango?

a) Para justificar la hipótesis de la formación de rocas metamórficas en el área
b) Para justificar la hipótesis de un levantamiento regional ~E-W al sur del área de estudio
c) Porque son áreas que son turísticas
d) No se menciona en el texto

15. ¿Cuál es el proceso tectónico que se considera influyó en las redes hidrológicas del interior de México (incluyendo la de la PCT) y que desembocaban en el Océano Pacífico?

a) El Bloque de Chortis
b) la formación de la Sierra Madre Oriental
c) No se menciona en el texto
d) La formación del Golfo de California y la incursión marina que lo acompañó

16. ¿Por qué se menciona la distribución de lagos-playa del graben de Camargo, Chihuahua?

a) Para justificar la hipótesis de formación de lagos en bloques de techo en fallas inversas
b) Porque son similares en sus rocas metamórficas
c) Porque es un ejemplo de deformación compresiva
d) Para justificar la hipótesis de formación de lagos en bloques de techo en fallas normales.

17. ¿El cambio climático "Evento Terminal del Mioceno" fue el factor que hizo que desapareciera la PCT?

a) Los esfuerzos compresivos, son los que hicieron que desapareciera
b) En el texto se menciona el cambio climático del Precámbrico
c) Podría ser, es una hipótesis, sin embargo, hasta ahora no se han encontrado evaporitas en ninguna de las cuencas tectónicas del extremo meridional de la SMOcc o alguna otra evidencia que lo respalde.
d) En el texto no se menciona el Evento Terminal del Mioceno

18. ¿Cuáles son las principales consideraciones económicas de la PCT?

a) Los meteoritos condríticos
b) Sedimentos con contenido de litio
c) Petróleo y gas
d) No hay consideraciones económicas

19. La PCT tiene lo que se considera una falla maestra ¿Qué dirección tiene y donde se ubica?

a) Tiene una dirección NNE-SSW y se ubica en el borde de la Sierra de Nochistlán
b) Tiene una dirección E-W y se ubica al norte del área de estudio
c) Son las fallas del GA
d) No hay una falla maestra

20. ¿Qué tipo de fósiles se encontraron en la PCT?

a) Microfósiles como ostrácodos, moluscos, raíces y macrofósiles como Calippus hondurensis
b) Tiranosaurios y megadonte
c) peces abisales, pelícanos.
d) No se han encontrado aún fósiles

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	d)	11.	a)	16.	d)
2.	d)	7.	b)	12.	d)	17.	c)
3.	a)	8.	a)	13.	c)	18.	b)
4.	b)	9.	b)	14.	b)	19.	a)
5.	c)	10.	b)	15.	d)	20.	a)

29.9 Bibliografía

Aguirre-Díaz, G. J. y McDowell, F. W. (1991). The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental, J. *Geophys. Res., 96* (B8), 13373–13388, doi:10.1029/91JB00245.

Aguirre-Díaz, G. y McDowell, F. W. (1993). Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern *Basin and Range*, central-eastern Durango, Mexico. *Geological Society of America Bulletin. 105*(11), 1435-1444.

Aguirre-Díaz, G. y Carranza-Castañeda, O. (2000). Las grandes cuencas del Oligo-Mioceno del centro de México, en Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, México: Geos, 20(3): 301 Aguirre-Díaz, G., McDowell, F.W. (1991). The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of Geophysical Research. 96* (B8):13, 373-13,388.

Aguirre-Díaz, G., Tristán-González, M., Gutiérrez-Palomares, I., Martí, J., López-Martínez, M., Labarthe-Hernández, G., Nieto-Obregón, J. (2021), Graben-type calderas: -The Bolaños case, Sierra Madre Occidental, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research. 417*(107315), 1-20.

Allen P. A. y Allen I. R. (2005). *Basin Analysis, Principles and Applications.* Blackwell Science. Second Edition. P. 405.

Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M., Nieto-Samaniego, A. F. (1989). Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México. *Instituto de Geología, Revista. 8*(1), 33-46.

Aranda-Gómez, J. J. y McDowell, F. W. (1998). Paleogene extension in the southern *Basin and Range* Province of Mexico: syn-depositional tilting of Eocene red beds and Oligocene [106] volcanic rocks in the Guanajuato mining district. *International Geology Review, 40,* 116-134.

Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T. Henry, C. D. (2003). Synextensional Pliocene-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, Mexico. *GSA Bulletin, 115*(3): 298-313.

Aranda-Gómez, J. J., Carranza-Castañeda, O., Wang, X., Tseng Z. J., Pacheco-Castro, A. (2018). Notes on the origin of extensive endorheic regions in central and northern Mexico, and some implications for paleozoogeography. *Journal of South American Earth Sciences, 83:* 55-67.

Banks, N. L., Bardwell, K. A., Musiwa, S. (1995). Karoo Rift basins of the Luangwa Valley, Zambia, in Lambiase, J. J., ed., Hydrocarbon habitat in *rift* basins. *London, Geological Society Special Publications,* (80), 285 – 295. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.080.01.13.

Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, J. E., Mankiewicz, P. J. (2000). Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic–geochemical framework, in Gierlowski-Kordesch, E. H., Kelts, K. R. Lake basins through space in time: Tulsa, American Association of Petroleum Geologist, Studies in Geology, (46), 3-32. https://doi.org/10.1306/St46706C1.

Caravella, J.C. (1985). *Lacustrine deposits in northeastern Yahualica de Gonzalez Gallo quadrangle, Jalisco, Mexico. New Orleans, LA,* [Tesis de maestría, University of New Orleans].

Carranza-Castañeda, O., Aranda-Gómez, J.J., Wang, X. (2013). The earlylate Hemphillian (Hh2) faunal assemblage form Juchipila basin, state of Zacatecas, Mexico, and its biochronologic correlation with other Hemphillian faunas in Central Mexico. *Contributions in Science, 521,* 13-49.

Cartwright, J.A., Mansfield, C. & Trudgill, B. (1996). The growth of normal faults by segment linkage. In P.G. Buchanan & D.A. Nieuland (Eds.) Modern developments in structural interpretation, validation and modelling. *Geological Society of America Special Publication, 99,* 163-177.

Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Lonsdale, P. F., Hilton, D. R., Shaw, A. M. (2002). Petrology of Alarcon Rise lavas, Gulf of California: Nascent intracontinental ocean crust. *Journal of Geophysical Research, 107* (B10), 2222, ECV 5-1-5-15, doi:10.1029/20011JB000666.

Castillo-Reynoso, J. C. (2018). *Tectónica del límite sur de la Sierra Madre Occidental: la zona de cizalla del Río Santiago,* [Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

Chapin, C. E. (2008). Interplay of oceanographic and paleoclimate events with tectonism during the middle to late Miocene sedimentation across the southwestern USA. *Geosphere, 4*(6), 976-991.

Contreras, J., Anders, M.H. & Scholz, C.H. (2000). Growth of a normal fault system: observations from the Lake Malawi basin of the East African rift. *Journal of Structural Geology, 22,* 59-168.

Delgado-Argote, L., Nieto-Obregón J., Damon P. E. (1981). Evolución magmática de la junta de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico, in 77th Annual Meeting of the Geological Society of America, Cordilleran Section. *Geological Society of America, 13*(2), 52.

Dugés, A. (1894). Felis fósil de San Juan de los Lagos. *La Naturaleza, 2,* 412-423.

Eugster, HP, Hardie, LA. (1978). Saline lakes, in A. Lerman., ed., *Physics and chemistry of lakes.* New York, Springer-Verlag: 237-293.

Ferrari, L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Nuñez G. (1999a). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico – from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology, 27,* 303-307.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J. G. (2002). Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics, 21,* 17-24.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics,* 522-523, 122-149.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Londsdale, P. Solari, L. (2013). Late Oligocene to Middle Miocene *rifting* and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere, 9*(5), 1161-1200.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M. (2018a). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comond Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews, 183,* 115-152.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T, Navarro, M., López-Quiroza, P., Luna, L., (2018b). Digital geologic cartography and geochronologic database of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas. *Terra Digitalis, 2*(1), 1-8.

Frostick, L. y Reid, I. (1987). A new look at rifts. *Geology Today, 119*(1/2), 49-64, DOI: 10.1130/B25950.1.

Gámez-Vintaned, J. A., Liñán, P. E. (1996). Revisión de la terminología icnológica en español. *Revista Española de Paleontología, 11*(2), 1 55-176.

García-Castellanos, D. (2006). Long-term evolution of tectonic lakes: climatic controls on the development of internally drained basins, in Willett, S. D., Hovius, N., Brandon, M. T., Fisher, D. M., eds., Tectonics, climate, and landscape evolution, Boulder, Co., *Geological Society of America, Special Paper, (398),* 283-294, doi: 10.1130/2006.2398(17).

Gierlowski-Kordesch, E. y Kelts, K. (eds.) (1994): Global Geological Record of Lake Basins, vol. I. Cambridge University Press, Cambridge.

González-Cervantes, N., Aranda-Gómez, J. J., Carranza-Castañeda, O., Ortega-Obregón, C. (2019). Edad y origen de la paleocuenca continental de Teocaltiche, México. *Revista de Ciencias Geológicas, 35*(3), 393-410. https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.3.1391

González Cervantes, N. (2023). *Evolución tectono-sedimentaria cenozoica de la paleocuenca continental de Teocaltiche, Jalisco.* [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México].

Helenes, J., Carreón, A. L., Carrillo, R. M. (2009). Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology, 72*(1-2), 10-25.

Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J. (1992). The real southern *Basin and Range*: mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology, 20,* 701-704.

Hernández-Lascares, D. (1981). Estratigrafía de la región central de Aguascalientes, Ags., México. Sociedad Geológica Mexicana, *Gaceta Geológica, 6*(31), 17-40.

Holmes, A., 1965, *Principles of Physical Geology,* 2a ed., Nelson, London.

Holt, J. W., Holt, E. W., Stock, J. M. (2000). An age constraint on the Gulf of California *rifting* from the Santa Rosalía basin, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 112*(4), 540-549.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). (2010). Simulador de flujos de agua de cuencas hidrográficas (SIATL), http://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/siatl/.

IMTA (Instituto Mexicano de Tecnología del Agua). (2007). Elaboración de los documentos de respaldo de la disponibilidad media anual de agua en los acuíferos (1413) Altos de Jalisco, (1436) Arenal, (1428) 825 Chapala, (1429) Tizapán y (1447) Yahualica, en el Estado de Jalisco. Acuífero (1447) Yahualica, Informe final, Convenio de colaboración CNA-OCLSP-JALCONV-004-2007: México, D.F., inédito.

Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H. (1999) Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacan). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 151,* 209-227.

Jardí, M. (1985). Forma de una cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que nos la define. *Revista de Geografía. 19*(1), 41-68.

Kelts, K. (1988): Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. En: A. Fleet, K. Kelts y M. Talbot (eds.), Lacustrine Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. London Spec. *Publications, 40,* 3-26.

Lahiere, L. (1982). *Petrology of lacustrine deposits. Juchipila quadrangle, Zacatecas, México,* [Tesis de maestría, University of New Orleans].

Leeder, M. R., Jackson J. A., (1993). The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research, 5,* 79-102.

López, J. C. (1991). *Stratigraphy and petrology of Miocene-Pliocene lacustrine deposits, Juchipila, Quadrangle. Zacatecas, México,* [Tesis de maestría, University of New Orleans].

Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S. A., Iriondo, A. (2008). Relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, México Central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25*(3), 533-548.

Loza-Aguirre, I. (2013). *Deformación y volcanismo cenozoicos al noroeste de la Mesa Central, región Tepehuanes-Canatlán, Durango. México.* [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México].

Luhr, J. F., Henry, C. D., Housh, T. B., Aranda-Gómez, J. J., McIntosh, W. C. (2001). Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern *Basin and Range* Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango (Mexico). *Geological Society of America Bulletin, 113,* 760-773.

Martínez-Reséndiz, E. V. (2020). *Estudio geológico del sector centro y sur del graben de Juchipila, Jal., Zac., México.* [Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E. (2011). Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): late Jurassic–early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero Terrane. *The Journal of Geology, 119*(6), 597-617.

McDowell, F. W., Keizer, R. P. (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 88,* 1479-1486.

Montellano-Ballesteros, M. (1990). Una edad del Irvingtoniano al Rancholabreano para la fauna Cedazo del Estado de Aguascalientes. Universidad Nacional Autónoma de México, *Instituto de Geología, Revista, 9*(2), 195-203.

Montellano-Ballesteros, M. (1997). New vertebrate locality of late Hemphillian age in Teocaltiche, Jalisco, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14*(1), 84-90.

Montgomery, D. R., López-Blanco, J. (2003). Post-Oligocene river incision, southern Sierra Madre Occidental, México. *Geomorphology, 55,* 235-247.

Moore, G., Marone, C., Carmichael, I., Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin, 106,* 383-394.

Mortensen, J. K., Hall, B. V., Bissing, T., Friedman, R. M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D. A., Ross, K.V., Gabites, J. E. (2008). Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of Central Mexico: constrains from U-Pb age and Pb isotope studies. *Economic Geology, 103,* 117-140.

Mooser, O. (1958). La fauna "Cedazo" del Pleistoceno de Aguascalientes: Universidad Nacional Autónoma de México, *Anales del Instituto de Biología, 29,* 408-452.

Mooser, O., Dalquest, W. W. (1975). Pleistocene mammals from Aguascalientes, Central México. *Journal of Mammalogy, 56,* 781-820.

Navarro-Molina, (2002). Modelización de fallas normales. Laboratorio de modelizaciones analógicas. https://www.ugr.es/~geodina/web_acrespo/model2_2.html.

Nemec, W., (1993). The concept of a fan delta: review and discussion, Extended abstract, 3rd International Workshop of Fan Deltas, Pohang (South Korea).

Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., Damon, P. E. (1981). Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. *México, Asociación de Ingenieros Mineros, Metalurgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica, 14,* 327-361.

Nieto-Samaniego, A. F., Macías-Romo, C., Alaniz-Álvarez, S. A. (1996). Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa central, *México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13*(1), 117-122.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G. (1997). La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14*(1), 13–25.

Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J. (1999). Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 111,* 347-363.

Owen, F. R. S., (1869). On fossil remains of Equines form Central and South America referable to Equus conversidens, Ow., Equus tau, Ow., and Equus arcidens, Ow. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 159,* 559-573, láminas 61-62.

Pettijohn, F. J. (1949). Sedimentary rocks. Harper's geoscience series. Harper & Brothers; 1st Edition. New York, Harper.

Platt, N. H., Wright V. P. (1991). Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects, en Anadón, P., Cabrera, LI., Kelts, K., eds., Lacustrine facies analysis Oxford, Blackwell Scientific, - *International Association of Sedimentologists, Special Publication, 13,* 57-74.

Ramos-Heredia J.E. (2023). *Inferencia de la alimentación de ungulata, Xenarthra y Proboscidea del pleistoceno de Aguascalientes con el método de mesodesgaste de molares.* [Tesina de Biología, Universidad Autónoma de Aguascalientes].

Reynoso-Rosales, V., Montellano-Ballesteros, M. (1994). Revisión de los équidos de la fauna Cedazo, del Pleistoceno de Aguascalientes, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11*(1), 87-105.

Sánchez-González, A., Vázquez-Tortoledo, R., Romo-Ramírez, J., de la Calleja-Moctezuma, A., Guerrero-Armenta, A. A. (1998). Carta geológico-minera Aguascalientes F13-9, esc. 1:250,000, Ags., Jal., Zac. y Nay: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

Selley R.C. (1976) An Introduction to Sedimentology. Academic Press, London.

SGM (Servicio Geológico Mexicano), (1998). Carta geológico-minera Aguascalientes F13-9, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

SGM (Servicio Geológico Mexicano), (2022). Carta geológico-minera Teocaltiche F13 D38. Escala 1:50,000. Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

SGM (Servicio Geológico Mexicano), (2025). Carta geológico-minera Encarnación F13 D29. Escala 1:50,000. Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

Suárez Arias A. M., (2019). *Edad, cinemática y fases de actividad del semigraben de Matancillas, Ojuelos, Jal., México,* [Tesis de Maestría], UNAM. pag 96.

30 Cuenca de Chicontepec

Noé Santillán Piña y Hatziry Yeyetzi Pérez Aquiahuatl

Sumario

30.1 Resumen
30.2 Abstract
30.3 Introducción
30.4 Generalidades
- 30.4.1 Ubicación
- 30.4.2 Trabajos geológicos previos
- 30.4.3 Tipo de cuenca
- 30.4.4 Descripción General
- 30.4.5 Sedimentología
- 30.4.6 Estratigrafía
- 30.4.7 Geología Estructural
- 30.4.8 Evolución Geológica
- 30.4.9 Mapa Geológico de la cuenca

30.5 Consideraciones Económicas
30.6 Conclusiones
30.7 Autoevaluación
30.8. Bibliografía

30.1 Resumen

La cuenca de Chicontepec se localiza en la margen centro-oriental de México, en el frente del Orógeno Mexicano y la planicie costera del Golfo de México, en el centro del estado de Veracruz y las porciones orientales de San Luis Potosí, Hidalgo y el norte de Puebla.

Es una cuenca de antepaís (Retro-Foreland), en la región sur de la Cuenca Tampico-Misantla. Durante la Orogenia Laramide se produjo el Orógeno Mexicano y al frente de este se formó una depresión topográfica con un nivel profundo de erosión que formó una cuenca marina profunda con una plataforma angosta, favoreciendo el desarrollo de corrientes turbidíticas, formando lóbulos y abanicos submarinos durante el Paleoceno-Eoceno Inferior, donde ocurrieron importantes pulsos de levantamiento topográfico del Orógeno Mexicano y en la cuenca se formaron tres megasecuencias (inferior, media y superior) separadas por discordancias regionales (Aguayo *et al.*, 2018).

La cuenca consiste estratigráficamente de sistemas turbidíticos complejos, siendo sus facies de lóbulos de abanico externo, aislados y no canalizados los más notables, compuestos por lentes arenosos dispersos y discontinuos. Las megasecuencias están compuestas por sedimentos texturalmente inmaduros, con fragmentos calcáreos altamente cementados como partículas compactas y no clasificadas, subangulares a subredondeadas.

Se tienen dos principales sistemas de fallas con una orientación de rumbo destrales SW-NE y los sistemas de fallas transpresivas destrales NW-SE.

Se tienen definidos tres plays productores de hidrocarburos: el Play Chicontepec de edad Paleoceno-Eoceno inferior, el Play Chicontepec Canal del Eoceno inferior-tardío, y Play Tantoyuca del Eoceno superior.

30.2 Abstract

The Chicontepec Basin is located on the central-eastern margin of Mexico, at the front of the Mexican Orogen and the coastal plain of the Gulf of Mexico, in

the center of Veracruz state and the eastern portions of San Luis Potosí, Hidalgo, and northern Puebla.

It is a foreland basin (Retro-Foreland), in the southern region of the Tampico-Misantla Basin. During the Laramide Orogeny, the Mexican Orogen was formed and at its front, a topographic depression was created with a deep erosion level that formed a deep marine basin with a narrow shelf. In the basin, favoring the development of turbiditic flows, forming lobes and submarine fans during the Lower Paleocene-Eocene, where important pulses of topographic uplift of the Mexican Orogen ocurred. Three megasequences (lower, middle, and upper) were formed in the basin, separated by regional unconformities (Aguayo *et al.*, 2018)

Stratigraphically, the basin consists of complex turbidite systems, with the most notable facies being those of isolated, no-channelized outer-fan lobe facies, composite by disperse and discontinue sandy lenses. The megasequences are made up of texturally immature sediments, with highly cemented calcareous fragments as compact and unclassified particles, ranging from subangular to subrounded.

There are two main fault systems with dextral strike-slip orientation SW-NE and dextral transpressive fault systems NW-SE.

Three hydrocarbon-producing plays are defined: the Paleocene-Early Chicontepec Play, the Late-Eocene Chicontepec Canal Play, and the Upper Eocene Tantoyuca Play.

30.3 Introducción

La Cuenca de Chicontepec es una de las cuencas más estudiadas en las últimas décadas, desde el punto de vista sedimentológico, tectónico y económico debido a su potencial petrolero, dada la cantidad de reservas de gas y aceite que se estima existen en el subsuelo.

La Cuenca de Chicontepec ha sido tradicionalmente descrita como una secuencia de turbiditas de aguas profundas con más de 2,000 metros de espesor de interestratificaciones delgadas y gruesas de lutitas, areniscas calcáreas y siliciclásticas

(Santillán y Aguayo, 2011), cubriendo un área de 11,300 km^2, dentro de los estados de Veracruz, Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí.

Sin embargo, debido a sus complejas características geológicas su explotación rentable resulta difícil y costosa comparada con otras cuencas. Con el paso del tiempo se ha podido mejorar el modelo geológico de la cuenca y con esto un mejor entendimiento de la misma.

30.4 Generalidades

30.4.1 Ubicación

La cuenca de Chicontepec se localiza en la margen centro-oriental de México sobre la planicie costera del Golfo de México, en la porción sureste de la cuenca Tampico-Misantla. La cuenca abarca varios estados: norte del Estado de Veracruz, sur del Estado de Tamaulipas, sureste del Estado de San Luis Potosí, noreste del Estado de Hidalgo y el norte del estado de Puebla (Aguayo *et al.*, 2018) (Figura 30.1).

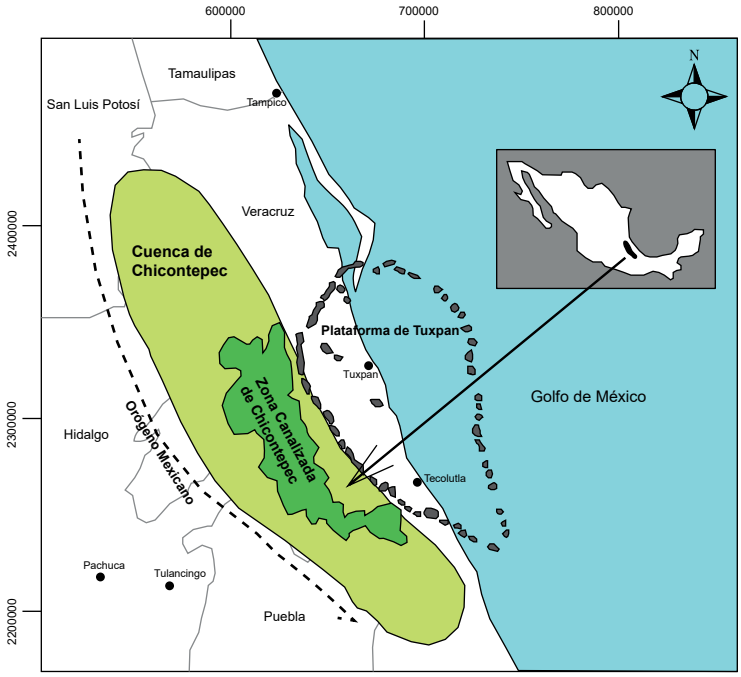


Figura 30.1. Ubicación de la Cuenca de Chicontepec (modificado de Santillán y Aguayo, 2011 y Palazuelos, 2021).

30.4.2 Trabajos geológicos previos

La Formación Chicontepec fue estudiada inicialmente por Cummins (Dumble, 1918) denominándola capas de Chicontepec, siendo Dumble (1918) quien acuñó por vez primera el término Chicontepec, el cual presentó un trabajo titulado *"Geology of the northern end of the Tampico embayment area",* el cual se considera uno de los primeros trabajos geológicos en el área de Tampico (Hernández, 2018).

Por su parte Nuttal (1930) dividió a la Formación Chicontepec con bases micropalentológicas en tres unidades: la superior, la media e inferior, siendo Muir (1936) quien se refiere a esta como grupo Chicontepec (SGM, s.f).

Posteriormente, Busch y Govela (1978), realizan un estudio estratigráfico y estructural de las turbiditas de Chicontepec, en especial en la parte sureste de la Cuenca Tampico-Misantla. Cantú-Chapa (1985) en Bitter (1993) refiere a la unidad Chicontepec a la parte alta del Paleoceno temprano hasta el Eoceno temprano (Santillán y Aguayo, 2011).

Bitter (1993) realizó un estudio donde determina la procedencia de los sedimentos terrígenos, dirección y sentido de las paleocorrientes dominantes del fondo marino, que determinaron el transporte y distribución de las areniscas paleógenas de Chicontepec, asociándolas al levantamiento del Orógeno Mexicano y del macizo de Teziutlán.

En un intento por establecer las facies turbidíticas del Cenozoico Temprano en la Cuenca de Chicontepec, Mutti y Araujo (1997) realizan una guía de campo en diversos afloramientos dentro de la misma.

Scotia Group Inc. en 2004 seccionó a la Formación de Chicontepec en nueve unidades estratigráficas delimitadas por sus características estructurales y estratigráficas, tomando como base horizontes de máxima inundación y contactos transicionales. En su estudio también generaron marcadores sísmicos los cuales se utilizaron en la creación de mapas estructurales (De Anda, 2017).

Durante el Simposio: La Investigación y Desarrollo Tecnológico en la Facultad de Ingeniería, UNAM, Aguayo *et al.* (2006) presentaron un resumen de la Geología de la Cuenca de Chicontepec del centro-oriente de México, como un antecedente para el estudio del noroccidental de la cuenca.

En 2009 PEMEX desarrolló un atlas de la Cuenca de Chicontepec mediante estudios de afloramientos para comprender los modelos sedimentarios a fin de encontrar zonas más atractivas económicamente (De Anda, 2017).

Santillán (2009) caracteriza las facies turbidíticas en el noroeste de la Cuenca de Chicontepec, identificando subambientes de abanico medio e inferior en depósitos paleosedimentarios marinos profundos. Santillán y Aguayo (2011) amplían el estudio de las facies sedimentarias turbidíticas concluyendo que en los afloramientos estudiados al noroeste de la cuenca se pueden reconocer las litofacies propuestas por Mutti.

Aguayo et al (2016) realizaron estudios sedimentológicos de los sistemas turbidíticos, dividiendo a la cuenca en tres secuencias de sedimentación, proponiendo un modelo paleosedimentario (De Anda, 2018). Aguayo et al (2018) identifican e interpretan litofacies sedimentarias, así como diversos ambientes de depósito dentro de los sistemas turbidíticos, separadas por una serie de discordancias regionales las cuales son interpretadas como megasecuencias progradantes.

Debido a la complejidad de los yacimientos es indispensable el uso de tecnologías avanzadas y la aplicación de la inteligencia artificial ha sido de gran importancia, de ahí que, Garza et al (2023) realizaron mapas auto-organizados aplicados en la caracterización sísmica y estática de yacimientos dentro de Chicontepec, lo que permitió una clasificación de los valores de los diferentes atributos sísmicos mediante un algoritmo de redes neuronales, los cuales contienen información geológica y permite asociar las respuestas con zonas de interés.

Santillán *et al.* (2024) realizaron un trabajo sobre la importancia y aplicación de los icnofósiles y microfósiles en la reconstrucción paleoambiental de las secuencias turbidíticas en la cuenca de Chicontepec.

30.4.3 Tipo de cuenca

Una cuenca foreland se forma debido a procesos de flexura litosférica, ubicándose esta entre una cadena montañosa y un cratón adyacente, correspondiendo en el caso de la cuenca de Chicontepec al cinturón de pliegues y cabalgaduras del Orógeno Mexicano y la Placa Norteamericana. Como la cuenca de Chicontepec se ubica detrás de un arco magmático y se asocia a la subducción de la litósfera oceánica de la Placa de Farallón se clasifica como una cuenca Retro-Foreland, asociada a un margen tipo Andino (colisión océano-continente) (Arellano *et al.*, 2021).

Debido a que la Plataforma de Tuxpan sirvió como contrafuerte durante la deformación, se inhibió el desarrollo de la cuenca, cuyo ancho es más corto que el promedio de otras cuencas foreland. Debido a esto no se desarrollaron todas las zonas de depocentros en la cuenca, como "forebulge" y "backbulge", solamente el foredeep o antefosa, en donde se ubican las tres megasecuencias (Loza, 2014).

30.4.4 Descripción General

La cuenca de Chicontepec tiene forma alargada en sentido NW-SE, cuyo eje axial tiene una longitud de 250 km, y cubre una superficie de 11, 300 km^2 con un ancho promedio de 60 km. Se encuentra entre los 19° y 21° latitud y 96° y 98° longitud. Tectónicamente se encuentra delimitada hacia el norte por el Paleocanal de Bejuco-La Laja (de edad paleógena), al sur por el Macizo Metamórfico de Teziutlán, al oeste por el Orógeno Mexicano y al este por la Plataforma de Tuxpan (Isla de Tuxpan) (Aguayo *et al.*, 2018) (Figura 30.2).

30.4.5 Sedimentología

Los sedimentos que dan lugar al relleno de la Cuenca de Chicontepec son aquellos derivados principalmente de la erosión del Orógeno Mexicano y de la paleo-isla de Tuxpan (litoarenitas calcáreas de grano fino a medio), del macizo metamórfico de Teziutlán, así como de los complejos de arcos de islas de la Sierra Madre Occidental (ceniza volcánica), originados estos últimos por la subducción de la

placa oceánica de Farallón a lo largo del margen occidental de México durante la Orogenia Laramide (Aguayo *et al.*, 2018).

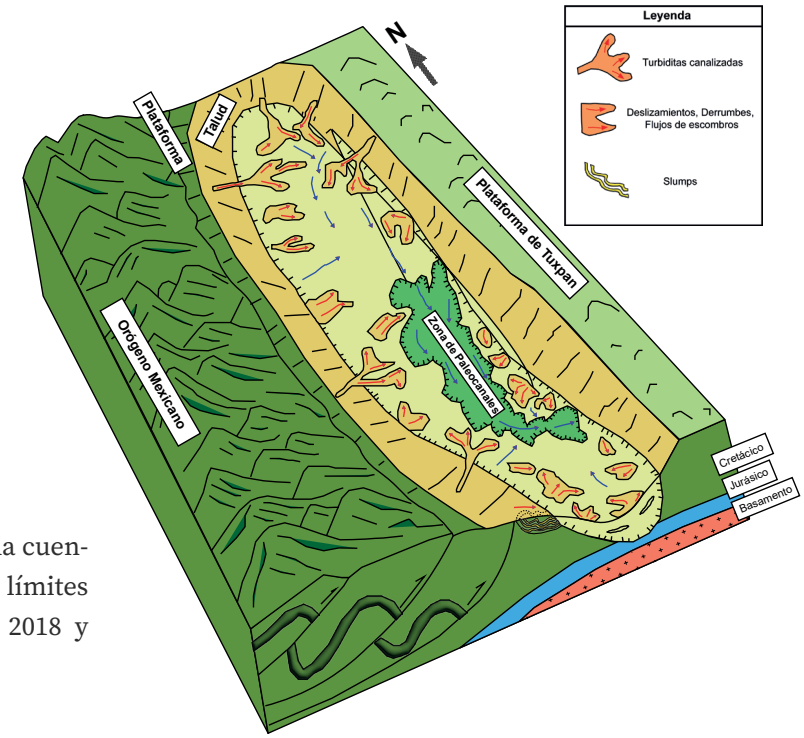


Figura 30.2. Esquema de la cuenca donde se muestras sus límites tectónicos (Aguayo et al., 2018 y Sarkar et al., 2016).

Los sedimentos resultantes estuvieron sometidos a la acción de las corrientes del fondo marino, que generaron sistemas turbidíticos complejos en forma de lóbulos y abanicos submarinos, así como depósitos gravitacionales como los slumps, deslizamientos, derrumbes y flujos de escombros (Aguayo y Santillán, 2011), en los bordes del talud.

Dentro de los principales subambientes que pueden identificarse dentro de los abanicos submarinos, son el abanico interno, medio y externo (Santillán, 2009) (Figura 30.3).

Es en el abanico interno donde se depositan las gravas y arenas de grano grueso y muy grueso, las cuales son transportadas por canales submarinos que se adentran en la cuenca. Los sedimentos más gruesos se acumulan en la zona de derrumbes y en los sistemas de canales.

Dentro del abanico medio se depositan arenas de grano medio a fino las cuales son transportadas por corrientes de turbidez que fluyen a lo largo del fondo de

la cuenca, formando lóbulos. Por su parte, el abanico externo recibe incrementos de depósitos de sedimentos suspendidos por pulsos de turbiditas de grano fino (Santillán, 2019).

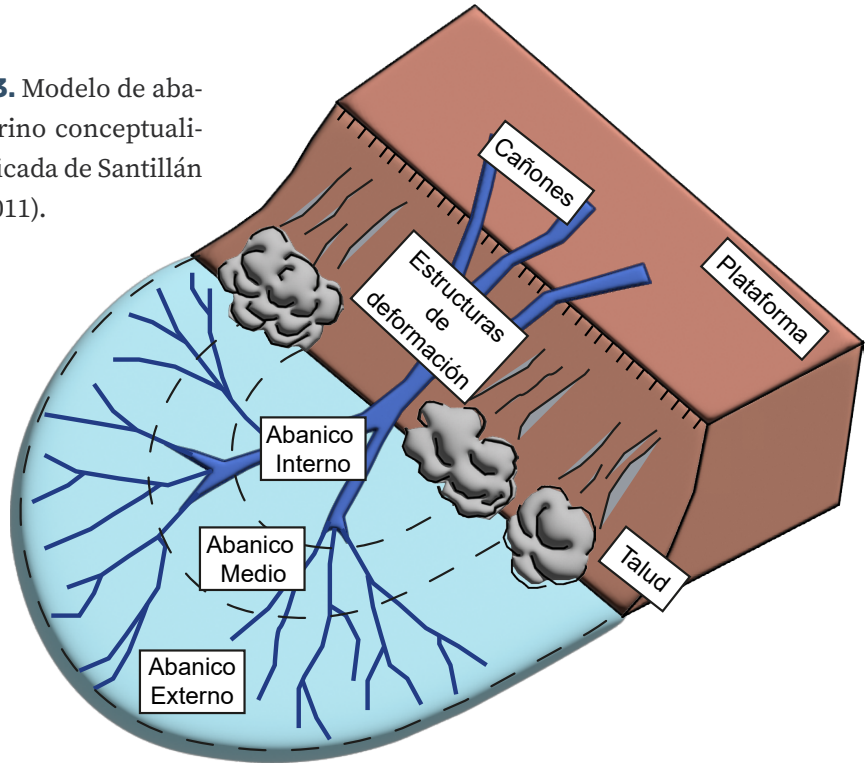


Figura 30.3. Modelo de abanico submarino conceptualizado (Modificada de Santillán y Aguayo, 2011).

Aguayo *et al.* (2018) mencionan que los sedimentos son texturalmente inmaduros, con fragmentos calcáreos altamente cementados como partículas compactas y no clasificadas, subangulares a subredondeadas.

Los afloramientos estratigráficos del borde noroeste y sur de la cuenca consisten principalmente de sistemas de lóbulos de abanico externo con areniscas gruesas y extensas lateralmente, no canalizadas y desprendidas de los canales alimentadores; en donde los flujos gravitacionales fueron lo suficientemente extensos para propagarse a través de toda la cuenca. Los lóbulos de abanico interno y medio fueron superpuestos o incluso exhumados durante los eventos de cabalgamiento del frente del Orógeno Mexicano y de acuerdo con el levantamiento noroeste del basamento Cretácico y la inclinación y subsidencia hacia el sureste de la cuenca (Aguayo *et al.*, 2018).

Estos depósitos pueden ser divididos en tres megasecuencias estratigráficas del Paleoceno al Eoceno inferior, las cuales se asocian a varios episodios tectono-sedimentarios, limitados por superficies discordantes, indicando periodos intermitentes de sedimentación, con progradación y tendencia a acuñarse hacia el NW-SE (Loza, 2014). De acuerdo con Aguayo *et al.* (2018), estas megasecuencias están compuestas por sistemas turbidíticos de baja densidad, que se depositaron en ambientes marinos batiales, a más de 500 m de profundidad y con más de 1800 m de espesor en los bordes noroeste y suroeste de la cuenca (Aguayo *et al.*, 2018).

30.4.6 Estratigrafía

El basamento de la cuenca corresponde a las formaciones mesozoicas que se depositaron en distintos ambientes marinos y continentales. Las formaciones del Jurásico corresponden con la Formación Huayacocotla que se caracteriza por una secuencia de conglomerados, areniscas, calizas y lutitas que reflejan un ambiente marino somero de baja energía; la Formación Cahuasas que muestra sedimentos que incluyen conglomerados y lutitas, formados en ambientes de abanicos aluviales y planicies de inundación. La Formación Huehuetepec presenta una mezcla de evaporitas, lutitas y *grainstone*, señalando variaciones en la energía del ambiente marino, mientras que la Formación Tepexic se distingue por sus calizas, depositadas en condiciones de media a alta energía marina. La Formación Santiago, se compone principalmente de lutitas y calizas, reflejando un entorno de plataforma marina con depresiones. La Formación Tamán se caracteriza por calizas bien estratificadas de color negro con intercalaciones de lutitas negras, indicando un margen de plataforma, mientras que la Formación San Andrés incluye *grainstone*s de ooides, peletoides, bioclastos e intraclastos, formadas en un ambiente de depósito mixto o de rampa cercana al litoral. Finalmente, la Formación Pimienta, se compone de una secuencia de calizas de color gris oscuro en capas delgadas con bandas de pedernal (SGM, s.f).

Las formaciones del Cretácico son la Formación Tamaulipas compuesta de *wackestone* y *mudstone* grises con microfósiles planctónicos, además de pedernal y lutitas negras, depositados en una rampa que pasa transicionalmente a cuenca en aguas de baja a moderada energía. Por su parte, la Formación Tamaulipas

Superior presenta calizas *mudstone* a *wackestone* grises y negras con bandas y lentes de pedernal y nódulos de hematita; presenta intercalaciones de lutitas, margas y delgados horizontes de tobas; su ambiente de depósito corresponde a facies de cuenca con influencia volcánica ya que contiene material tobáceo proveniente de la actividad volcánica del arco magmático del occidente. La Formación Tamabra está compuesta por brechas carbonatadas, dolomitizadas o parcialmente dolomitizadas, con fragmentos de calizas arrecifales y moluscos, depositadas al pie del talud continental, representando una facies intermedia entre depósitos de arrecife y mar abierto. La Formación Agua Nueva consiste en *mudstone* y *wackestone* con nódulos y bandas de pedernal, lutitas carbonosas y margas, depositadas en ambientes que varían de plataforma externa a cuenca. La Formación San Felipe está formada por una alternancia de calizas, lutitas y margas con nódulos de pedernal y lutitas bentónicas, depositadas en un ambiente de plataforma externa. Finalmente, la Formación Méndez se caracteriza por lutitas y margas que alternan con capas de bentonita, calizas arcillosas y lutitas bentónicas, depositadas en un ambiente de mar abierto con aporte de terrígenos y cenizas volcánicas, representando facies de relleno de cuenca (CNH-UNAM, 2012).

El relleno de la cuenca corresponde con las formaciones del Paleoceno y el Eoceno (Figura 30.4).

La columna estratigráfica inicia con la Formación Velasco del Daniano, compuesta por lutitas calcáreas alternadas con escasas capas de arenisca. Su ambiente depósito va de nerítico a batial en aguas moderadamente profundas. Su contenido paleontológico está compuesto por una variedad de foraminíferos. Sobreyaciendo encontramos a la Formación Chicontepec, la cual fue propuesta inicialmente por Dumble (1918); siendo Nuttal (1930) quien propone tres divisiones o formaciones basadas en criterios micropaleontológicos (inferior, media y superior). Por su parte, Muir (1936) se refiere a esta unidad como Grupo Chicontepec. Trabajos recientes proponen el término de megasecuencias (inferior, media y superior) para describir estas unidades cenozoicas que rellenan la cuenca, las cuales corresponden a tres grandes episodios de sedimentación, que, a su vez, se encuentran separadas por una discordancia basal de las formaciones mesozoicas (Santillán *et al.*, 2024).

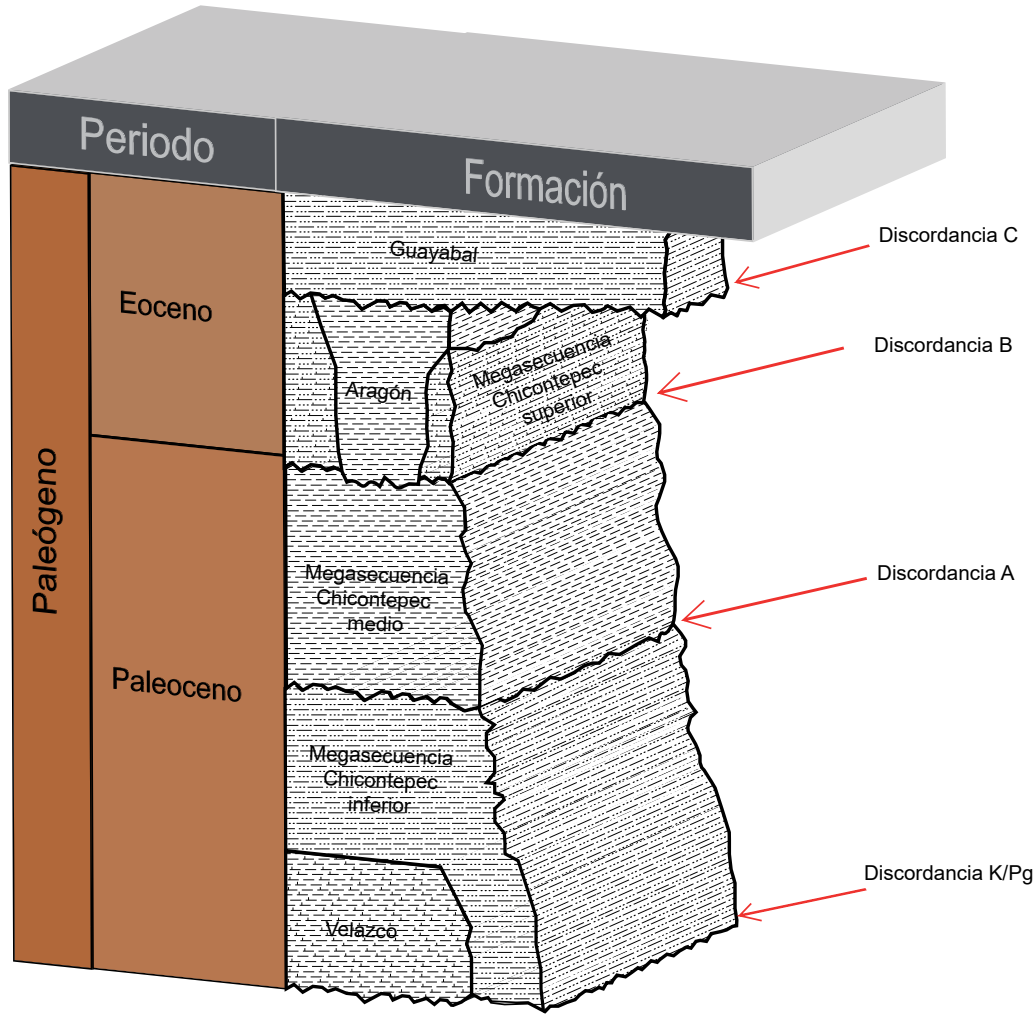


Figura 30.4. Columna Estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec (Modificado de Aguayo et al., 2018).

La megasecuencia Chicontepec inferior de edad Paleoceno medio presenta un espesor entre 150 a 550 m, consiste en facies arcillosas de fondo marino (Formación Velasco) y facies de arcilla arenosa y franjas frontales arcillosas (Chicontepec Inferior) (Aguayo *et al.*, 2018). Esta última está compuesta principalmente de lutitas suaves, grises, ligeramente arenosa con tonos verdosos y café con contenidos moderados de bentonita blanca y verde; se presentan intercaladas con areniscas arcillosas grises de grano fino; contiene impregnaciones de aceite residual (Pérez, 1990; Alemán, 1980). Aflora en la parte norte de la Cuenca de Chicontepec, desde Huejutla de Reyes hasta el norte del Arroyo Tanlajas, y a lo largo de la carretera México-Poza Rica en los kilómetros 229, 256 y 261. También se tienen muy buenos afloramientos entre la Ceiba y la comunidad del Pozo,

Puebla. El depósito de esta formación se asocia al continuo levantamiento del Occidente y un acelerado hundimiento o basculamiento al oriente. Este episodio es relacionado con el Orógeno Mexicano, que al erosionarse aportó un gran volumen de sedimentos hacia la cuenca en condiciones próximas a los litorales y a zonas marginales de profundidad somera y también como depósitos que ocurrieron de manera irregular en abanicos submarinos. Se le considera como roca almacenadora por sus horizontes lenticulares arenosos (Nava y Alegría, 2001); lo cual puede corroborarse, ya que al NW del campo petrolero Soledad se presenta como roca almacenadora-productora (Pérez, 1990); sus facies arcillosas corresponden con rocas generadoras o sello (CNH-UNAM, 2012).

La megasecuencia Chicontepec medio de edad Selandiano al Thanetiano, tiene un espesor de 225 a 500 m. Consiste en sistemas de lóbulos progradantes de abanico externo, con facies arenosas y limosas (Aguayo *et al.*, 2018). Se compone de una secuencia de lutitas de color gris verdoso, gris y café con contenidos de bentonita, en varias localidades presenta impregnaciones de aceite (Pérez, 1990). En algunas localidades se caracteriza por la presencia de horizontes con guijarros de caliza y de areniscas conglomeráticas, alternadas con areniscas oscuras de grano fino a medio, compactas y con restos de plantas; al sur de la Cuenca de Chicontepec se encuentran lutitas compactas, masivas, color gris, sin estratificación visible y con láminas de areniscas calcáreas (Nava y Alegría, 2001). Su contacto superior es concordante en algunos sitios, o discordante en otros, con la Megasecuencia superior y la Formación Aragón, en tanto que el contacto inferior también es concordante o discordante con la megasecuencia inferior. Se considera un ambiente de depósito similar al de la megasecuencia Chicontepec Inferior con batimetrías similares, con diferencia en la magnitud de los periodos de aporte, esto se interpreta por la variación en la alternancia de los sedimentos arcillosos. Se le considera roca almacenadora por sus horizontes arenosos los que presentan alta porosidad y permeabilidad (Nava y Alegría, 2001 en CNH-UNAM, 2012).

La megasecuencia Chicontepec superior de edad Eoceno inferior consiste en areniscas calcáreas o ligeramente calcáreas de color gris claro a gris oscuro, de grano fino a medio, presentando una ligera impregnación de aceite residual en varias de las localidades donde aflora. Contiene escasos estratos de lutitas

suaves levemente arenosas, de color pardo oscuro, gris verdoso y verde oscuro, también con impregnaciones de aceite residual (Alemán, 1980). Presenta estructuras primarias como laminación cruzada, canales de corte y relleno, rizaduras de corrientes, huellas de carga y restos de carbón diseminado; el espesor promedio es de 400 m. Se infiere que estos sedimentos se depositaron en una plataforma clástica con influencia de flujos turbidíticos distales, en el marco del relleno de la cuenca de Chicontepec, en un ambiente poco profundo, en donde proliferaban organismos bentónicos. Es roca sello por sus horizontes arcillosos, y en sus horizontes arenosos se tienen las mejores posibilidades de contener hidrocarburos (Nava y Alegría, 2001; Pérez, 1990 en CNH-UNAM, 2012).

La Formación Aragón del Eoceno temprano consiste en lutitas de color gris claro, gris oscuro y verdoso, presentando en la parte inferior algunos horizontes de arenisca, así como algunos nódulos calcáreos. El ambiente de depósito corresponde a aguas poco profundas en una plataforma clástica. En algunos sectores de la cuenca presenta un contacto inferior discordante con la Formación Velasco y la megasecuencia Chicontepec medio, y un contacto superior discordante con la Formación Guayabal. Se considera almacenadora por sus horizontes arenosos y roca sello por sus horizontes arcillosos (Nava y Alegría, 2001).

La Formación Guayabal tiene una edad del Eoceno medio y está constituida por lutitas intercaladas con areniscas de grano fino, además de lechos de bentonita y su ambiente de depósito varía entre batial a nerítico. Su contacto inferior es discordante con la megasecuencia Chicontepec superior y con la Formación Aragón.

Respecto a su contenido fósil la cuenca de Chicontepec presenta microfósiles principalmente foraminíferos, los macrofósiles son escasos siendo los fósiles traza los más extensamente caracterizados en esta zona (Santillán *et al.*, 2024).

Dentro de los foraminíferos que se han identificado en la Cuenca de Chicontepec tenemos la presencia de globigerínidos (*Acarinina mckannai, A.cf. mackannai, Acarininia sp, Parasubbotina pseudobulloides, S. velascoensis*), rotálidos (*Allomorphina macrostoma, Anomalinoides rubiginosus, Cubicides sp., Oridorsalis plummerae*), nodosarios (*Chrysalogonium deceptorium, L. rotulata, Lenticulina sp., Siphonodosaria consobrina*) ammnodíscidos (*Ammodiscus cretaceous, Glomospira charoides, B.*

taurinensis) y texturálidos (*Conglophragmium irregulare, Haplophragmoides eggeri, Textulariella barrettii y Trochamminoides velascoensis*) (Santillán *et al.*, 2024).

Los fósiles trazas registrados en la cuenca se pueden clasificar en grupos morfológicos: estructuras simples y ramificadas (*Halopoa imbricata, Esponja liomorfa oraviense*), estructuras radiales (*Lorenzinia apenninica*), estructuras spreiten (*Zoophycos*), estructuras sinuosas y serpenteantes (*Cosmorhapne sinuosa*), estructuras espirales (*Spirorhapne azteca*) y estructuras ramificadas sinuosas y serpenteantes (*Paleomeandron cf.*) (Santillán *et al.*, 2024).

30.4.7 Geología Estructural

La cuenca de Chicontepec se asocia con dos eventos de deformación, los cuales dieron lugar a estructuras secundarias: Plegamiento de la Orogenia Laramide y el Sistema de Fallas Laterales (Loza, 2014).

Los sistemas de fallas de rumbo destrales SW-NE, enmarcan los escalones tectónicos más orientales de las zonas emergidas en el frente de empuje del Orógeno Mexicano durante los esfuerzos laramídicos; y los sistemas de fallas transpresivas destrales NW-SE, con esfuerzos de corte y sistemas de fracturas se asocian a esfuerzos post-laramídicos (Aguayo *et al.*, 2018).

Este último sistema de fallas sirvió como ruta vertical de migración del aceite, contenido en la megasecuencia media, hacia una serie de areniscas microfracturadas correspondientes a las trampas petroleras (Aguayo *et al.*, 2018).

30.4.8 Evolución Geológica

El origen de una cuenca foreland se encuentra ligada al proceso de flexura litosférica, en donde se produce subsidencia debido a la flexión hacia abajo de una placa continental por los esfuerzos de construcción de un orógeno (Loza, 2014). En el caso de la cuenca de Chicontepec, esta se ubica al frente del Orógeno Mexicano, detrás de un arco magmático, y se encuentra vinculada a la

subducción de la Placa Farallón (litósfera oceánica) debajo de la Placa Norteamericana (Figura 30.5; Santillán *et al.*, 2024).

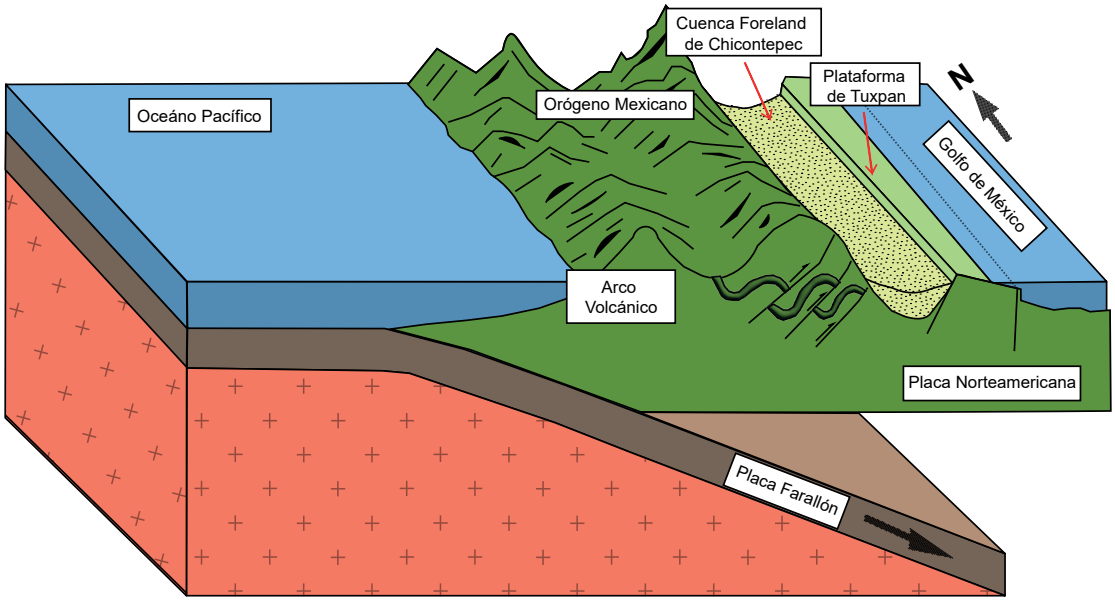


Figura 30.5. Esquema del Modelo Tectónico de la Cuenca Retro-Foreland de Chicontepec (Modificado de Santillán et al., 2024).

Durante la Orogenia Laramide se termina la sedimentación del margen pasivo, dando paso a un periodo de esfuerzos compresivos que originan pliegues y cabalgaduras en el frente del Orógeno Mexicano. Por su parte, la Plataforma de Tuxpan ubicada al este, sirvió como contrafuerte, y la carga tectónica provocó subsidencia, dando origen a la cuenca de antepaís de Chicontepec (Santillán *et al.*, 2024). La pendiente pronunciada generada, una plataforma estrecha y una zona de aguas profundas que rodeaban a la cuenca, permitió el asentamiento de los sedimentos arcillosos y arenosos transportados por corrientes de turbidez provenientes de diferentes direcciones formando lóbulos y abanicos submarinos (Loza, 2014).

Desde el Paleoceno medio hasta el Paleoceno superior, el basamento continuó con la subducción y se inclinó hacia el sureste, desplazando progresivamente el depocentro de la cuenca hacia el noreste, y sincrónicamente, los flujos de turbidez hacia el sureste (Aguayo *et al.*, 2018); razón por la que se generó un mayor levantamiento del sector norte, con respecto al sector sur, y de ahí que las unidades más jóvenes se encuentren en este último.

Se estima que el levantamiento del Orógeno Mexicano comenzó durante el Paleoceno inferior en el sector NW al borde de la cuenca, favoreciendo el desarrollo de paleocanales en las zonas de relieve negativo aún presentes, a través de los cuales se emplazaron depósitos turbidíticos provenientes del NW y en dirección al SE (CNH-UNAM, 2012) (Figura 30.6).

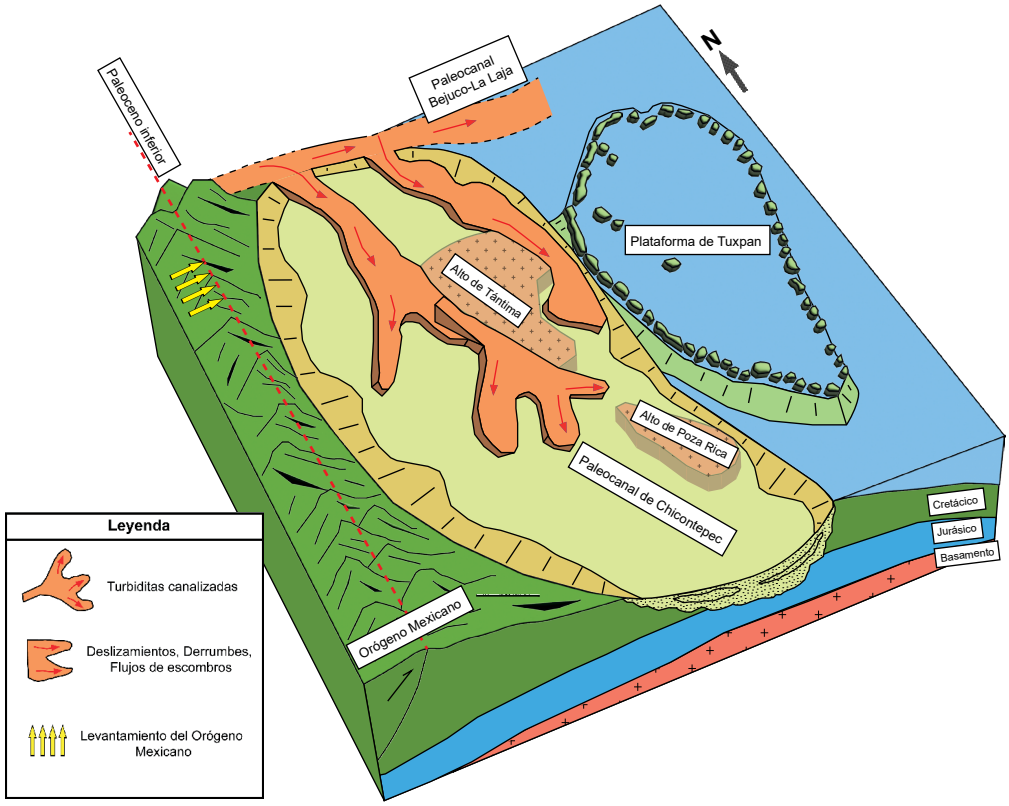


Figura 30.6. Proceso de deformación y depósito durante el Paleoceno Inferior, asociados a la Cuenca de Chicontepec.

A medida que la deformación continuó durante el Paleoceno medio, el sistema de esfuerzos migra hacia el SE al borde de la cuenca y con esto se acorta el ancho de esta (eje transversal), convirtiéndose el Orógeno Mexicano en la principal fuente de aporte del relleno sedimentario. La combinación del borde acortado al occidente (levantamiento) y la continua subsidencia de la cuenca favoreció el desarrollo de turbiditas canalizadas en forma de lóbulos, así como depósitos gravitacionales (deslizamientos, derrumbes y flujos de escombros) provenientes del SW y en dirección al NE (Figura 30.7) (TEMPLE, 2012).

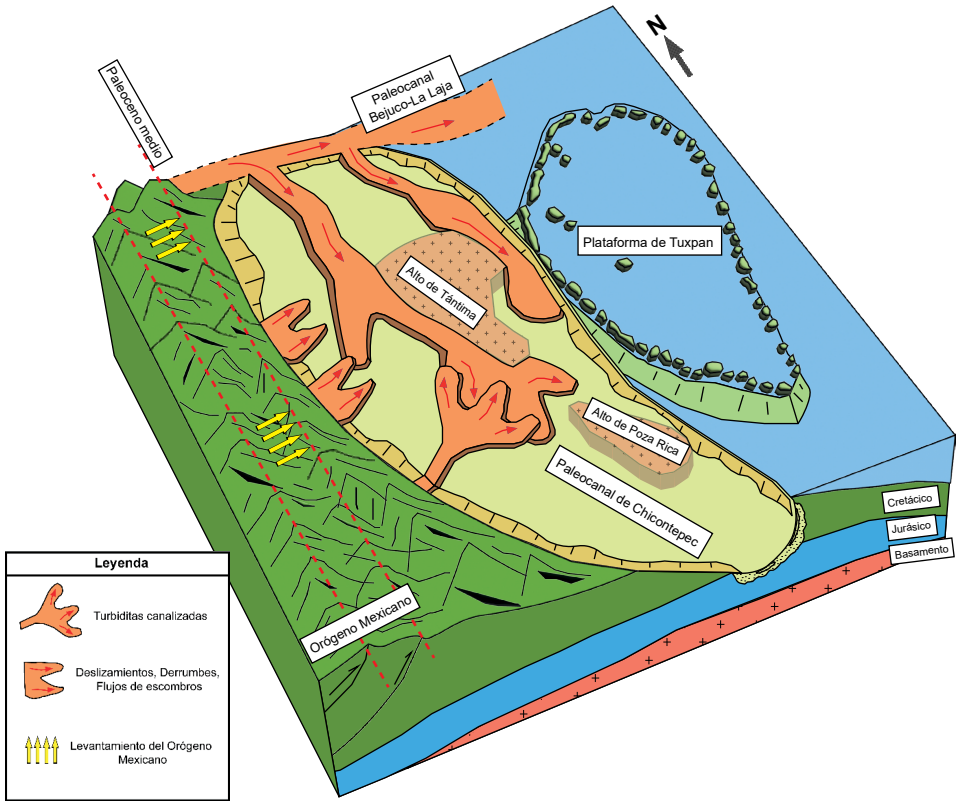


Figura 30.7. Proceso de deformación y depósito durante el Paleoceno Medio, asociados a la Cuenca de Chicontepec.

La complejidad de los depósitos sedimentarios se debe al traslape que existe entre los depósitos procedentes del NW y los del SW, cuyos datos de paleocorrientes aparentemente caóticos, pueden explicarse genéticamente debido a corrientes de reflujo generadas por la interferencia de algún alto topográfico en el fondo de la cuenca, perturbando los depósitos previamente depositados. Este tipo de depósitos se cree que fueron comunes durante el Paleoceno superior en donde el sistema de esfuerzos continuó migrando hacia el SE, lo que los ubicó frente a la plataforma de Tuxpan, convirtiendo a ésta en un contrafuerte y una nueva zona de aporte de sedimentos turbidíticos (Figura 30.8). Este comportamiento estructural se dio de forma continua, hasta que la Placa Farallón fue consumida en su totalidad (CNH-UNAM, 2012).

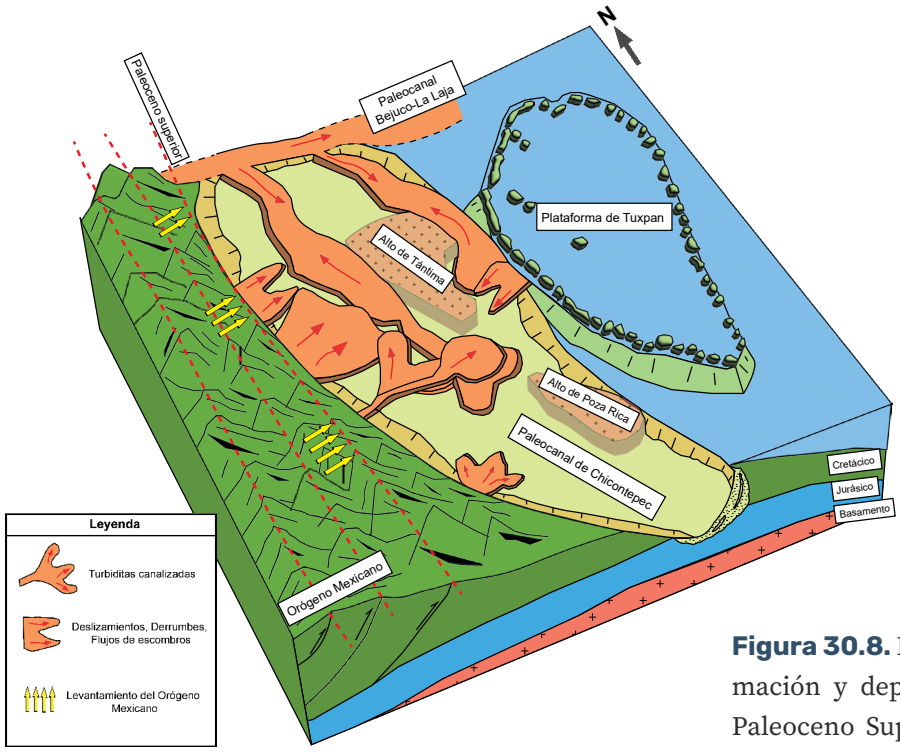


Figura 30.8. Proceso de deformación y depósito durante el Paleoceno Superior, asociados a la Cuenca de Chicontepec.

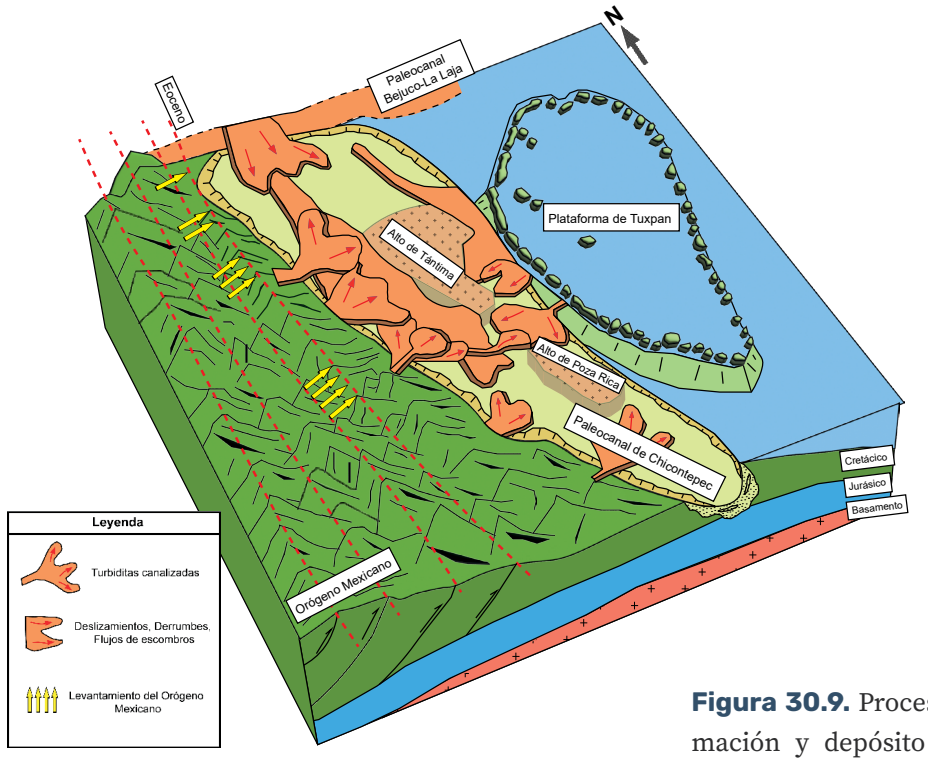


Figura 30.9. Proceso de deformación y depósito durante el Eoceno, asociados a la Cuenca de Chicontepec.

Al continuar el levantamiento del Orógeno Mexicano, y el acortamiento de la cuenca, se incrementa la cantidad de sedimentos y la configuración compleja del depósito, generando el emplazamiento de abanicos progradantes hacia el centro de la cuenca, en dirección NE, perturbados por los procedentes de la plataforma de Tuxpan en dirección SW. El aporte del NW disminuyó considerablemente debido a que los esfuerzos principales y el mayor acortamiento de la cuenca se concentró en la región centro-sur y sureste durante el Eoceno, propiciando el cierre de los canales alimentadores generados durante el Paleoceno inferior en el sector norte de la cuenca, los cuales pudieron haber sido destruidos por derrumbes y flujos de escombros (Figura 30.9) (TEMPLE, 2012).

30.4.9 Mapa Geológico de la cuenca

En el mapa geológico de la cuenca de Chicontepec hay un claro predominio de lutitas y areniscas del Paleógeno hacia la parte NW, con algunos afloramientos del Cretácico y de Jurásico hacia la parte SE. También podemos observar rocas ígneas extrusivas en el sector sureste (Figura 30.10).

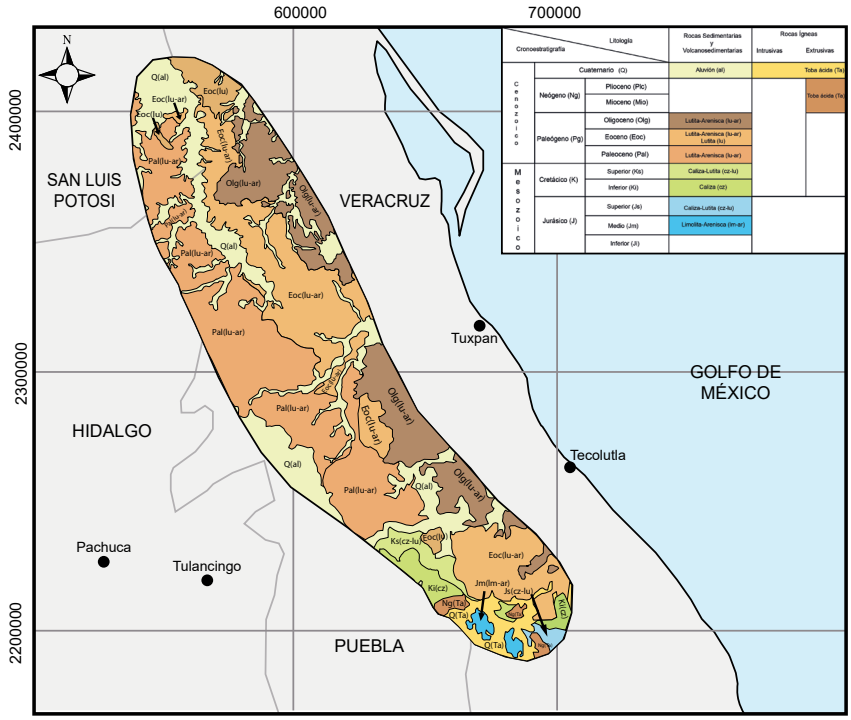


Figura 30.10. Mapa Geológico de la Cuenca de Chicontepec. (Compilado y modificado de las cartas geológicas INEGI 1:250 000, Ciudad Valles F14-8, Tamiahua F14-9, Pachuca F14-11, Poza Rica F14-12 y Veracruz E14-3).

30.5 Consideraciones Económicas

La importancia económica de la cuenca de Chicontepec está relacionada principalmente con los hidrocarburos contenidos en sus yacimientos. Las megasecuencias de Chicontepec tienen potencial generador principalmente de gas con volúmenes menores de aceite, específicamente la megasecuencia Chicontepec medio, ya que en sus horizontes arenosos se tienen las mejores posibilidades de contener hidrocarburos. Las formaciones que contienen las secuencias generadoras son previas a la formación de la cuenca cenozoica, y son las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta, correspondientes a facies arcillo-calcáreas del Jurásico; la Formación Agua Nueva del Cretácico superior y en menor medida los horizontes arcillosos de las megasecuencias Chicontepec inferior y medio. En Chicontepec se tienen definidos tres plays productores: Play Chicontepec de edad Paleoceno-Eoceno inferior que se encuentra distribuido principalmente en la porción occidental de la cuenca, siendo la más importante por su productividad con relación con los restantes; Play Chicontepec Canal de edad Eoceno inferior-tardío distribuido en la porción sureste de la cuenca y Play Tantoyuca de edad Eoceno superior distribuido principalmente entre el borde oriental de la cuenca y la plataforma de Tuxpan (Loza, 2014).

Corona *et al.* (2006) reportan como localidades potenciales de depósitos de carbón, los delgados mantos ubicados en el poblado de Tamazunchale (San Luis Potosí) de edad Paleógena, así como los ubicados en Yahualica y Chicontepec (Veracruz) de edad oligocénica.

En el aspecto hidrológico la CONAGUA (s.f) contabiliza 21 acuíferos principales dentro de la cuenca de Chicontepec para el abastecimiento de agua potable para los poblados que se encuentran dentro de la cuenca (Tabla 30.1).

Tabla 30.1. Acuíferos importantes de la Cuenca de Chicontepec. Los valores que se muestran en la tabla son: Recarga Media Anual (R), Descarga Natural Comprometida (DNC), Volumen de Extracción de Aguas Subterráneas (VEAS) y Disponibilidad Media Anual de Agua Subterránea (DMA) (Modificado de CONAGUA, s.f).

Acuífero	Tipo de Acuífero	R	DCN	VEAS	DMA
Poza Rica	Libre	362.8	344.7	16.646295	1.453705
Tecolutla	Libre	2204.3	2158.0	33.016502	13.283498
Martínez de la Torre-Nautla	Libre	1702.2	1596.9	29.483098	75.816902
Valle de Actopan	Libre	211.3	116.2	82.866177	12.233823
Costera de Veracruz	Libre Semiconfinado	293.5	102.5	206.617630	-15.617630
Orizaba-Córdoba	Libre Confinado	78.8	45.0	40.099535	-6.299535
Cotaxtla	Libre Semiconfinado	356.5	170.6	215.104653	-29.204653
Omealca-Huixcolotla	Libre Confinado	86.8	27.2	53.104401	6.495599
Los Naranjos	Libre Confinado Semiconfinado	1446.0	834.7	493.726362	117.573638
Soteapan-Hueyapan	Libre Confinado Semiconfinado	285.3	193.3	16.204825	75.795175
Costera de Coatzacoalcos	Libre	3371.0	3202.6	107.339095	61.060905
Álamo-Tuxpan	Libre Confinado Semiconfinado	697.9	640.8	44.259281	12.840719
Sierra De San Andrés Tuxtla	Libre Confinado Semiconfinado	197.7	163.5	13.824816	20.375184
Tampico-Misantla	Libre Semiconfinado	268.0	138.2	35.845513	93.954487
Cuenca Río Papaloapan	Libre Confinado Semiconfinado	4217.3	4086.9	113.371206	17.028794
Costera del Papaloapan	Libre	716.5	599.4	39.298366	77.801634
Tamuín	Libre	370.5	298.9	17.545269	54.054731
Atotonilco-Jaltocán	Libre	12.8	8.6	0.729064	3.470966
Xochitlán-Huejutla	Libre	39.1	31.0	1.743223	6.356777
Atlapexco-Candelaria	Libre	192.7	183.7	1.552531	7.447469
Calabozo	Libre	81.1	71.6	1.429000	8.071000

3.6 Conclusiones

La cuenca de antepaís de Chicontepec del Paleógeno inferior es una de las cuencas más estudiadas en las últimas décadas, desde el punto de vista sedimentológico, tectónico y económico. Esta cuenca fue resultado de la presión ejercida por el frente del Orógeno Mexicano que emergió, cabalgó y se plegó sobre la litosfera que estaba en subsidencia, durante los esfuerzos tectónicos de la Orogenia Laramide hacia el noroeste, contra la Plataforma de Tuxpan al este.

Como resultado de estos procesos se favoreció el relleno de la cuenca por sedimentos clásticos transportados por sistemas de turbidez en un ambiente marino profundo, procedentes de los altos topográficos. Este relleno ha sido dividido en tres megasecuencias, que corresponden a tres grandes episodios de sedimentación, separados por discordancias regionales, que, a su vez, se encuentran separadas por una discordancia basal de las formaciones mesozoicas.

En base a sus características geológicas estas megasecuencias cuentan con potencial para la explotación principalmente de gas con volúmenes menores de aceite, siendo la megasecuencia Chicontepec superior la que tiene mayores posibilidades de contener hidrocarburos (CHH-UNAM, 2012).

En la cuenca de Chicontepec se tienen definidos tres plays productores: Play Chicontepec de edad Paleoceno-Eoceno inferior, Play Chicontepec Canal de edad Eoceno inferior-tardío, y Play Tantoyuca de edad Eoceno superior (Loza, 2014).

Aunque la cuenca se conoce desde hace tiempo, su conocimiento geológico es insuficiente, debido a la complejidad geológica, estructural que posee, además que las nuevas tecnologías son muy costosas. Sin embargo, se deben seguir realizando estudios detallados de las facies con la finalidad de descubrir yacimientos y localizar acumulaciones para su explotación, ya que un buen entendimiento de éstas permitirá una mejor interpretación en el subsuelo.

30.7 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. Desde el punto de vista de la tectónica de placas ¿Qué tipo de cuenca es Chicontepec?

a) Rift
b) Intracontinental
c) Pull-Apart
d) Retro-foreland

2. ¿Con qué evento se relaciona la génesis de la cuenca?

a) Movimiento transformante dentro de la Placa de Cocos
b) Margen divergente entre la Placa de Cocos y la Placa de Nazca
c) Subducción de la Placa Farallón y la Placa Norteamericana
d) Convergencia entre la Placa de Cocos y la Placa del Caribe

3. ¿Qué efecto generó el desplazamiento progresivo del depocentro de la cuenca hacia el noreste, producto de la continua subducción del basamento?

a) Se generó un mayor levantamiento del sector sur con respecto al sector norte
b) Se generó un mayor levantamiento del sector norte con respecto al sector sur
c) Provocó una rotación de la plataforma de Tuxpan hacia el NE
d) Ninguna de las anteriores

4. ¿Qué orogenia se asocia al origen y desarrollo de la cuenca de Chicontepec?

a) Orogenia Grenviliana
b) Orogenia Laramide
c) Orogenia Ouachita
d) Orogenia Caledoniana

5. ¿Cuál es el elemento paleogeográfico ubicado al este de la cuenca que sirvió como contrafuerte contribuyendo al aporte de sedimentos?

a) Orógeno Mexicano
b) Macizo Metamórfico de Teziutlán
c) Paleocanal Bejuco-La Laja
d) Plataforma de Tuxpan

6. ¿En qué periodo se formó la cuenca de Chicontepec?

a) Neógeno
b) Cretácico
c) Paleógeno
d) Cuaternario

7. ¿Qué orientación general tiene la cuenca de Chicontepec?

a) NW-SE
b) NE-SE
c) NW-SW
d) NE-SW

8. ¿En cuántas megasecuencias se divide el relleno de la Cuenca de Chicontepec?

a) Una
b) Dos
c) Tres
d) Cuatro

9. Son dos formaciones que forman parte del relleno de la cuenca de Chicontepec

a) Formaciones Méndez y Megasecuencia Chicontepec inferior
b) Megasecuencia Chicontepec superior y Aragón
c) Megasecuencia Chicontepec medio y Chapopote
d) Megasecuencia Chicontepec inferior y San Felipe

10. ¿Cuál es la unidad estratigráfica más joven de la cuenca de Chicontepec?

a) Formación Tantoyuca
b) Formación Palma Real inferior
c) Formación Chicontepec medio
d) Formación Guayabal

11. ¿Cuál es la zona de procedencia y dirección de aporte de los sedimentos dentro de la cuenca durante el Paleoceno inferior?

a) Provienen del NW, en dirección al SE
b) Provienen del Este, en dirección al Oeste
c) Provienen del Sur, en dirección al Norte
d) Provienen del SE, en dirección al NW

12. Son dos de los principales depósitos gravitacionales que dieron durante el relleno de la cuenca de Chicontepec

a) Turbiditas canalizadas y slumps
b) Lóbulos y flujos de escombros
c) Slumps y derrumbes
d) Deslizamientos y abanicos submarinos

13. Principales tipos de fallas que se desarrollan en la cuenca y que sirvieron de rutas de migración de los hidrocarburos

a) Normales
b) Laterales
c) Rumbo
d) Inversas

14. ¿Qué elemento representa la megasecuencia Chicontepec inferior dentro del sistema petrolero?

a) Roca Almacén
b) Roca Sello
c) Roca Generadora
d) Trampa Petrolera

15. ¿Qué elemento representa la megasecuencia Chicontepec superior dentro del sistema petrolero?

a) Roca Almacén
b) Roca Sello
c) Roca Generadora
d) Trampa Petrolera

16. Representan el principal contenido fósil dentro de la cuenca

a) Foraminíferos
b) Moluscos
c) Anélidos
d) Esponjas

17. ¿Cuál es el modelo sedimentario de la cuenca de Chicontepec?

a) Sistema lagunar
b) Sistema deltaico
c) Sistema turbidítico
d) Sistema lacustre

18. ¿Cuál es la principal importancia económica de la cuenca de Chicontepec?

a) Gas y Carbón
b) Gas y Aceite
c) Minerales metálicos y recursos hídricos
d) Producción de cemento y hierro

19. ¿A qué época corresponden los principales plays de hidrocarburos dentro de la cuenca de Chicontepec?

a) Paleoceno-Eoceno
b) Mioceno-Plioceno
c) Oligoceno-Mioceno
d) Pleistoceno-Holoceno

20. ¿De qué época son los mantos de carbón que se reportan en la cuenca?

a) Cretácico Superior y Paleoceno
b) Cretácico inferior y Plioceno
c) Paleoceno y Oligoceno
d) Jurásico inferior y medio

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	d)	6.	c)	11.	a)	16.	a)
2.	c)	7.	a)	12.	c)	17.	c)
3.	b)	8.	c)	13.	b)	18.	b)
4.	b)	9.	b)	14.	a)	19.	a)
5.	d)	10.	d)	15.	b)	20.	c)

30.8 Bibliografía

Aguayo Camargo J.E., Sandoval O.J.H., Araujo M.J. y Santillán P.N. (2006). Geología Regional de la Cuenca de Chicontepec del centro-oriente de México, como antecedente para el estudio de su porción noroccidental en afloramiento. III Simposio: *La investigación y desarrollo en la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México* (inédito).

Aguayo Camargo, J.E., Santillán Piña N., Arellano Gil, J. (2016). Prograding syn-orogenic turbidite systems, litofacies and HC's migration in the Lower Paleogene Chicontepec Foreland Basin, at East-Central Mexico. *Reporte técnico, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México* (inédito).

Aguayo Camargo, J.E., Santillán Piña N., Arellano Gil, J. (2018). Prograding low-density turbidite systems and oil traps at the Lower Paleogene Chicontepec Foreland Basin, East-Central Mexico. *Ingeniería Investigación y Tecnología, 19*(4), 1-12.

Alemán López A. (1980). *Migración y acumulación de hidrocarburos en los sedimentos terciarios del Chicontepec, zona Poza Rica, Veracruz.* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Arellano Gil J., Barragán G.F., Santillán Piña, N. (2021). Las cuencas Foreland del Cenozoico de México y su importancia en la generación de hidrocarburos. *Geos Bull, 40* (1), 37.

Bitter M.R. (1993). *Sedimentation and Provenance of Chicontepec Sandstones with Implications for uplift of the Sierra Madre Oriental and Teziutlan Massif, East-Central Mexico*. GCSSEPM Foundation 13th Annual Research Conference Proceedings, 115-172.

Bush, D.A y Govela A. (1978). Stratigraphy and Structure of Chicontepec Turbidites, Southeastern Tampico-Misantla Basin, Mexico. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 62*(2), 235-246.

Cantú Chapa A. (1985). Is there a Chicontepec Paleocanyon in the Paleogene of Eastern Mexico. *Journal of Petroleum Geology, 8*(4), 423-434.

Comisión Nacional del Agua. (s.f). Disponibilidad por Acuíferos. http://sigagis.conagua.gob.mx

Comisión Nacional de Hidrocarburos-Universidad Nacional Autónoma de México. (2012). *Apoyo técnico especializado para el modelo geológico, estructural, sedimentario y de yacimientos de los campos del Paleocanal de Chicontepec. Reporte técnico de la Facultad de Ingeniería, UNAM,* (sin publicar).

Corona-Esquivel R., Tritlla, J., Benavides-Muñoz, M.E., Piedad-Sánchez, N., Ferrusquía-Villafranca, I., (2006). Geología, estructura y composición de los principales yacimientos de carbón mineral en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, 58*(1), 141-160.

De Anda Romero, J.M. (2017). *Estudio paleosedimentario, estratigráfico y estructural de la cuenca de Chicontepec, centro oriente de México.* [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

Dumble, E.T. (1918). Geology of the Northern end of the Tampico Embayment area. *Proceedings of the California Academy of Sciences, 8* (4), 113-156.

Garza Juárez, P.A., Piñeyro Arguelles, O.G., Martínez de León, F., Garrido Martínez, R., Mendoza Hernández, M.R., Montes Cruz J.D., Díaz Brieva, E. y Mar Claris, J.A. (2023). Mapas auto-organizados aplicados en la caracterización sísmica y estática en Chicontepec. *Congreso Mexicano del Petróleo,* Campeche, México.

Gasper, M.A. (1977). Bioestratigrafía del Paleoceno y Eoceno de la Cuenca Tampico-Misantla basada en los foraminíferos plantónicos. Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista Instituto Geología, 1*(2), 117-128.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (s.f). inegi.org.mx/temas/geología

López Ramos E. (1979). *Geología de México.* Tomo II. 2da. Edición. México DF, 454.

Loza Espejel R., (2014). *Características e Importancia Económico-petrolera de las cuencas sedimentarias Foreland, con ejemplos representativos.* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Muir, J. M. (1936). Geology of the Tampico Region. *Bulletin of America Association of Petroleum Geologist Tulsa,* Oklahoma, USA, 280.

Mutti, E. y Araujo M.J. (1997). *Seminario de campo sobre facies turbidíticas del Terciario Temprano en la Cuenca de Chicontepec, en los estados de Hidalgo, San Luis Potosí, Puebla y Veracruz.* Libreto guía del Instituto Mexicano del Petróleo.

Nájera H. (1952). *Estudio de las formaciones del Eoceno en la región de Poza-Rica.* [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Nava P, L., y Alegría L, M. A. (2001). *Los sistemas petroleros de la Región de Tampico-Misantla.* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Nuttal, W. L. F. (1930). Eocene foraminfera from Mexico. Journal of Paleontology, 4, 271-293.

Palazuelos Jiménez, C. (2011). *Generación de un modelo somero en la porción centro-sur de la cuenca de Chicontepec a partir de la interpretación de mediciones geofísicas.* [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

Pérez Hernández, C. (1990). *Estudio geológico y cálculo del volumen original de hidrocarburos del Campo Miquetla, Formación Chicontepec.* Petróleos Mexicanos Pemex, inédito.

Petróleos Mexicanos Pemex. (2009). *El yacimiento de Chicontepec y su potencialidad futura.* Activo de Exploración Golfo de México Norte (AEGMN).

Santillán Piña, N. (2009). *Paleoambientes sedimentarios en facies turbidíticas en la Cuenca Terciaria de Chicontepec, centro-oriente de México.* [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].

Santillán Piña, N. y Aguayo Camargo, J. E. (2011). Facies Sedimentarias turbidíticas del Terciario Inferior en la Cuenca de Chicontepec, Centro-Oriente de México. *Ingeniería Investigación y Tecnología, 12*(3), 337-352.

Santillán Piña N., Arellano Gil, J y Gómez Espinoza C. (2024). Application of Ichnofossils and Microfossils in the Paleoenvironmental Reconstruction of Turbidite Sequences from the Chicontepec Basin, Central-Eastern Mexico. En Guerrero R., Jiménez E. (Eds.), *Past Environments of Mexico,* (373-388). Springer.

Sarkar S., Verma S., and Kurt, J.M. (2016). *Seismic-petrophysical reservoir characterization in the northern part of the Chicontepec Basin, Mexico.*

Servicio Geológico de México, (s.f). *Léxico Estratigráfico de México.* https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/

Scotia Group Inc, (2004). *Estudio regional de plays de Chicontepec del Terciario en la Cuenca de Chicontepec, Veracruz, México.* Estudio realizado para Pemex, 132.

TEMPLE. (2012). *Metodologías y Herramientas de Caracterización de Yacimientos Naturalmente Fracturados y Areno arcillosos, Altamente Heterogéneos con difusión lenta.* OrionEarth (Oil Reservoir Integration on Earth). Proyecto de la Cuenca de Chicontepec. Informe Interno. Fondo Sectorial-CONACYT-SENER-Hidrocarburos Convocatoria 2010-01.

31 Cuenca de Huayacocotla

María Patricia Velasco de León, Miguel Ángel Flores Barragán
y Erika Lourdes Ortiz Martínez

Sumario

31.1. Resumen
31.2. Abstract
31.3. Generalidades
31.3.1. Ubicación
31.3.2. Estado del arte
31.4. Tipo de cuenca o plataforma
31.4.1. Descripción general
31.4.1.1. Precámbrico
31.4.1.2. Paleozoico
31.4.1.3. Mesozoico
31.4.1.4. Jurásico inferior
31.4.1.5. Jurásico medio
31.4.1.6. Jurásico medio-superior
31.4.1.7. Cretácico inferior
31.4.1.8. Cenozoico
31.4.2. Evolución geológica
31.4.3. Propuesta de modelo de cuenca
31.4.3.1. Evolución de la Cuenca
31.5. Consideraciones económicas
31.6. Conclusiones
31.7. Autoevaluación
31.8. Bibliografía

31.1 Resumen

En este capítulo se resume la información bibliográfica sobre la Cuenca de Huayacocotla, desde sus estudios iniciales de mediados de los años sesenta del siglo pasado, hasta la actualidad. Es patente como se han ido modificado las propuestas acerca del origen, edades y listados paleontológicos de esta unidad con el desarrollo de nuevos métodos de dataciones, análisis petrográficos, además del conocimiento de la dinámica de las placas tectónicas en procesos de fallamiento y apertura, como es el caso del Golfo de México. En los listados paleontológicos destacan la diversidad de invertebrados sobre todo del Phyllum Molusca con la presencia de numerosas especies de amonites que son fósiles índices para la mayoría de las formaciones de origen marino. Por otro lado, en el ambiente continental el creciente número de taxones reportados, del grupo de plantas vasculares. El espesor tan grande de los estratos de esta cuenca y su evolución a lo largo del Paleozoico Tardío-Mesozoico hasta sus afloramientos más jóvenes del Cenozoico proporcionan datos paleoambientales marinos, de transición y continentales que permiten estudiar procesos paleogeográficos y por supuesto de evolución de los organismos.

31.2 Abstract

This chapter summarizes the bibliographic information on the Huayacocotla Basin, from its initial studies in the mid-sixties of the last century to the present. It is evident how the proposals about the origin, ages and paleontological lists of this unit have been modified with the development of new dating methods, petrographic analysis, in addition to the knowledge of the dynamics of tectonic plates in faulting and opening processes, as is the case of the Gulf of Mexico. In the paleontological lists, the diversity of invertebrates stands out, especially from the Phyllum Molusca, with the presence of numerous species of ammonites that are index fossils for most of the formations of marine origin.

On the other hand, in the continental environment, the growing number of reported taxa from the group of vascular plants. The great thickness of the strata

of this basin and its evolution throughout the Late Paleozoic-Mesozoic until its youngest outcrops of the Cenozoic provide marine, transitional, and continental paleoenvironmental data that allow the study of paleogeographic processes and, of course, the evolution of organisms.

31.3 Generalidades

31.3.1 Ubicación

La cuenca de Huayacocotla se ubica en la provincia geológica del Cinturón Mexicano de Pliegues y fallas descrito por Ferrusquía-Villafranca (1998), también conocido como la provincia de la Sierra Madre Oriental (Ortega Gutiérrez *et al.*, 1992; Quiroz Barroso *et al.*, 2012) y en la estructura regional del Anticlinorio de Huayacocotla. Esta cuenca exhibe una columna estratigráfica de aproximadamente 7,000 m de espesor, conformada por rocas de las unidades; Gneis Huiznopala, Tuzancoa, Huizachal, Huayacocotla, Cahuasas, Tepexic-Santiago-Xaltipan, Tamán-San Andrés, Pimienta, Tamaulipas, Tlanchinol y Atotonilco el Grande (Arellano *et al.*, 1998). Los afloramientos en esta región representan una edad del Precámbrico al Holoceno e incluyen rocas del basamento, suprayaciendo a éstas, sucesiones de rocas continentales y marinas que están cubiertas en algunas partes por derrames de basalto y depósitos piroclásticos como se observa en la Figura 31.1 (Arellano *et al.*, 1998; Velasco de León *et al.*, 2020; Flores-Barragan *et al.*, 2023).

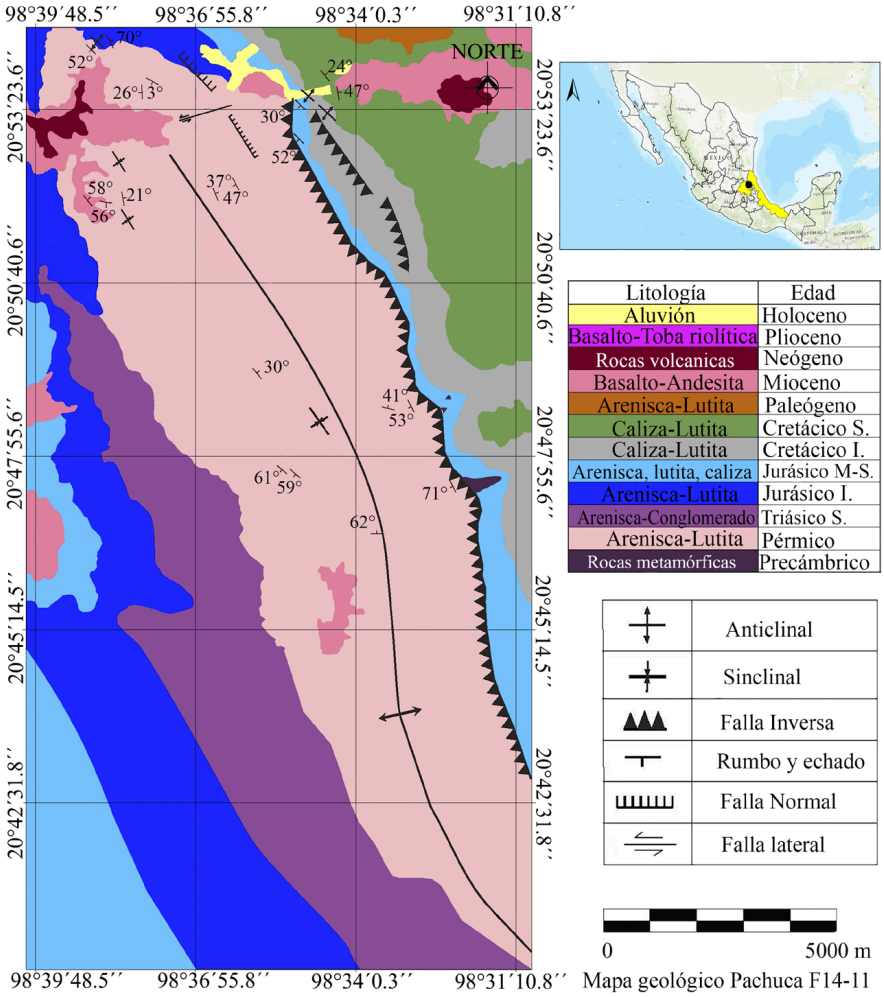


Figura 31.1. Mapa de ubicación de la Cuenca de Huayacocotla, donde se pueden observar afloramientos del Pérmico, Triásico, Jurásico, Cretácico y del Holoceno. Con falla inversa importante con dirección norte-sur que marca el límite Pérmico-Jurásico Medio.

31.3.2 Estado del arte

Desde los años sesenta del siglo pasado, la región donde se localiza la cuenca de Huayacocotla ha sido estudiada con objetivos geológicos y estructurales, por diversos autores (Carrillo–Bravo, 1965; Suter, 1984, 1987, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Ochoa-Camarillo, 1996; Campa y Coney, 1983; Ortega–Gutiérrez *et al.*, 1995). Su caracterización se ha abordado desde análisis sedimentológicos (Rosales-Lagarde *et al.*, 1997), estratigráficos (Carrillo Bravo, 1965; Silva-Pineda, 2003; Quiroz-Barroso *et al.*, 2012; Buitrón-Sánchez *et al.*, 2017) y paleontológicos

(Silva-Pineda, 1987; Hernández-Castillo *et al.*,2014; Ortiz-Martínez y Velasco-de León, 2019; Velasco de León *et al.*, 2020; Flores-Barragan *et al.*, 2023; Torres-Martínez *et al.*, 2024). Debido a que la tectónica de placas es un proceso continuo, es claro que esta cuenca tiene aspectos muy importantes aún por estudiar; aunado a lo anterior la terminología y métodos de estudio se han modificado, las teorías propuestas acerca de su origen no han sido del todo resueltas; así como los listados paleontológicos, están aún incompletos.

31.4 Tipo de cuenca o plataforma

31.4.1 Descripción general

31.4.1.1 Precámbrico

Esta cuenca en su basamento está compuesta por una serie de rocas metamórficas que incluye: ortogneises, un complejo anortosita-gabro y una secuencia de paragneis estratificada conocidas como Gneis Huiznopala (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). El paragneis es la roca metamórfica más expuesta y también la más común a lo largo del río Agua Salada al oeste del pueblo de Huiznopala. Estas rocas se formaron en dos etapas de metamorfismo; la primera se habría llevado a cabo con edades entre 1200 y 1150 Ma, y la segunda corresponde a rocas metamórficas del Grenvilliano de edades alrededor de 1000 Ma (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Lawlor *et al.*, 1999). Lawlor y colaboradores (1999) interpretaron este basamento como una porción del microcontinente Oaxaquia.

31.4.1.2 Paleozoico

Rosales-Lagarde *et al.* (2005) definen formalmente a la Formación Tuzancoa y nombraron sección tipo a la secuencia de rocas de aproximadamente 700 m de espesor que afloran a las orillas del río Tlacolula, entre los pueblos de Otlamalacatla y Chapula. En la columna estratigráfica de la unidad se reconocieron cinco litofacies que se repiten a lo largo de la sección en una secuencia rítmica con excepción de la facie 2. Las facies descritas son: Flujos de lava y brecha,

turbiditas silisiclásticas, turbiditas volcaniclásticas, flujos de detritos calcáreos y canales rellenados con conglomerados. La facie uno varía en espesor desde unos pocos metros hasta más de 70 m. La facie dos tiene aproximadamente 120 m de espesor y se presenta solo en la base de la sucesión. Los detritos que caracterizan a esta facies sugieren un aporte importante de sedimentos del basamento a la cuenca. La facies tres, es la más común a lo largo de la columna estratigráfica varía en espesor desde unos pocos metros hasta 400 m. Muestra características de estratificación y estructuras primarias típicas de las turbiditas. Las facies cuatro y cinco, se caracterizan por presentar fósiles. La facies cuatro contiene flujos de restos calcáreos, que tienen bases erosionales y contienen intraclastos de pizarra y arenisca, con abundantes tallos de crinoideos, fusulínidos, y otros fósiles (Tabla 31.1), su litología varía de *wackestone* y pizarra calcárea, a brecha y calcarenita; tiene un espesor de 50 cm a 8 m. La facies cinco consiste en cuerpos lenticulares de conglomerados y areniscas de grano grueso con fusulínidos. Esta facies se presenta en la zona media y superior de la sucesión, y varía de 1 a 8 m.

Las lifofacies indican que se formaron en un ambiente submarino, mientras que las características sedimentarias de las turbiditas señalan un abanico submarino y/o un entorno deltaico distal (Rosales Lagarde *et al.*, 2005). En general la presencia de lutitas calcáreas y caliza negra, así como la ausencia de sílex y lutita negra sugieren aguas poco profundas, rodeadas por numerosos volcanes de tamaño considerables como lo señala la abundancia de las rocas ígneas a lo largo de la columna, el contenido fósil (Tabla 31.1) reportado para esta formación sugiere también aguas poco profundas; mientras que en los afloramientos continentales de esta unidad ubicados a las afueras de los poblados de Calnalli y San Mateo, Hidalgo (Velasco de León *et al.*, 2020) se han recolectado impresiones y compresiones carbonosas de plantas fósiles sin que se haya establecido aún su relación con las facies marinas. El material paleobotánico descrito para esta formación apoya la propuesta de un ambiente deltaico distal, en lugar de un abanico submarino (Velasco de León *et al.*, 2020; Flores-Barragan *et al.*, 2023). Sin embargo, los fósiles más abundantes de la Formación Tuzancoa son de ambiente marino somero y transicional, entre las que se ubican, fósiles de algas, amonites, bivalvos, braquiópodos, briozoarios, corales rugosos, crinoideos, fusulínidos gasterópodos y trilobites (Tabla 31.1) (Vachard *et al.*, 1997; Sour-Tovar *et al.*, 2005; Quiroz-Barroso *et al.*, 2012; Buitrón-Sánchez *et al.*, 1987, 2017).

Tabla 31.1. Diversidad de especies marinas y continentales descritas para la Formación Tuzancoa, datos recabados de: Silva-Pineda, 1987; Weber, 1997; Arellano-Gil *et al.*, 1998; Sour-Tovar *et al.*, 2005; Quiroz-Barroso *et al.*, 2012; Hernández- Castillo *et al.*, 2014; Ortiz-Martínez y Velasco-de León, 2019; Velasco-de León *et al.*, 2020; Flores-Barragan *et al.*, 2023; Torres-Martínez *et al.*, 2024.

Formación Tuzancoa			
Familia/Género	Número especies	Familia/Género	Número especies
Algas		Bivalvos	
Tubiphytes	1 especie	*Nuculopsis*	1 especie
Epimastopora	1 especie	*Promytilus*	1 especie
Crinoideos		*Posidoniella*	1 especie
Cyclocaudex	2 especie	*Leptodesma*	1 afinidad
Preptopremmum	1 especie	*Bakevellia*	1 especie
Cyclocrista	1 especie	*Euchondria*	1 afinidad
Dyoros	1 especie	*Aviculopecten*	1 afinidad
Quadrochonetes	1 especie	*Cyrtorostra*	1 afinidad
Rugaria	1 especie	*Obliquipecten*	1 especie
Fimbrinia	1 especie	*Streblochondria*	2 especies
Foraminíferos		*Cassianoides*	1 especie
Paraschwagerina	1 especie	*Acanthopecten*	1 especie
Skinnerella	2 especies y una afinidad	*Palaeolima*	1 especie
Chalaroschwagerina	1 afinidad	*Schizodus*	1 especie
Pseudoschwagerina	1 especie	*Eoastarte*	1 especie
Monodiexodina	1 especie	*Lyroschizodus*	1 afinidad
Schubertella	1 especie	*Astartella*	1 especie
Triticites Girty	1 especie y una afinidad	*Sanguinolites*	1 especie
Schwagerina	1 afinidad	*Solenomorpha*	1 especie
Paraschwagerina	2 especies	Gasterópodos	
Pseudofusulina	1 especie	*Bellerophon*	1 especie
Tetrataxis	2 especies	*Babylonites*	1 especie
Staffella	1 especie	*Glabrocingulum*	1 especie
Diplosphaerina	1 especie	*Naticopsis*	1 especie
Earlandia	1 especie	*Strobeus*	1 afinidad
Endothyra	1 especie	Trilobites	
Climacammina	1 especie	*Anisopyge*	1 especie
Globivalvulina	1 especie	Plantas	
Calcitornella	1 especie	*Cornocarpus*	1 especie
Arenovidalina	1 especie	*Asolanus*	1 especie
Nodosaria	1 especie	*Diplazites*	1 especie
Geinitzina	1 especie	*Comia*	1 especie
Plantas		*Calamites*	2 especies
Gangamopteris	/	*Taeniopteris*	2 especies
Neuropteris	1 especie	*Knorria*	1 especie
Odontopteris	2 especie	*Sigillaria*	1 especie
Pecopteris	1 especie	*Stigmaria*	1 especie
Walchia	1 especie	*Syringodendron*	1 especie
Calnalia	1 especie	*Asterotheca*	1 especie
Cordaicarpus	1 especie	*Mariopteris*	1 especie

A partir de la asociación faunística descrita para esta formación se estableció una edad Pérmica para sus rocas (Carrillo-Bravo, 1965; Moreno-Cano y Patiño-Ruiz, 1981; Silva-Pineda *et al.*, 2003; 2012; Buitrón *et al.*, 2017). En general la fauna fósil reportada presenta un buen estado de preservación (Torres Martínez *et al.*, 2024) no obstante, algunos ejemplares exhiben características típicas de un transporte de bajo grado (parautoctono), por ejemplo, se reportan conchas de bivalvos y braquiópodos rotos, pigidios de trilobites y osículos columnares de crinoideos desarticulados y sin una dirección aparente; Aunque en facies meramente continentales las plantas presentan características típicas de material autóctono (ejemplo el tamaño de los ejemplares, la abundancia de órganos (hojas, tallos y estructuras reproductivas) y su grado de fragmentación, (Flores Barragán *et al.*, 2023).

El contacto inferior de las rocas paleozoicas que conforman la cuenca de Huayacocotla ha sido interpretado en forma diferente. Arellano *et al.* (1998) infiere una discordancia entre el Pérmico y los gneises del Precámbrico Huiznopala; en cambio, Carrillo-Bravo (1965) interpreta este contacto como una falla. Mientras que la cima de esta unidad está cubierta en discordancia angular por areniscas y lutitas de la formación Huizachal y sedimentos del Jurásico Superior (Rosales-Lagarde, 2002).

31.4.1.3 Mesozoico

Formación Huizachal (Triásico)

La secuencia sedimentaria del Mesozoico en el Anticlinorio de Huayacocotla inicia con depósitos de rocas sedimentarias de la Formación Huizachal, llamada anteriormente “Lechos rojos”, la cual tiene en la región un espesor aproximado de 1925 m (Arellano *et al.*, 1998), se extiende a los estados de Nuevo León, Puebla, San Luis Potosí, Tamaulipas y Veracruz, en donde puede exhibir afloramientos de hasta 2000 m de espesor.

Esta unidad fue descrita por primera vez por Imlay *et al.* (1948) como una formación compuesta por lutita calcárea de color rojo claro a medio, con limolita, arenisca de grano fino, arenisca cuarcítica y conglomerado, asignada erróneamente al Jurásico Superior. Carrillo Bravo (1961) nombra por primera vez a estas rocas

como Formación Huizachal y ubica su localidad tipo en el Valle de Huizachal. Posteriormente, Martínez-Pérez (1962) caracteriza su registro para la región de San Mateo-Hidalgo, donde aflora hacia la base una secuencia de conglomerados con fragmentos de cuarzo y gneises subredondeados a subangulares, intercalados con arenisca y lodolita; hacia la cima se encuentran abundantes pelecípodos, este autor le asigna una edad del Triásico tardío; sin embargo, Ochoa-Camarillo (1996) comenta que no existe a escala regional ninguna unidad de lechos rojos. Arellano *et al.* (1998) la describen como una unidad formada por estratos gruesos, masivos y lenticulares de lechos rojos, y por estratos de espesor variable de conglomerados polimícticos con abundantes fragmentos líticos de cuarzo lechoso, areniscas conglomeráticas con diastratificación, lentes conglomeráticos y arenisca de grano grueso. Mencionan también la existencia de estratos de carbón entre los estratos limo-arenosos y conglomeráticos.

Silva-Pineda (1981) reporta para la parte inferior y media de la columna restos de plantas preservadas en limolita arenosa amarilla y para la parte superior pelecípodos (Tabla 31.2). La composición y estructura de las rocas sedimentarias de esta formación indican un origen fluvial meándrico, con abundantes llanuras de inundación. Las rocas se acumularon en un área subsidente asociada a una tectónica distensiva tipo "rift"; que según Michalzik (1987) se inició en el Triásico Tardío en una cuenca tras-arco, donde existió una elevada tasa de subsidencia y sedimentación en condiciones ambientales muy oxidantes que propiciaron la coloración característica de sus rocas. Lo anterior, en el marco de la disgregación del Supercontinente Pangea.

Tabla 31.2. Diversidad de especies continentales descritas para la Formación Huizachal de edad triásica.

Formación Huizachal	
Familia/Género	**Número especies**
Plantas	
Asterotheca	1 especie
Cyperites	1 especie
Laurozamites	1 especie
Podozamites	1 especie

En el Anticlinorio de Huayacocotla, el contacto inferior de la Formación Huizachal es discordante sobre la Formación Tuzancoa, observándose sobre la terracería que va del poblado de Jalapa a Tlahuelompa. Subyace transicionalmente a la Formación Huayacocotla (Mendoza-Rosales *et al.*, 1992). Aunque en los afloramientos ubicados a las orillas de río Mimianguaco, entre los poblados de Zonzonapa y Xaltipa, Hidalgo, la Formación Huizachal presenta un contacto superior discordante con una secuencia de lechos rojos probablemente del Jurásico Tardío; de la Formación Xaltipa. Según Carrillo-Bravo (1961) sus relaciones estratigráficas y su contenido paleontológico permiten asignarle una edad del Triásico Superior al Jurásico Inferior (Hettangiano), edad que se confirma con el alcance estratigráfico de los palinomorfos descritos por Rueda-Gaxiola *et al.* (1989). Es importante que se realicen dataciones que ayuden a esclarecer estas opiniones diferentes acerca de la presencia de esta formación en la cuenca de Huayacocotla, ya que al ser parecida la sedimentología con la Formación Huayacocotla se han producido confusiones. En la publicación de Flores- Barragan *et al.* (2023), los fósiles identificados en las cercanías de San Mateo y Jalapa corresponden a una edad pérmica y no al Triásico como lo reportó Silva- Pineda en 1981.

31.4.1.4 Jurásico inferior

Formación Huayacocotla

La Formación Huayacocotla fue estudiada por Díaz-Lozano (1916) y Burchhardt (1930), descrita formalmente por Imlay *et al.* (1948) como una secuencia de lutitas con intercalaciones de arenisca, conglomerados y algunos lentes de caliza, en el afloramiento tipo (río Vinasco), con un espesor de 1500 m. Erben (1956), la divide con base en su contenido faunístico y litológico en nueve unidades. Sin embargo, Schmidt- Effing en 1980 redefinen la formación en el área de Tenango de Doria y la proponen como Grupo Huayacocotla y distinguen cinco eventos sedimentológicos que diferencian a las formaciones: Las Juntas, constituida por lutitas negras con amonites y bivalvos índices del Sinemuriano Superior. Temazcalapa, representada por secuencias alternas de areniscas y limolitas con características de turbiditas. El afloramiento de Temapá consiste en una alternancia de arenisca fina, limolita arenosa sin sedimentos calcáreos. Tenango con

estratos de limolita negra con un espesor de 300-400m y una capa con plantas y escasos fósiles marinos en lutita y lodolita gris claro, su espesor va de 200-250 m. Sin embargo, hallazgos de una amonita del género Gleviceras apoya la unificación de las litofacies Temascalapa, Despi, Potrero y las Juntas como una sola formación (Esquivel-León, 2020), que había sido propuesta previamente por Flores *et al.* (2005) fundamentada en la unificación petrológica y geoquímica con base en análisis de roca total con elementos traza y mayoritarios.

Ochoa Camarillo *et al.* (1998) en sus estudios al norte de la cuenca definen la bioestratigrafía de la Formación Huayacocotla como una transición de ambiente marino a continental. El miembro inferior está formado por arenisca, limolita, lutita y conglomerado. Este miembro se caracteriza por la abundancia de plantas. La presencia de amonitas en el miembro intermedio, indica un ambiente de depósito marino poco profundo mientras que para el miembro superior la flora sugiere una zona de transición, pues son depósitos terrestres fluviales. Weber (2008) describe una especie nueva del género Phlebopteris del Hettangiano (Jurásico Inferior) de Hidalgo.

En 2005 Esquivel *et al.,* registran la presencia para la Formación Despi compuesta por amonites, isocrínidos bentónicos y pseudoplanctónicos. Meister *et al.* (2005) mencionan la presencia de 42 taxa que corresponden a 26 géneros de amonites para la región de Tenango de Doria, donde revalúan identificaciones y colectas previas por ejemplo de Erben (1956) de quien, consideran 14 taxa que llaman en su trabajo “viejas y las realizadas por estos autores “nuevas”.

31.4.1.5 Jurásico medio

Formación Cahuasas

La Formación Cahuasas se ubica en la parte norte del Anticlinorio de Huayacocotla, teniendo su localidad tipo en los alrededores al sureste de Chapulhuacán, Hidalgo; aunque sus afloramientos se extienden hacia los estados de Puebla y Veracruz (Carrillo-Bravo, 1965). Esta unidad fue identificada por primera vez por Erben (1956), quien la consideró parte de la Formación Huizachal.

Posteriormente, Carrillo-Bravo (1965) propone la Formación Cahuasas para los lechos rojos de más 1000 metros de espesor.

En la base de esta unidad se observan conglomerados y brechas masivas mal clasificados, dichas rocas se componen de arenisca de cuarzo de color rojo a gris oscuro. Por arriba de esta litología se ubica una granulometría más fina que corresponde a limolita y arenisca arcillosa de color rojo (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). Carrillo-Bravo (1965) menciona un espesor de más de 1200 m en la barranca del Río Amajac, sin embargo, en la localidad tipo se observa únicamente una secuencia de estratos de entre 450 y 650 m (Suter, 1990). Debido a que la Formación Cahuasas probablemente se corresponde a la Formación la Joya, se ha propuesto un mismo ambiente de depósito que correspondería a abanicos aluviales, arriba de la línea de supramarea en condiciones áridas o semiáridas abajo del límite de la supramarea o por inundación fluvial (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998).

Esta unidad descansa discordantemente sobre la Formación Huayacocotla y está cubierta concordantemente por la Formación Tépexic. Debido a la falta de contenido paleontológico de esta unidad, la edad de esta se base en su posición estratigráfica, la cual abarca del Aaleniano al Batoniano (Jurásico Medio) (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998).

31.4.1.6 Jurásico medio-superior

Formación Tepexic

Erben (1956a) propone el nombre informal de calcarenita Tepexic, para la secuencia de caliza de color gris de grano grueso, con abundantes granos de cuarzo y calcarenita de color gris, además de caliza arenosa, marga y limolita, que aflora principalmente en los estados de Puebla e Hidalgo. Posteriormente Carrillo-Bravo (1961) proponen utilizar el nombre de Formación Tepexic en lugar de Calcarenita Tepexic, y nombra su localidad tipo a los afloramientos expuestos a las orillas del río Necaxa, en el estado de Puebla. La unidad presenta espesores que varían entre 40 y 350 m. La parte inferior no presenta fósiles,

aunque los estratos superiores se caracterizan por presentar capas de coquinas, amonites y braquiópodos (Tabla 31.3).

Tabla 31.3. Fauna marina descrita para las formaciones Tepexic, Santiago y Tamán del Jurásico Medio-Jurásico Superior (/ = no se especifica el número de especies).

Formación Tepexic	
Familia/Género	**Núm. de especies**
Braquiópodos	
Rnynchonella	1 especie
Bivalvos	
Ostrea	1 especie
Liogryphaea	1 especie
Gryphaea	1 especie
Reineckeia	2 especies
Nerinea	1 especie
Ammonites	
Neuqueniceras	1 especie
Reinekeia	1 especie
Formación Santiago	
Familia/Género	**Núm. de especies**
Ammonites	
Phylloceras	1 especie
Ochetoceras	2 especies
Caracoliceras	1 especie
Perisphinctes	3 especies
Vinalesphinctes	2 especies
Neumannia	1 especie
Passendorferia	1 especie
Sequeirosia	2 especies
Discosphinctes	1 especie
Gregoryceras	1 especie
Camplyllites	1 especie
Euaspidoceras	1 especie
Bivalvos	
Lucina	1 especie

Formación Santiago	
Familia/Género	**Núm. de especies**
Ammonites	
Subnebrodites	1 especie
Euaspidoceras	2 especies
Physodoceras	1 especie
Reineckeia	2 especies
Dichotomosphinctes	1 especie
Formación Taman	
Bivalvos	
Aulacomyella	1 especie
Braquiópodos	
Rhynchonella	1 especie
Radiolarios	
Pantanelliidae	/
Ammonites	
Pseudolissoceras	2 especies
Haploceras,	2 especies
Danubisphinctes	2 especies
Sublithacoceras	1 especie
Perisphinctes	1 especie
Aptychus	1 especie
Ataxioceras	/
Rasenia	/
Virgatosphinctes	2 especies
Taramelliceras,	/
Idoceras	/
Glochiceras	1 especie
Ochetoceras	/
Aspidoceras,	2 especies
Subdichotomoceras	1 especie
Hybonoticeras	/
Butticeras,	2 especies

De acuerdo, a sus características litológicas Ochoa Camarillo *et al.* (1998) señalan que esta formación se depositó en un ambiente somero de plataforma, mientras que su contenido paleontológico (bivalvos y amonites) indica que se ubicó cerca de la línea de costa. Por otro lado, los sedimentos marinos que caracterizan a esta formación indican el inicio de la trasgresión marina relacionada con la apertura del Golfo de México (Ochoa Camarillo *et al.*, 1998).

En la región de Molango la Formación Tepexic sobreyace de manera concordante a la Formación Huizachal (Erben, 1956a; Ochoa Camarillo *et al.*, 1998); mientras que en otras áreas descansa en discordancia angular sobre las formaciones Cahuasas o Huayacocotla (Suter, 1990; Ochoa Camarillo *et al.*, 1998). Está cubierta generalmente por la Formación Santiago de forma concordante (Ochoa-Camarillo, 1996; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998; López-Palomino *et al.*, 2006); aunque Erben (1956 a) reporta que en algunas partes esta unidad subyace a la Formación Tamán y a la Formación Chipoco (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). Para esta formación se reportan abundantes restos fósiles de bivalvos, (Erben, 1956a, b; Cantú-Chapa, 1971; Silva-Pineda y Buitrón, 1999) del Calloviano (Tabla 3) localizados principalmente para la parte superior de la columna estratigráfica.

Formación Santiago

La Formación Santiago se ubica en la región centro-este de México en los estados de Hidalgo, Puebla, San Luis Potosí y Veracruz, fue propuesta inicialmente por Reyes (1964) como miembro de la Formación Tamán, al cual nombró "Lutita Santiago". Carrillo Bravo (1965) la incluye también en esta unidad, sin embargo, Cantú-Chapa (1969) la eleva al rango de formación debido a las diferencias que presenta en las litofacies, biofacies y edad y nombra localidad tipo a los afloramientos ubicados a las orillas del arroyo Santiago que desemboca en el río Moctezuma en Tamán, San Luis Potosí.

Esta unidad fue descrita como un cuerpo de lutita calcárea con fósiles de amonitas, braquiópodos, bivalvos y gasterópodos (Tabla 31.3) de color gris oscuro, que varían a pardo negruzco, caliza arcillosa y caliza negra de estratificación delgada. El espesor de la unidad varia de 105 a 186 m, divididos en estratos de 3 a

40 cm de espesor con laminaciones paralelas de color rojo y con nódulos calcáreos de color negro (Hernández-Treviño y Hernández-Bernal, 1991). Los límites de esta unidad son transicionales y concordantes, el inferior con la Formación Tepexic, mientras que el límite superior es con la Formación Tamán, excepto en Molango (Hidalgo) donde subyace discordantemente a la Formación Chipoco.

Por su posición estratigráfica Cantú-Chapa (1971) le asigna una edad del Calloviano Tardío-Oxfordiano Tardío. López Palomino (2013) por otro lado, propone una edad del Oxfordiano Medio al Oxfordiano Tardío con base a su contenido paleontológico. Menciona también que las asociaciones faunísticas corresponden a comunidades alóctonas o parautóctonas, las cuales se depositaron en un ambiente poco oxigenado entre margen de plataforma y talud, con una profundidad de 200 a 300 m.

Formación Taman

Esta formación se ubica en el Anticlinorio de Huayacocotla, aunque sus afloramientos se extienden hacia Cuautepec, Puebla y Taman, San Luis Potosí, siendo esta última su localidad tipo (Heim, 1926). La unidad fue identificada por primera vez por Heim (1926), quien la nombra como "Capas Tamán", para a continuación ser considerada como una formación independiente por el mismo autor (Heim, 1940). Posteriormente, diferentes autores han considerado que en la Formación Tamán existen dos unidades diferentes y/o miembros (ejemplo Tamán Calcáreo y Tamán Arcilloso), aunque dichas propuestas no han alcanzado un consenso mayoritario (Reyes, 1964; Cantú-Chapa, 1969; Pessagno *et al.*, 1987).

Esta unidad se caracteriza por presentar en la base caliza micrítica de color gris, con una estratificación media a gruesa, que esta intercalada por estratos delgados de lutita negra. Hacia la cima de la formación se observa caliza micrítica negra con estratificación delgada, a lo largo de la parte superior de esta unidad, también se menciona la presencia de nódulos de caliza que presentan un diámetro no mayor a los 10 cm (Pessagno *et al.*,1987).

En la localidad tipo de esta unidad se ha estimado un espesor que varía de los 360 m a los 700 km, dependiendo del autor (Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez, 1972; Pedrazini y Basañez-Loyola, 1978). Aunque para el área del Anticlinorio de Huayacocotla se ha estimado un espesor de 200 m. (Suter, 1990).

Para los afloramientos del valle del río Moctezuma (San Luis Potosí) y del Valle del río Amajac y aguas abajo de Huatepango (Hidalgo) la Formación Tamán descansa sobre la Formación Santiago y subyace la Formación Pimienta; ambos contactos siendo concordantes (Suter, 1990). Debido al abundante registro paleontológico (Tabla 31.3) de esta unidad, a partir de la descripción de varios géneros de ammonite se le ha podido asignar una edad del Kimmeridgiano Tardío-Tithoniano Temprano (Burckhardt, 1930; Cantú-Chapa, 1984).

Esta unidad parece representar una zona de transición entre los depósitos de cuenca y plataforma, esto debido a la presencia de diferentes estructuras sedimentarias y a las comunidades faunísticas encontradas dentro de esta unidad (Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez; 1972; Pessagno *et al.*, 1987).

31.4.1.7 Cretácico inferior

Formación Pimienta

Esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en el país; desde Galeana, Nuevo León hasta Río Apulco, Puebla, pasando por los estados de San Luis Potosí e Hidalgo (Pemex, 1988; Cantú-Chapa, 1971). La Formación Pimienta fue descrita por Heim en 1926, dándole el nombre de capas Pimienta. Autores posteriores han propuesto dividir esta Formación en las Formaciones Pimienta y Cueva de Arrieros (Reyes, 1964). Sin embargo, el consenso actual es que no existen diferencias litológicas significativas entre ambas unidades y deberían englobarse en la Formación Pimienta (Cantú-Chapa,1971).

Esta unidad está compuesta en su base por caliza micrítica oscura, que presenta estratificación delgada con algunas intercalaciones y nódulos de pedernal negro.

Hacia la parte superior de la unidad se observa calizas arcillosas de color negro. A lo largo de toda la unidad es posible observar vetillas de calcita (Suter, 1990).

Si bien esta unidad es descrita en 1926, no es propuesta una localidad tipo para esta formación hasta 1990 por Suter; quien la ubica a 1 km del poblado de Tamán, a las orillas del río Moctezuma en San Luis Potosí. En la localidad tipo esta formación tiene un espesor entre 100 y 200 m (Heim, 1926). En general la formación presenta un espesor variable que va de los 60 a los 600 m, esto debido a las condiciones paleo topográficas de cada localidad (Petróleos Mexicanos (PEMEX, 1988)). Esta unidad parece haberse depositado en un ambiente de plataforma sumergida en aguas estables (Aguilera, 1972; PEMEX, 1988).

Para los afloramientos del estado de Hidalgo, en general la Formación Pimienta presenta un contacto transicional y concordante con la Formación Tamán; mientras que el contacto superior es también concordante y transicional con la Formación Tamaulipas Inferior (Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez, 1972). Esta unidad cuenta con un abundante registro paleontológico de fauna marina (Tabla 31.4) y debido a la presencia de ammonites y tintínidos se ha establecido una edad para la formación del Tithoniano al Berriasiano/Valanginiano (Velasco-Torres y Sepúlveda De León, 1973).

Tabla 31.4. Diversidad de especies marinas descritas para las formaciones Pimienta y Tamaulipas de edad Cretácico Inferior (/ = no se especifica el número de especies).

Formación Pimienta		Formación Tamaulipas	
Familia/Género	**Número especies**	**Género**	**Número especies**
Microfósiles		**Cefalópodos**	
Calpionella	3 especie	*Belemnopsis*	1 especie
Globochaete	1 especie	*Berriasella*	1 especie
Fibrosphaera	1 especie	*Duvalia*	1 especie
Tintinnopsella	3 especie	*Subcraspedites*	1 especie
Crassicolaria	1 especie	*Hibolites*	1 especie
Calpionellites	1 especie	*Wichmanniceras*	1 especie
Ammonites		*Neolissoceras*	1 especie
Mazapilites	/	*Buchiceras*	1 especie
Haploceras	/	*Heteroceras*	1 especie
Suarites	/	*Caliptychoceras*	1 especie
Parodontoceras	/	*Thurmanniceras*	1 especie
Proniceras	/	*Euryptychites*	1 especie

Formación Tamaulipas		*Oosterella*	1 especie
Foraminíferos		*Crioceratities*	1 especie
Oligostegina	1 especie	*Neocomites*	1 especie
Orbitolina	1 especie	*Saynella*	1 especie
Nummoloculina	1 especie	*Aegocrioceras*	1 especie
Dictyoconus	1 especie	*Holcodiscus*	1 especie
Bonetocardiella	1 especie	*Eogaudryceras*	1 especie
Pithonella	2 especies	*Helicancylus*	1 especie
Stomiosphera	2 especies	*Tropaeum*	1 especie
Ticinella	1 especie	*Heteroclinus*	1 especie
Globigerinelloides	4 especies	*Bhimaites*	1 especie
Hedbergella	2 especies	*Pachydesmoceras*	1 especie
Colomiella	2 especies	*Adkinsia*	1 especie
Calpionellospella	1 especie	*Litophragmatoceras*	1 especie
Favusella	1 especie	*Jimboiceras*	1 especie
Sabudia	1 especie	*Mesopuzosia*	1 especie
Glomospira	1 especie	*Australiceras*	1 especie
Saccoma	1 especie	*Acanthodiscus*	1 especie
Microcalamoides	4 especies	*Subthurmania*	1 especie
Bishopella	1 especie	*Spiticeras*	1 especie
Ticinella	1 especie	*Olcostephanus*	1 especie
Calcisphaerula	1 especie	*Paracrioceras*	1 especie
Calpionella	2 especies	*Valdedorsella*	1 especie
Caucasella	1 especie		
Tintinopsella	1 especie		
Calpionellites	1 especie		
Remaniella	1 especie		
Cadischiana	1 especie		
Leopoldinida	1 especie		

Formación Tamaulipas

Stephenson menciona en 1922 por primera vez a la Formación Tamaulipas, que corresponde a la secuencia calcárea que aflora en la sierra de Tamaulipas; posteriormente Muir (1936) la divide en Tamaulipas superior e inferior separadas por el miembro Otates. En el estado de Hidalgo aflora en Molango (Ochoa -Camarillo, 1996).

Tamaulipas Inferior Berresiano-Aptiano

Se ha descrito como calizas amarillentas de grano fino, con nódulos de pedernal de color amarillo (Muir, 1936). También se ha referido como calizas gris claro y amarillento en capas con estilolitas bien desarrolladas y nódulos. El horizonte Otates está compuesto de Calizas arcillosas de color gris a negro con intercalaciones de lutita laminar que puede presentar nódulos de pedernal o como calizas *Wackestone*, calizas arcillosas y lutitas grises, con nódulos de pedernal negro (Hernández-Treviño y Hernández-Bernal, 1991). El espesor en la superficie varía de 288 m a 650 m. Hasta el momento no se ha establecido una localidad tipo para esta unidad que tiene un alto contenido fósil conformado por microfósiles planctónicos y cefalópodos (Tabla 31.4). Sobreyace concordantemente a las formaciones: Pimienta, La Casita, San Pedro, Tepexiliotla y Taraise. Subyace en contacto transicional con las formaciones La Peña, Horizonte Otates, Tamaulipas Superior y Orizaba. Además, se encuentra en contacto por fallas con las formaciones Agua Nueva y Huayacocotla.

Tamaulipas Superior (Albiano- Cenomaniano)

Se caracteriza por presentar caliza estratificada con lentes, bandas y nódulos de pedernal, de espesor variable de 200-300 m. (Muir, 1936) puede estar alternando con caliza arcillosa y marga, con láminas de lutita y marga; su contenido paleontológico de foraminíferos planctónicos permite la asignación de edad Albiano- Cenomaniano (Tabla 31.4). La localidad tipo para el horizonte de Otates y la Formación Tamaulipas se ubican en el Cañón de la Borrega en la Sierra de Tamaulipas (Muir, 1936). Se ha considerado que sobreyace transicionalmente a la Formación Pimienta (Hernández-Treviño y Hernández-Bernal, 1991) y subyace a la Formación Agua Nueva en la región de Molango, Hidalgo (Ochoa-Camarillo, 1996). En la región de Huayacocotla sobreyace a la Formación Pimienta y se encuentra en contacto tectónico con la Formación Huayacocotla.

Formación Tlanchinol

Coronando la secuencia estratigráfica en algunas regiones de la cuenca de Huayacocotla Robin y Bobier (1975) reportan a un costado de la carretera que va de Tlanchinol a Huejutla, Hidalgo rocas basálticas con restos piroclásticos a las cuales denomino “series de Tlanchinol”. Posteriormente Suter (1990) utiliza el nombre Formación Tlalchinol para referirse a los derrames basálticos que descansan sub-horizontalmente sobre sedimentos marinos plegados y erosionados que están constituidos principalmente por plagioclasa básica (55-65 %) y, augita (15-30 %). Esta unidad pertenece a la provincia magmática alcalina del oriente de México. Está restringida a los estados de Hidalgo y San Luis Potosí, y aunque no se ha nombrado una localidad tipo, el afloramiento descrito por Suter (1990) al norte de Tlanchinol en la carretera federal 105 ha sido considerado como la sección tipo.

La edad de esta unidad fue determinada por Cantagrel y Robin (1979) quienes mediante fechamientos radiométricos (potasio-argón) determinan que estas rocas se formaron durante el Mioceno Tardío por vulcanismo fisural. En general el espesor reportado para esta unidad es variado, va de 30 a 280 m a las afueras del poblado de Tlalchinol (Robin y Bobier, 1975) y hasta 450 m al norte de Ixtapala. Los derrames basálticos de esta unidad descansan sobre rocas precámbricas en la región de Huiznopala y cubren parcialmente a rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas depositadas en la cuenca de Huayacocotla.

Formación Atotonilco el Grande

La Formación Atotonilco el Grande fue descrita por primera vez por Segerstrom (1961), como una unidad conformada por depósitos clásticos y lentes de caliza lacustre, cubiertos o intercalados por corrientes de basaltos. La sucesión pliocénica tiene un espesor que varía de 500 a 600 m y aflora principalmente en las inmediaciones del poblado de Atotonilco el Grande, y a las orillas del río Metztitlán (Segerstrom, 1961) en el estado de Hidalgo. Pertenece a la parte norte de

la provincia fisiográfica del Eje Volcánico Transmexicano y al margen sur de la provincia Sierra Madre Oriental.

Las secciones que afloran a las orillas de los ríos Amajac y Metztitlán están conformadas hacia su base por clastos gruesos que disminuyen su tamaño hacia la parte media y superior de la columna. Se observan también intercalaciones limo-arenosas, y estratos tabulares con laminación paralela, los cuales contienen frecuentemente fósiles. Salvador-Flores (2001) y Arellano-Gil *et al.* (2005) describen una litología de textura variable que incluye conglomerados, grauvaca lítica, litarenita, limolita, lutita limosa, marga y depósitos volcánicos que han sido asignadas a seis facies. De acuerdo con Arellano-Gil *et al.* (2005) las rocas que conforman la columna estratigráfica de la Formación Atotonilco El Grande se depositaron después del cierre temporal del río Amajac, en un ambiente lacustre que, en tiempos de máxima inundación, cubrió una superficie aproximada de 85 km^2, caracterizada por variaciones en la energía de transporte, lo que se asume por los cambios en el tamaño de grano, madurez de las rocas, y en la forma y color de los estratos.

Las relaciones estratigráficas de la formación no han sido establecidas claramente, sin embargo, para la cuenca de Huayacocotla Canseco Sánchez (2015) menciona que la formación yace en discordancia erosional y angular sobre las rocas del Mesozoico, está cubierta por aluviones y coluviones derivados de las rocas preexistentes. Mientras que, en los afloramientos cercanos al poblado de Atotonilco el Grande, Arellano-Gil *et al.* (2005) mencionan que esta unidad sobreyace de manera discordante a las unidades El Abra, Soyatal, Conglomerado Amajac y a la secuencia volcánica del Grupo Pachuca y está cubierta por derrames basálticos y cenizas volcánicas.

La edad de la formación se ha determinado por su posición estratigráfica, contenido fósil y fechamientos radiométricos (Kowallis *et al.*, 1998) que indican una edad del Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano. El contenido fósil de esta unidad incluye una abundante flora y fauna fósil (Tabla 31.5) de origen dulceacuícola, que incluye: peces ciprinodóntidos, gasterópodos, ostrácodos, anuros, insectos, así como abundantes impresiones y compresiones carbonosas de plantas y varias impresiones de insectos del orden Coleóptera (Zaragoza-Caballero y Velasco-de León, 2003).

Tabla 31.5. Diversidad de especies descritas para la Formación Atotonilco el Grande de edad Plioceno. Tabla 31.5. Diversidad de especies descritas para la Formación Atotonilco el Grande de edad Plioceno.

Formación Atotonilco el Grande			
Familia/Género	**Número especies**	**Género**	**Número especies**
Plantas		*Fragilaria*	1 especie
Equisetum	1 especie	*Aulacoseira*	1 especie
Juniperus	1 especie	*Stephanodiscus*	1 especie
Pinus	1 especie	*Ostrácodos*	1 especie
Bahuina	1 especie	*Candona*	1 especie
Cercocarpus	1 especie	*Darwinula*	1 especie
Juglands	1 especie	*Limnocythere*	1 especie
Quercus	1 especie	**Gasterópodos**	
Nymphaea	1 especie	*Helicodiscus*	1 especie
Platanus	1 especie	*Planorbella*	1 especie
Populus	3 especies	*Physa*	1 especie
Quercus	7 especies	*Tryonia*	1 especie
Salix	2 especies	*Vorticifex*	1 especie
Scirpus	1 especie	*Peces*	1 especie
Tipha	1 especie	*Paleocharacodon*	1 especie
Insectos		**Anfibios**	
Epicauta	1 especie	*Hyla*	1 especie
Diatomeas		*Ambystoma*	1 especie
Tertiarius	1 especie		

31.4.2 Evolución geológica

Centeno-García (2005) propone que en su mayoría el centro de México está formado por mosaicos de terrenos pre-jurásicos, indicando la posible relación de partes del este de México con un evento de Colisión continental al final del Paleozoico, seguida por eventos tectónicos de *rifting* y extensionales durante el Jurásico Medio y Tardío. Durante el Jurásico se distinguen tres eventos tectónicos importantes en el norte de Hidalgo. Durante el Jurásico Inferior y Medio

sucedió una fase extensiva que formó fosas y pilares tectónicos delimitados por fallas normales. Estas fosas fueron rellenadas por sedimentos rojos de origen continental, constituidos por arenisca, limolita y conglomerado con clastos de rocas extrusivas basálticas y riolíticas (formaciones Huizachal, Huayacocotla, Cahuasa, Tepexic) sucesiones jurásicas y cretácicas que se relacionan con la apertura del Golfo de México y a una transgresión del mar al continente. Durante esta etapa se conformaron una serie de fosas, donde se acumularon potentes espesores de y/o unidades equivalentes. Posteriormente ocurrió una compresión que plegó las rocas durante el Cretácico Tardío hasta el Eoceno, que es conocida como la orogenia Laramide; las rocas jurásicas y cretácicas fueron plegadas durante el Cretácico Tardío y el Eoceno Medio dando lugar a un complejo de fallas y cabalgaduras que se conoce como Ancticlinorio de Huayacocotla. Además, se reactivaron como fallas inversas las fallas normales jurásicas limitadas por el horst de Huiznopala, alto del basamento en la región oriental. El último de los eventos post- pliocenicos de extensión con orientación NW-SE delimita el graben de Molango (Ochoa-Camarillo, 1996). Se ha propuesto que esta orogenia, es el resultado de la convergencia de la placa de Farallón con la de Norte América (Padilla y Sánchez, 2007). La compresión deformó la corteza en dos estilos: el primero, fue una deformación de bajo espesor también llamada de piel delgada localizada en el suroeste de Estados Unidos y la Sierra Madre Oriental. En el segundo ocurrió el levantamiento de grandes bloques corticales del suroeste y centro de Estados Unidos (Valencia-Moreno,2021).

31.4.3 Propuesta de modelo de cuenca

31.4.3.1 Evolución de la Cuenca

En el Estado de Hidalgo 11 formaciones geológicas constituyen la secuencia aflorante de la cuenca de Huayacocotla, las cuales sobreyacen a un basamento de rocas metamórficas de edad Precámbrica. Las rocas sedimentarias más antiguas están representadas por la Formación Tuzancoa la cual fue depositada durante el Pérmico Temprano en una cuenca intra-arco, posiblemente dentro de un arco continental que se extendió por todo el centro-este de México (Rosales Lagarde *et al.*, 2005).

Las cuencas intra-arco continentales se caracterizan por desarrollarse dentro del arco volcánico y por estar asociadas a un margen continental (Figura 31.2). Las características estratigráficas, sedimentológicas y paleontológicas de la Formación Tuzancoa indican que (1) el arco volcánico se construyó sobre corteza continental precámbrica y (2) que el ambiente de depósito en la sucesión es deltaico distal, lo anterior en el marco de una cuenca marina poco profunda, rodeada por un relieve accidentado dominado por numerosos volcanes. Por otro lado, las firmas geoquímicas del arco volcánico señalan que las rocas ígneas comunes en esta formación cristalizaron sobre una corteza delgada o en condiciones extensionales.

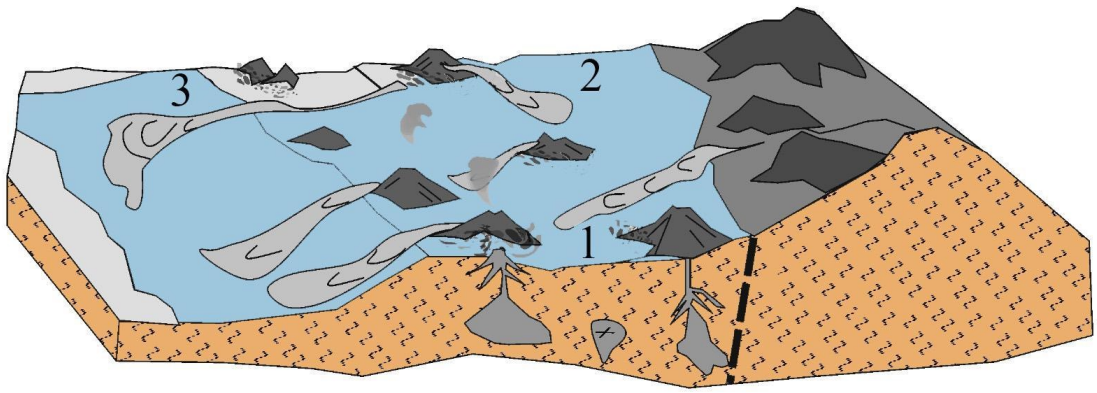


Figura 31.2. Modelo Tectónico de la evolución de la Cuenca de Huayacocotla. Estado uno, formación de intra-arco continental en el Pérmico. Los números hacen referencia a la reconstrucción paleogeográfica regional en esta cuenca de tres formaciones. El número 1 corresponde a la posición que tuvo la Formación Tuzancoa, el número 2 Formación Guacamaya y 3 Formación las Delicias.

A medida que la corteza se estira y adelgaza durante el rompimiento del Supercontinente Pangea, en la región se presentó el hundimiento gradual de la superficie terrestre (movimiento distensivo tipo *rift*) que según Michalzik (1987) inició en el Triásico Tardío en una cuenca tras-arco (Figura 31.3), lo que permitió una alta tasa de sedimentación en un ambiente fluvial meándrico muy oxidante, lo anterior, favoreció la formación de los lechos rojos de la Formación Huizachal.

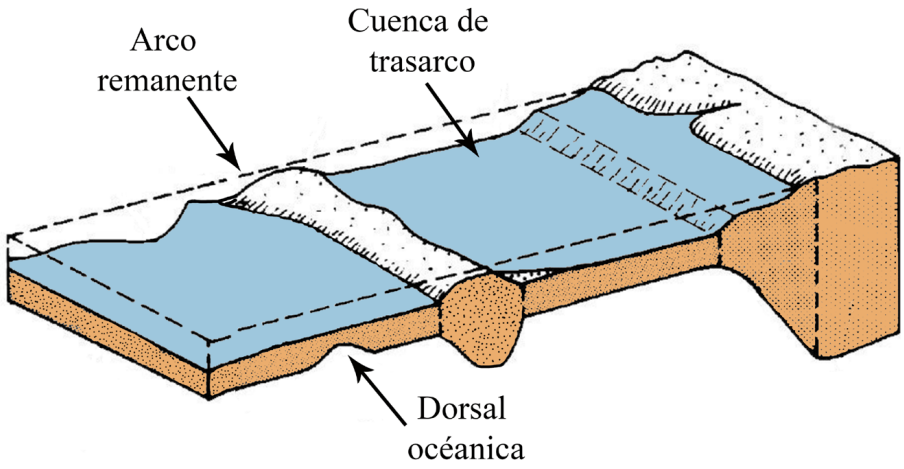


Figura 31.3. Modelo Tectónico de la evolución de la Cuenca de Huayacocotla. Estado 2 estiramiento de la corteza oceánica y sedimentación durante el Jurásico.

A medida que las condiciones extensionales se mantienen la subsidencia aumenta, lo que favorece cambios en el nivel del mar y, por lo tanto, cambios en la línea de costa, provocando la formación de mares epicontinentales poco profundos durante el Jurásico Inferior, cuya zona de transición está representada por las rocas de la Formación Huayacocotla. Por otro lado, durante el Jurásico Medio en la cuenca de Huayacocotla los sedimentos marinos que caracterizan a la Formación Tepexic indican un ambiente somero de plataforma y por lo tanto el inicio de la trasgresión marina relacionada con la apertura del Golfo de México (Ochoa Camarillo *et al.*, 1998). Mientras que su contenido paleontológico (bivalvos y amonites) indica que se ubicó cerca de la línea de costa. Durante el resto de la era Mesozoica las condiciones marinas se mantienen, pero aumenta la profundidad paulatinamente hasta llegar a un ambiente nerítico profundo, de baja energía y con un aporte cíclico constante de sedimentos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) que forman las rocas de la Formación Tamaulipas.

Durante el Paleógeno la región se ve afectada por el evento de acortamiento más joven, conocido como orogenia Laramide (Figura 31.4). Las unidades deformadas son secuencias sedimentarias, volcano sedimentarias e ígneas con edades desde el Pérmico hasta el Cretácico. Las cuales en sus partes bajas están cubiertas por rocas ígneas y sedimentarias depositadas en un ambiente lacustre.

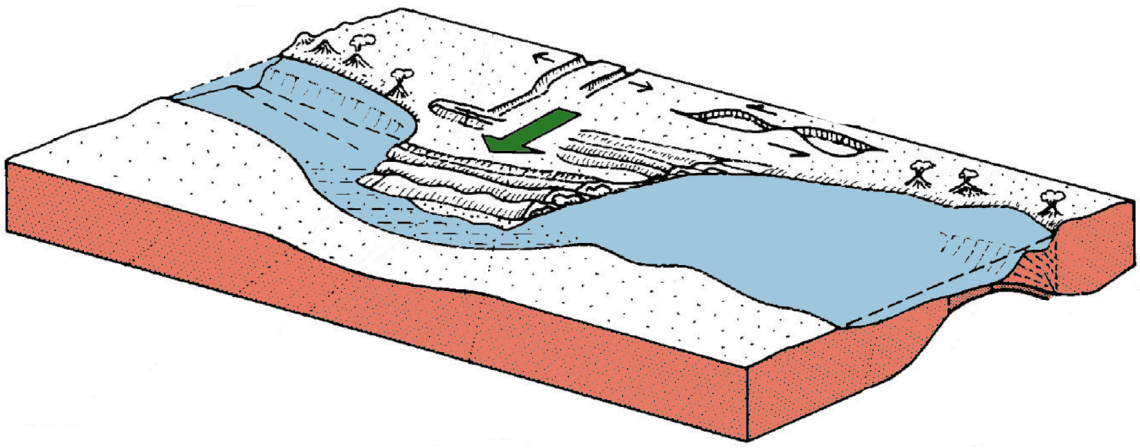


Figura 31.4. Modelo Tectónico de la evolución de la Cuenca de Huayacocotla. Estadío 3 Plegamiento de estratos de edad cretácica, Formación del anticlinorio de Huayacocotla y presencia de rocas ígneas.

31.5 Consideraciones económicas

Debido al alto contenido de materia orgánica, a la presencia de lutitas negras carbonosas de la Formación Pimienta y de la facies calcáreo-arcillosa de la Formación Tamán sus rocas han sido consideradas como las principales generadoras de los hidrocarburos que se extraen en la región de Burgos, Tampico-Misantla, Veracruz y del Sureste de México (PEMEX, 1988; Salvador, 1991). A diferencia de estas unidades las características físicas de los carbonatos de la Formación Tepexic, se consideran rocas almacenadoras de hidrocarburos (PEMEX, 1988). Mientras que las características litológicas de la Formación Huayacocotla principalmente las del miembro superior son consideradas potencialmente generadoras de este recurso. Esta unidad destaca también por el yacimiento de manganeso que aflora en la región de Molango, Hidalgo que es considerado uno de los más importantes del mundo y el más grande de Norteamérica (Okita *et al.*, 1986). Asimismo, es el primer productor mundial de bióxido de manganeso grado batería. La mena está constituida totalmente por carbonatos, lo que lo hace un yacimiento especial, dado que los otros depósitos gigantes, como Chiatura en Rusia y Groot Eylandt en Australia, están constituidos principalmente por óxidos (Force y Cannon,1988). El manganeso en el Distrito Molango se presenta en una faja de orientación NNW, de aproximadamente 30 km de anchura y

la longitud aún no se ha determinado porque tanto en la parte meridional como septentrional se encuentra cubierta por rocas más jóvenes, pero es de más de 50 km. Lateralmente, hacia el oriente y occidente, el manganeso desaparece bruscamente. El espesor del horizonte manganesífero es de aproximadamente 65 m, aunque sólo los 10 a 18 m inferiores son de importancia económica.

Por otro lado, la Formación Huizachal en el área de Galeana, N.L., se encuentra afectada por fallas de extensión post-laramídicas, las cuales albergan mineralizaciones de Barita con importancia económica; esta mineralización ha sido fechada en 30 Ma por Kesler *et al.* (1988). Desde el punto de vista petrolero, no se les considera de interés económico (PEMEX, 1988). De las rocas cenozoicas de la cuenca de Huayacocotla solo las gravas y arenas extraídas de la Formación Tlalchinol tienen importancia económica ya que son utilizadas como material para construcción y para el revestimiento de terracerías y caminos rurales (Vergara Martínez y Zárate-López, 2001). Por último, para las formaciones Tuzancoa, Cahuasas, Santiago, Tamaulipas y Atotonilco el Grande hasta el momento no se han establecido beneficios económicos.

31.6 Conclusiones

La cuenca de Huayacocotla inicia su depósito durante el Pérmico Temprano en una cuenca intra-arco, posiblemente dentro de un arco continental que se extendió por todo el centro-este de México, formando ambientes de transición documentado por la flora fósil de la Formación Tuzancoa. El rompimiento del continente Pangea iniciado durante el Pérmico Superior provocó el estiramiento y adelgazamiento de la corteza oceánica con el hundimiento gradual de la superficie terrestre (movimiento distensivo tipo *rift*), este último habría iniciado según Michalzik (1987) en el Triásico Tardío en una cuenca tras-arco condiciones que se mantienen hasta el Jurásico Medio que al irse colmatando da lugar a ambiente somero de plataforma los cuales durante el Paleógeno son deformados por el acortamiento más joven, conocido como orogenia Laramide, que da origen al Anticlinorio de Huayacocotla. El cual está cubierto en algunas regiones por rocas ígneas y sedimentarias de las formaciones Tlalchinol y Atotonilco el Grande.

31.7 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. La columna estratigráfica de la cuenca de Huayacocotla exhibe rocas que incluyen los períodos.

   a) Precámbrico-Holoceno
   b) Paleozoico-Cenozoico
   c) Triásico-Cretácico
   d) Paleógeno-Neógeno

2. Son las unidades estratigráficas que conforman la cuenca de Huayacocotla.

   a) Zorrillo-Taberna, Cualac, Ayuquila, Tecomazúchil y Otlaltepec
   b) Gneis Huiznopala, Tuzancoa, Huizachal, Huayacocotla, Cahuasas, Tepexic-Santiago-Xaltipan, Tamán-San Andrés, Pimienta, Tamaulipas, Tlanchinol y Atotonilco el Grande
   c) Tamán-San Andrés, Pimienta, Tamaulipas, Tlanchinol y Atotonilco el Grande
   d) Zorrillo-Taberna, Cualac, Ayuquila, Tecomazúchil, Otlaltepec, Tamán-San Andrés, Pimienta, Tamaulipas, Tlanchinol y Atotonilco el Grande

3. Son las formaciones de la cuenca de Huayacocotla en las que hasta el momento no se ha descrito material paleontológico.

   a) Tuzancoa y Pimienta
   b) Tlalchinol y San Andrés
   c) Cahuasas y Tlalchinol
   d) Atotonilco el Grande y Santiago-Xaltipan

4. Estas formaciones incluyen un registro paleobotánico bien preservado.

   a) Pimienta, Tamaulipas, Tlanchinol
   b) Huayacocotla, Cahuasas, Tepexic-Santiago-Xaltipan
   c) Tuzancoa, Huizachal, Huayacocotla y Atotonilco el Grande
   d) Tamán-San Andrés, Pimienta y Tamaulipas

5. Unidad estratigráfica que han sido interpretadas como una porción del microcontinente Oaxaquia.

   a) Formación Pimienta
   b) Formación Tuzancoa
   c) Formación Atotonilco el Grande
   d) Gneis Huiznopala

6. ¿Cuál es la Formación del Paleozoico presente en la cuenca de Huayacocotla?

   a) Formación Cahuasas
   b) Formación Tuzancoa
   c) Formación Otlaltepec
   d) Formación Huizachal

7. Las lifofacies de esta formación indican que se formaron en un ambiente submarino, y/o un entorno deltaico distal.

   a) Formación Tuzancoa
   b) Formación Tepexic
   c) Formación Santiago
   d) Formación Huayacocotla

8. ¿Qué profundidad indica la ausencia de sílex y lutita negra en la Formación Tuzancoa?

   a) Batipelágica
   b) Pelágica
   c) Somera
   d) Abisal

9. ¿Qué formación constituye el contacto suprayacente de la Formación Tuzancoa?

a) Gneis Huiznopala
b) Formación Atotonilco el Grande
c) Formación Pimienta
d) Formación Huizachal

10. Son los grupos taxonómicos que constituyen la fauna fósil de la Formación Tuzancoa.

a) Amonites, bivalvos, braquiópodos, briozoarios, corales rugosos, crinoideos, fusulínidos, gasterópodos y trilobites
b) Peces, ostrácodos, gasterópodos y diatomeas
c) Gasterópodos y trilobites
d) Peces, amonites, bivalvos, braquiópodos, briozoarios, corales rugosos, crinoideos, fusulínidos, gasterópodos, coníferas y trilobites

11. Esta formación se caracteriza por la presencia de lechos rojos de grandes espesores.

a) Formación Tuzancoa
b) Formación Atotonilco el Grande
c) Formación Huayacocotla
d) Formación Huizachal

12. ¿Cuál es el ambiente de depósito de la Formación Huizachal?

a) Marino somero
b) Marino profundo
c) Fluvial trenzado
d) Fluvial meándrico, con abundantes llanuras de inundación

13. ¿Cuál es el tipo de cuenca establecida en la región durante el Triásico Tardío?

a) Continental
b) de intra-arco oceánica
c) proforeland
d) Cuenca tras-arco

14. ¿Qué edad se ha asignado a la Formación Huizachal con base en sus relaciones estratigráficas y el contenido paleontológico?

a) Pérrmico
b) Triásico Inferior
c) Jurásico
d) Triásico Superior

15. ¿Cuáles son las formaciones que constituyen al Grupo Huayacocotla?

a) Tenango y Las Juntas
b) Las Juntas, Despi y Tenango
c) Temascalapa y Despi
d) Las Juntas, Temazcalapa, Despi y Tenango

16. Es el organismo fósil más abundante colectado en el Grupo Huayacocotla y el que permite asignar la edad de las rocas.

a) Bivalvos y braquiópodos
b) Briozoarios y braquiopodos
c) Fusulinidos
d) Amonites

17. Son los ambientes descritos para el grupo Huayacocotla.

a) Marino
b) de transición
c) Continental
d) Zona de transición de ambiente marino a continental

18. ¿Cuál es el ambiente de depósito de la Formación Cahuasas?

a) Meándrico
b) Plataforma
c) Marino
d) Abanicos aluviales

19. ¿Unidad litológica en la que se ubica evidencia del inicio de la trasgresión marina relacionada con la apertura del Golfo de México?

a) Formación Tepexic
b) Formación Santiago
c) Formación Cahuasas
d) Formación Tenango

20. ¿Cuáles son los fósiles descritos para la Formación Tepexic y que ambiente indican?

a) Gasterópodos, ostrácodos y Diatomeas
b) Radiolarios, foraminíferos y amonites
c) Bivalvos, amonites y braquíopodos (ambiente marino).
d) Peces, Anfibios y Salamandras

21. ¿Qué formación se caracteriza por presentar depósitos clásticos y lentes de caliza lacustre, cubiertos o intercalados por corrientes de basaltos?

a) Formación Tlalchinol
b) Formación Pimienta
c) Formación Cahuasas
d) Formación Atotonilco el Grande

22. ¿Qué recursos económicos son extraídos en la cuenca de Huayacocotla?

a) Manganeso e hidrocarburos
b) Cobre y Hematita
c) Agua y plata
d) Manganeso y agua

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	b)	11.	d)	16.	d)	21.	d)
2.	b)	7.	a)	12.	d)	17.	d)	22.	a)
3.	c)	8.	c)	13.	d)	18.	d)		
4.	c)	9.	d)	14.	d)	19.	a)		
5.	d)	10.	a)	15.	d)	20.	c)		

31.8 Bibliografía

Aguilera, H.E. (1972). Ambientes de Depósito de las Formaciones del Jurásico Superior en la Región Tampico Tuxpan. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24*(1-3), 129-163.

Arellano-Gil, J., Vachard, D., Yussim, S. y Flores de Dios-González, A. (1998). Aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos del Pérmico inferior al Jurásico Inferior en Pemuxco, Estado de Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15*(1), 9–13.

Arellano, J., Velasco, M.P., Silva, A., Salvador, R. y Beltrán, F. (2005). Origen y Características Geológicas del Paleo-lago de Amajac, Hidalgo. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22*(2), 199-211.

Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, K., Gómez-Anguiano, M. y Martínez-Macías, P. (2004). Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21*(3), 299-319.

Buitrón, B.E., Patiño-Ruiz, J. y Moreno-Cano, L.A. (1987). Crinoides del Paleozoico tardío (Pensilvánico) de Calnali, Hidalgo. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 1*(1), 125–136.

Buitrón-Sánchez, B.E., López-Lara, O., Vachard, D. y Hernández Barroso, S. (2017). Algunos crinoides (Echinodermata-Crinoidea) del Pérmico de la región de Pemuxco, Hidalgo. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 69*(1), 21-34.

Burckhardt, C. (1930). Études synthétiques sur le Mésozoïque mexicain. Mémoires suisses de Paléontologie, 49(50), 1-280.

Campa, M.F. y Coney, P.J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences, 20,* 1040-1051.

Cantagrel, J.M. y Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5*(1-2), 99-114.

Cantú-Chapa, A. (1969). Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Veracruz (Área de Soledad-Miqueta). *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 1*(1), 3-9.

Cantú-Chapala. A. (1971). La serie Huasteca (Jurásico medio-superior) del Centro Este de México. *Revista Instituto Mexicano del Petróleo, 3*(2), 17-40.

Cantú-Chapa, A. (1984). El Jurásico Superior de Tamán, San Luis Potosí, Este de México. Memoria Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología, México, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 207-215.

Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal- Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13*(1-2), 1-98.

Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 12*(5-6), 1–73.

Centeno-García, E. (2005). Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and West Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, en Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W. y Steiner, M.B. (eds.). The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives. *Geological Society of America Special Paper, 393,* 233-258.

Díaz-Lozano, E. (1916). Descripción de unas plantas liásicas de Huayacocotla, Veracruz. Algunas plantas de la flora liásica de Huauchinango, Puebla. *Instituto Geológico de México, Boletín, 34,* 1–18.

Erben, H.K. (1956a). El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas. XX Congreso Geológico Internacional, México, XX Monografía, 140.

Esquivel-Macías, C., León-Olvera, R.G. y Flores-Castro, K. (2005). Caracterización de una nueva localidad fosilífera del Jurásico Inferior con crinoides y amonites en el centro-oriente de México (Temapá, Hidalgo). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22* (1), 97-114.

Esquivel, M.C. y León, O.R.G. (2020). Precisión bioestratigráfica y paleoambiental del miembro Temascalapa (Formación Huayacocotla) con base en Gleviceras Buckman, 1918 (Ammonoidea, Oxinoticeratidae Hyatt, 1875), en la región Otomí-Tepehua, México centro-oriental. *Tópicos de investigación en ciencias de la tierra y materiales, 7*(7), 7-14.

Flores, K., Armstrong-Altrin, J.S., Esquivel-Macías, C., Ángeles-Cruz, C.A., Ortiz, L.E. y Selvaraj, K. (2005). Geoquímica inorgánica de rocas sedimentarias liásicas de una porción de la Sierra Madre Oriental, estados de Hidalgo, Puebla y Veracruz (México). Determinación de procedencia, contexto tectónico dominante y grado de intemperismo. *Memoria del XII Congreso Latinoamericano de Geología, ministerio de minas de Quito, Ecuador, 5.*

Flores-Barragan M.A., Velasco-de León M.P. y Moreno-Bedmar, J.A. (2023). Avances en el conocimiento de la macroflora de la Formación Tuzancoa, Hidalgo, México, Pérmico inferior: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 40*(1).

Ferrusquía-Villafranca I. (1998). Geología de México: Una sinopsis. en: Ramamoorthy TP, Bye R. y Lot–Helguera A. (eds). Diversidad Biológica de México orígenes y Distribución: México. *Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México, 3-107.*

Force, E.R. y Cannon. W.F. (1988). Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black-shale basins. *Economic Geology, 83,* 93-117.

Hermoso, C. de la T. y Martínez, P.J. (1972). Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental. Boletín de la Asociación *Mexicana de Geólogos Petroleros, 24,* 45- 63.

Heim, A. (1926). Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México). *Eclogae Geologica Helvetiae, 20*(1), 84-87.

Heim, A. (1940). The Front Ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. Eclogae Geologica Helvetiae, 33, 315-352.

Hernández-Castillo, G.R., Silva-Pineda, A. y Cevallos Ferriz, S.R.S. (2014). Early Permian conifer remains from Central Mexico and reevaluation

of Paleozoic conifer morphotaxa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66,* 85-96.

Hernández–Treviño, J.T. y Hernández–Bernal del S. M. (1991). E*volución geológica de la región de Metztitlán/Zacualtipán, Estados de Hidalgo y Veracruz: D.F., México.* Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, [Tesis de licenciatura], 92.

Imlay, R.W., Cepeda D.L.C.E., Álvarez, M. y Díaz, G.T. (1948). Stratigraphic Relations of Certain Jurassic Formations in Eastern México. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 2* (9), 1750-1761.

Kowalis, B., Carl, C., Carranza, C., Millar, W. y Tingey, D. (1998). Fission-track and single-crystal 40Ar/39 Ar laser-fusion ages from volcanic ash layers in fossil-bearing Pliocene sediments in central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencais Geologicas, 15*(2), 157-160.

Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H. y Lopez, R. Sampson, D.E. (1999). U±Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. Precambian Research, 94.

López-Palomino, I., Villaseñor, A.B. y Olóriz, F. (2006). Primer registro del género Vinalesphinctes (Ammonitina) en el Oxfordiano de México: significación bioestratigráfica y consideraciones paleobiogeográficas en el Jurásico Superior de América. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23*(2), 162-183.

Martínez-Pérez, J. (1962). *Estudio geológico de una porción de la Sierra Madre Oriental al Oriente de Zacualtipán y Tianguistengo, Hidalgo.* Instituto Politécnico Nacional, [Tesis de Licenciatura], 47.

Meister, C., Blau, J., Domergues, J.L., Schlatter, R., Schmidt-Effing, R. y Burk, K. (2005). Ammonites del Jurásico Inferior (Sinemuriano), de Tenango de Doria (Sierra Madre Oriental, México). Parte IV: bioestratigrafía, paleobiogeografía y adenda taxonómica. *Revue Paleobiologie, 24*(1), 365-384.

Mendoza-Rosales, C., Arellano-Gil, J. y Silva-Romo, G. (1992). Nuevas localidades del contacto transicional de las formaciones Huizachal y Huayacocotla. Convención Geológica Nacional No. 11: Veracruz, Ver., México. Sociedad Geológica Mexicana, 121.

Michalzik, D. (1987). Sedimentación y sucesión de facies en un margen continental pasivo del Triásico al Cretácico temprano del noreste de la Sierra Madre oriental, México. Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, 2, 27-31.

Moreno-Cano, L.A. y Patiño-Ruiz, J. (1981). *Estudio del Paleozoico en la región de Calnali, Hidalgo (en la Sierra Madre Oriental), México: México D.F.* Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, [Tesis profesional], 30.

Muir, J.M. (1936). Geology of the Tampico region, México. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 280.

Ochoa-Camarillo, H. (1996). *Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo.* Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, [Tesis de Maestría], 91.

Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, B.E. y Silva-Pineda, A. (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15*(1), 57-63.

Okita, P.M., Maynard, J.B. y Martinez-Veras, M. (1986). Molango giant sedimentary manganese deposit in Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 70,* 627.

Ortega-Guitérrez, F., Ruíz, J. y Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia—A Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic. *Geology, 23,* 1127–1130.

Ortiz Martinez, E. y Velasco de León, M.P. (2019). First report on seeds Dispersed of Tuzancoa Formation, Hidalgo. *International Journal of Innovative Studies In Science of Engineering Technology, 5* (12).

Padilla y Sánchez, R.J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59* (1), 19–42.

Pedrazini, C. y Basáñez-Loyola, M.A. (1978). Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 10*(3), 6-24.

Petróleos Mexicanos (PEMEX). (1988). Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico. Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, 229.

Pessagno, E.A., Jr., Longoria, J.F., MacLeod, N. y Six, W.M. (1987). Studies of North American Jurassic Radiolaria: Part. I. Upper Jurassic (Kimmeridgian-Upper Tithonian) Pantanellidae from the Taman Formation, East-Central Mexico. *Tectonostratigraphic, Chronostratigraphic, and Phylogenetic*

implications, Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 23, 1-51.

Quiroz-Barroso, S., Sour-Tovar, F. y Centeno-García, E. (2012). Gasterópodos y bivalvos cisuralianos (Pérmico inferior) de Otlamalacatla, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29*(1), 158-178.

Reyes, E. (1964). El Jurásico Superior del Área de Tamán, San Luís Potosí: México. Petróleos Mexicanos, *Informe Geológico, 508,* 36.

Robin, C. y Bobier, C. (1975). Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, México), según datos paleomagnéticos y geoquímicos. *Boletín del Instituto de Geología, 95,* 49-85.

Rosales-Lagarde, L., Centeno, G.E., Ochoa-Camarillo, H. y Sour-Tovar, F. (1997). Permian volcanism eastern Mexico; Preliminary Report, en: Gómez-Caballero, A. y Alcayde-Orraca, M. (eds.). Libro Guía de las Excursiones Geológicas, II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hidalgo. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, Excursión 1, 27–32.

Rosales, Lagarde, L. (2002). E*stratigrafía y geoquímica de la secuencia volcanosedimentaria Pérmica del noreste del estado de Hidalgo*, México. Universidad Nacional Autónoma de México, [Tesis de Maestría en Ciencias], 90.

Rosales-Lagarde, L., Centeno-Garcia, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H. y Quiroz-Barroso, S. (2005). The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian submarine continental arc in east-central Mexico. *International Geology Review, 47* (9), 901-919.

Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas, M.A. y Rodríguez-Benítez, J.L. (1989). Investigación palinoestratigráfica en la Región de Huizachal-Peregrina, Tamaulipas. Proyecto C-3503, Subdirección Tecnológica de Exploración, IMP., 1-255.

Salvador Flores, R. (2001). *Origen Sedimentología y Estratificación del Paleolago de Amajac Hidalgo.* Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, [tesis de maestría], 87.

Schmidt-Effing, R. (1980). The Huayacocotla aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico. en: Pilger, R.H. (ed.). The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean, 79-86.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper 278,* 153.

Segerstrom, K.K. (1961). Geology of the Bernal-Jalpan Área, Estado de Querétaro, México. U.S. *Geological Survey, Bulletin, 1104-B,* 19-85.

Silva-Pineda, A. (1981). Asterotheca y plantas asociadas de la Formación Huizachal (Triásico Superior) del Estado de Hidalgo. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 5* (1).

Silva-Pineda, A. (1987). Algunos elementos paleoflorísticos del Pérmico de la región de Calnali, Estado de Hidalgo. *Paleontología Mexicana, 1*(l), 313- 327.

Silva-Pineda, A. y Buitrón-Sánchez, B.E. (1999). Floras mesozoicas de lechos rojos en el centro-este de México y sus relaciones estratigráficas con los lechos marinos. en: Bartolini, C., Wilson, L. y Lawton, T.F. (eds). Historia sedimentaria y tectónica mesozoica del centro-norte de México. *Sociedad Geológica de América, 79,* 462-275.

Silva-Pineda, A., Buitrón-Sánchez, B.E., Arellano-Gil, J., Vachard, D. y Ramírez, J. (2003). Permian Continental and Marine Biota of South-Central México A Synthesis. en: Bartolini, C., Buffler, R.T. y Blickwede, J. (eds.). The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. *American Association of Petroleum Geologist Memoir, 79,* 462-275.

Sour-Tovar, F., Pérez-Huerta, A., Quiroz-Barroso, S.A. y Centeno-García, E. (2005). Braquiópodos y trilobites del Pérmico Inferior del noroeste del Estado de Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22*(1), 24-35.

Stephenson, L. W. (1922). Some Upper Cretaceous Shells of the Rudist Group from Tamaulipas, Mexico. *Proceedings of the United States National Museum, 61,* 1, 2422.

Suter, M. (1984). Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate plataform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 95*(1),387-1,397.

Suter, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 98,* 249-264.

Suter, M. (1990). Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luís Potosí. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Cartas Geológicas de México serie 1:100,000, 1 mapa con texto.*

Torres-Martínez, M.A., Velasco-de-León, M.P. y Flores-Barragan, M.A. (2024). Micromorphic brachiopods from the early Permian (Kungurian) of Hidalgo, Mexico. Stratigraphic, paleoenvironmental and paleobiogeographic significance. *Journal of South American Earth Sciences 147*.

Vachard, D., Arellano, J., Buitrón, B., Flores de Dios, A. y Yussim, S. (1997). Datación del Sakmariano?-Artinskiano (Pérmico Inferior) en Pexmuco, Hidalgo; consecuencias paleogeográficas (resumen). en: Segunda Convención sobre la evolución geológica de México y Recursos Asociados, Simposia y Coloquio, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 37-41.

Valencia-Moreno, M., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., Calmus, T., Noury, M. y Mendivil-Quijada, H. (2021). The Cretaceous-Eocene Mexican Magmatic Arc: Conceptual framework from geochemical and geochronological data of plutonic rocks. *Earth-Science Reviews, 20*.

Velasco-Torres, J.J. y Sepúlveda De León, G. (1973). Bioestratigrafía de la formación pimienta en. el distrito Poza Rica. *Ingeniería Petrolera, 13,* 99-108.

Velasco-de León, M.P., Ortiz Martínez, E.L., Lozano-Carmona, D. E., Flores-Barragan, M.A., Arellano, G.J. y Santillán, N.P. (2020). Paleofloristic diversity and paleoenvironmental interpretation of new Cisuralian localities in the south-central sector of the Anticlinorium of Huayacocotla, Hidalgo, Mexico. *Geobios, 63,* 53-66.

Vergara-Martínez, A. y Zárate-López, J. (2001). Carta Geológico-Minera Molango F14-D51, escala 1:50,000. Consejo de Recursos Minerales informe, México, 45.

Weber, R. (2008). Plantas triásicas y jurásicas de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín, 115,* 1-149.

Zaragoza, S.C. y Velasco-de León, M.P. (2003). Una especie nueva de Epicauta (Coleoptera: Meloidae) del Plioceno del Estado de Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 154-159.*

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

32 Cuenca de Cutzamala

Gabriel Salinas Calleros, Saúl Arciniega Esparza y Katya Ferrer Hernández

Sumario

32.1. Resumen
32.2. Abstract
32.3. Introducción
32.4. Generalidades
- 32.4.1. Ubicación
- 32.4.2. Estado del Arte

32.5. Desarrollo
- 32.5.1. Tipo de cuenca
- 32.5.2. Descripción de la cuenca
- 32.5.3. Sedimentología y Estratigrafía
- 32.5.4. Geología Estructural
- 32.5.5. Evolución Geológica
- 32.5.6. Modelo de Cuenca

32.6. Consideraciones económicas y Riesgos Geológicos
32.7. Conclusiones
32.8. Autoevaluación
32.9. Bibliografía

32.1 Resumen

La Cuenca del Río Cutzamala, ubicada en el complejo sistema montañoso que divide los estados de Guerrero y Michoacán, tiene una evolución geológica e hidrológica marcada por la interacción significativa de fenómenos naturales y actividades humanas. La complejidad geológica de la cuenca se manifiesta en quince facies, agrupadas en doce asociaciones. Las asociaciones corresponden a ciertos ambientes interpretados a partir de su litología, estructuras sedimentarias y presencia de paleosuelos.

Mientras que la edad relativa de cada asociación se infiere con base en correlaciones estratigráficas y evidencias fósiles, la complejidad general de la región hace en muchos casos imposible una datación precisa. Los materiales geológicos incluyen al Complejo de Arteaga (la base), rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Jurásico tardío-Cretácico medio, y capas rojizas delineadas del Paleógeno-Neógeno. Las fallas o pliegues en la estructura regional son predominantemente NNW-SSE y revelan una historia tectónica dinámica.

Las rocas sedimentarias que rellenan la cuenca son descritas como un conjunto de lodolitas, limolitas, areniscas y conglomerados polimícticos de color rojo. En la base, predominan los conglomerados con guijarros de rocas volcánicas, areniscas y calizas en una matriz arcillosa de color rojo. Las areniscas y las limolitas, de estratificación cruzada, dominan en la cima. Esta unidad es descrita como lechos rojos constituidos por secuencias de areniscas masivas (rellenos de canal), cubiertos de manera transicional por alternancias rítmicas de limolita y arenisca muy fina (planicies de inundación con desarrollo de horizontes de paleosuelos). Con base en su posición estratigráfica le asignan una edad de Paleoceno tardío con base en estudios paleontológicos sobre palinomorfos localizados en los lechos rojos.

La conformación de la zona, de acuerdo con la tectónica presente tiene varias secuencias, para Zihuatanejo-Huetamo: arco insular (Zihuatanejo) desarrollado sobre corteza oceánica deformada (basamento de Arteaga), cuenca de trasarco (Huetamo) y complejo de subducción (Las Ollas).

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

El proyecto para el aprovechamiento de la cuenca alta del río Cutzamala contempló una parte importante del recurso hídrico superficial utilizado en la generación de energía eléctrica por el Sistema Hidráulico Miguel Alemán, mediante captaciones en las presas de almacenamiento, así como vasos reguladores, alimentados por un sistema de presas interconectadas. El Sistema Cutzamala es uno de los que suministran agua potable más grande del mundo, no solo por la cantidad que transporta, sino por el desnivel que vence.

32.2 Abstract

The Cutzamala River Basin, located in the complex mountain system that divides the states of Guerrero and Michoacán, has a geological and hydrological evolution marked by the significant interaction of natural phenomena and human activities. The geological complexity of the basin is manifested in fifteen facies, grouped into twelve associations. The associations correspond to specific environments interpreted based on their lithology, sedimentary structures, and presence of paleosols.

While the relative age of each association is inferred based on stratigraphic correlations and fossil evidence, the overall complexity of the region makes precise dating impossible in many cases. Geological materials include the Arteaga Complex (base), Late Jurassic-Middle Cretaceous volcanic and volcanosedimentary rocks, and delineated Paleogene-Neogene reddish layers. Faults or folds in the regional structure are predominantly NNW-SSE and reveal a dynamic tectonic history. The sedimentary rocks filling the basin are described as a complex of red *mudstone*s, siltstones, sandstones, and polymictic conglomerates. At the base, conglomerates with pebbles of volcanic rocks, sandstones, and limestones predominate in a red clayey matrix. Cross-bedded sandstones and siltstones dominate at the top. This unit is described as red beds consisting of sequences of massive sandstones (channel fills), transitionally covered by rhythmic alternations of siltstone and very fine sandstone (floodplains with developed paleosol horizons). Based on its stratigraphic position, it is assigned a Late Paleocene age based on paleontological studies of palynomorphs located in the red beds. The formation of the area, according to current tectonics, has several sequences for

Zihuatanejo-Huetamo: an island arc (Zihuatanejo) developed on deformed oceanic crust (Arteaga basement), a back-arc basin (Huetamo), and a subduction complex (Las Ollas).

The project for the utilization of the upper Cutzamala River basin included a significant portion of the surface water resource used to generate electricity by the Miguel Alemán Hydraulic System, through reservoir intakes in storage dams, as well as regulating reservoirs, fed by a system of interconnected dams. The Cutzamala System is one of the largest suppliers of drinking water in the world, not only due to the quantity it transports but also due to the elevation difference it overcomes.

32.3 Introducción

Los procesos sedimentarios actúan y se adaptan a las condiciones particulares de cada zona, produciendo litofacies como respuesta a dichos cambios. Las relaciones espacio-temporales que guardan entre sí las litofacies, generan información para interpretar a los ambientes sedimentarios en los que éstas se formaron. La clasificación de facies de Miall (1996), nos ayuda a agrupar rocas con similitudes sedimentológicas para identificar ambientes de depósitos continentales.

En 1938, Gressly, en Walker, 1984, da a conocer el término "facies sedimentaria" para designar a un conjunto de características litológicas y faunísticas pertenecientes a una unidad estratigráfica que hacen posible distinguir a la unidad designada de otras unidades. Treinta y dos años después, Selley (1967) propone que la geometría, las estructuras sedimentarias primarias, el sentido de flujo de las paleocorrientes y el contenido fosilífero serían los criterios para tomar en cuenta en la designación de las facies sedimentarias.

Una facies individual puede tener poco valor para hacer una interpretación del medio sedimentario, sin embargo, puede ser muy significativa si se analiza la relación vertical con las facies que se encuentran por encima y por debajo de ellas, lo que se conoce como asociación de facies. Esta asociación de facies

ligadas genéticamente es producida por la dinámica de los procesos sedimentarios que actúan el tiempo suficiente para producir depósitos en equilibrio con tales procesos.

En el área de la Cuenca se han identificado 15 facies de las descritas por Miall (Tabla 32.1), se han documentado recurrencias en sus relaciones, a las que se designó como asociaciones de facies; siete asociaciones para el área de Cutzamala. (Altamira-Areyán, 2002). Cada asociación de facies se formó en un ambiente sedimentario distinto. Los nombres de las asociaciones fueron elegidos tomando en cuenta la localidad donde están mejor expuestas.

El río Cutzamala es uno de los principales aportadores del río Balsas. A lo largo de sus 262 [km] de recorrido recibe los siguientes nombres: Taximaroa, Turundeo, Río Grande, Tuxpan, Zitácuaro y Cutzamala. (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 1987).

Se origina a 2725 msnm a 61.5 km al este de Morelia, Mich., a 21 km al suroeste de Maravatío y a 45 km al noroeste de Zitácuaro, desciende con un rumbo sureste con el nombre del río Taximaroa, 9 km aguas debajo de sus orígenes recibe por su margen derecha al río Agostitlán, cambia su nombre a río Turundeo y 28 km adelante se localiza el sitio en el cual funcionó la estación hidrométrica Turundeo, adelante, al río se le conoce como Río Grande y 4 km aguas abajo del sitio donde funcionó la estación hidrométrica Turundeo y 0.5 km aguas arriba de su confluencia con el río Chiquito funciona la estación hidrométrica Río Grande, a partir de esta confluencia el río recibe el nombre de río Tuxpan, 0.5 km aguas abajo funcionó la estación Tuxpan, a 100 m aguas arriba del sitio en el cual el río Tuxpan deriva a la presa Tuxpan la cual tiene una longitud aproximada de 800 [m], sale de la presa y modifica el rumbo de su cauce al suroeste, 4.5 km aguas abajo recibe por su margen derecha las aportaciones del arroyo El Fresno, 27 km adelante recibe por su margen derecha el arroyo Tetengueo, 16 km aguas abajo recibe por su margen izquierda las importantes contribuciones del río Zitácuaro, 37 km adelante de esta confluencia recibe por su margen derecha al río del Salitre, 30 km aguas abajo se localiza el sitio en el cual opera la estación hidrométrica Tiquicheo. (Secretaria de Recursos Hidráulicos, 1971).

Tabla 32.1. Clasificación de facies (Miall, 1996).

Código	Litofacies	Estructuras sedimentarias	Interpretación y observaciones
Gmm	Grava masiva, matriz soportada	Gradación incipiente	Flujos de escombros plásticos (alta fuerza viscosa
Gmg	Grava matriz soportada	Gradación inversa (i) a Normal (n)	Flujos de escombros pseudo plásticos (baja fuerza viscosa)
Gci	Grava clasto soportado	Gradación inversa	Flujos de escombros ricos en clastos (alta fuerza), o flujos de escombros pseudo plásticos (baja fuerza)
Gcm	Grava masiva clasto soportada		Flujos de escombros pseudo plásticos (carga de fondo inercial, flujo turbulento)
Gh	Grava burdamente estratificada y clasto soportada	Estratificación horizontal, imbricación	Estratiformas longitudinales, depósitos lag y sieve
Gt	Grava estratificada	Estratificación cruzada trough	Relleno de canales menores
Gp	Grava estratificada	Estratificación cruzada planar	Estratoformas transversales, crecimientos deltáicos a partir de barreras remanentes más antiguas
St	Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta	Estratificación cruzada trough (5 cm-1m) solitaria o agrupada, residuos de arena pobremente clasificada, intraclastos de lodo a la base del trough	Dunas crestonadas y linguoides (migración de 3-D)
Sp	Arena fina a muy gruesa puede ser gravillenta	Estratificación cruzada planar (5 cm-1m) solitaria o agrupada, buena clasificación dentro de cada foreset	Estratoformas transversales y linguoides (migración de dunas 2-D)
Sr	Arena muy fina a gruesa	Laminación cruzada, rizaduras	Rizaduras (régimen de flujo bajo, velocidades < 1 m/s)
Sh	Arena muy fina a gruesa, puede ser gravillenta	Laminación horizontal, lineación por corriente	Flujo planar (flujo crítico). En arenas muy finas a medias cuya profundidad de flujo sea de 0.25 a 0.5 m, se logra flujo planar con velocidades de 1 m/s, o menores con profundidad menores; estratos de varios metros son producidos por avenidas

Código	Litofacies	Estructuras sedimentarias	Interpretación y observaciones
Sl	Arena muy fina a gruesa, puede ser gravillenta	Estratificación cruzada de bajo ángulo $< 15°$, pobremente clasificada	Rellenos de surcos, cárcavas o dunas removidas, antidunas
Ss	Arena fina a muy gruesa, puede ser gravillenta	Amplios surcos someros, abundantes intraclastos, estratos de pocos decímetros a 1 m.	Relleno de surco; rápido depósito y carga de fondo gruesa
Sm	Arena fina a gruesa	Laminación masiva o incipiente	Depósitos sedimentarios de flujos de gravedad, dentro de pequeños canales como bancos colapsados
Fl	Arena, limo y arcilla	Laminación fina, rizaduras muy pequeñas	Overbank, canales abandonados o depósitos de flujos débiles
Fsm	Limo y arcilla	Masiva	Backswamp o depósitos de canales abandonados
Fm	Arcilla y limo	Masiva, grietas de desecación	Overbank, canales abandonados o drape deposits
Fr	Arcilla y limo	Masiva, raíces, bioturbación	Estrato con raíces, suelo incipiente
C	Arcilla carbonosa, carbón	Plantas, películas de lodo	Depósitos de pantano con vegetación
P	Paleosuelos carbonatados (calcita y siderita)	Rasgos pedogenéticos: nódulos, filamentos	Suelos con precipitación química

Once km aguas debajo de esa estación, el río Zitácuaro recibe por su margen derecha las aportaciones del río Tapatío o Chinapa, once km adelante recibe por su margen izquierda el caudal conducido por el río Tilostoc; a partir de esa confluencia el río toma el nombre de río Cutzamala que el que se conoce hasta su confluencia con el río Balsas. Diecisiete km aguas debajo de esta confluencia, se localiza el sitio en el cual opera la estación hidrométrica El Gallo. Hasta este punto, el área de la cuenca es de 10,738.7 km^2.

Después de esta estación, el río recorre 27 km hasta el sitio en el que recibe por su margen izquierda al río Ixtapan, 22.5 km aguas abajo se localiza la cortina de la presa Hermenegildo Galeana (Ixtapilla); finalmente el río recorre 31 km hasta derivar su caudal al río Balsas (Figura 32.1) (Secretaria de Recursos Hidráulicos, 1971).

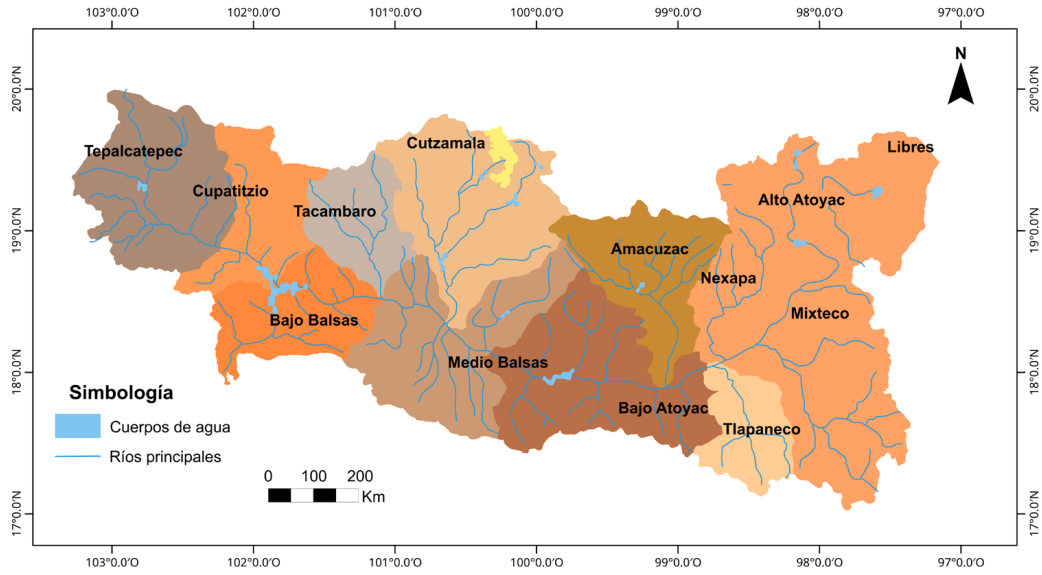


Figura 32.1. Subcuencas que conforman la Región Hidrológica Balsas. Modificada de (Diario Oficial de la Federación, 2011).

32.4 Generalidades

32.4.1 Ubicación

La Subcuenca Cutzamala se localiza en el límite entre los estados de Guerrero y Michoacán, fisiográficamente está caracterizada por una sierra denominada estructura de Huetamo-Tzitzio, con una orientación norte-sur. Hacia los márgenes oriental y occidental de dicha estructura, se encuentran planicies y zonas con cerros de poca elevación formados por los depósitos terrígenos conocidos como "lechos rojos" (Figura 32.2) (Altamira-Areyán, 2002).

La Cuenca comprende desde el nacimiento de los escurrimientos del río Zitácuaro que desciende de la Faja Volcánica Transmexicana en la vertiente Occidental de las sierras de Angangueo y Zitácuaro en el Estado de Michoacán, y el río Tilostoc que se origina en el Estado de México, hasta la estación hidrométrica El Gallo. Tiene una superficie de aportación de 10,619.14 [km^2] y se encuentra delimitada al norte por la Región Hidrológica Administrativa Lerma-Santiago; al sur por la subcuenca río Medio Balsas; al oeste por la subcuenca río Tacámbaro; y al este con la cuenca río Amacuzac.

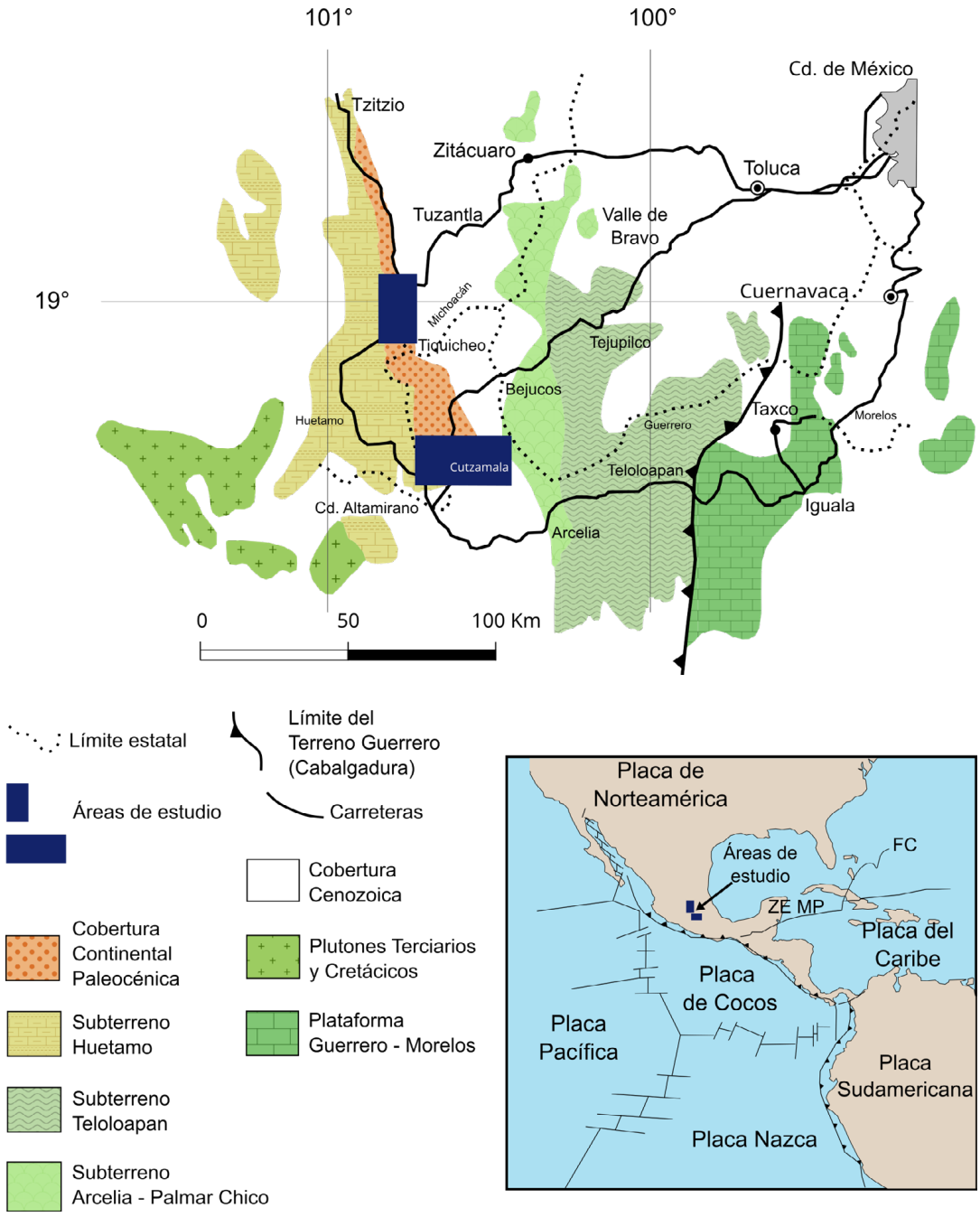


Figura 32.2. Ubicación regional de la Cuenca Cutzamala. Modificada de (Altamira-Areyán, 2002).

El río Zitácuaro está formado por la confluencia de diversos ríos a lo largo de su recorrido, entre ellos el río Tuxpan, Agostitlán, Chiquito, Salitre, Chinapa, etc. El río Tilostoc se forma por la confluencia de tres ríos principales, Ixtapan del Oro, Malacatepec y Temascaltepec.

En el sitio de unión de estos ríos, le dan origen al río Cutzamala. Después de la estación hidrométrica El Gallo, el río recibe aportaciones del río Ixtapan y finalmente el río recorre 31 km hasta derivar su caudal al río Balsas (Figura 32.3) (Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 1980).



Figura 32.3. Cuenca del río Cutzamala. Modificada de (Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 1980).

El proyecto para el aprovechamiento de la cuenca alta del río Cutzamala contempló una parte importante del recurso hídrico superficial utilizado en la generación de energía eléctrica por el Sistema Hidráulico Miguel Alemán a elevaciones superiores a los 1,400 msnm, mediante captaciones en las presas de almacenamiento, así como vasos reguladores, alimentados por un sistema de presas interconectadas.

Para transportar los caudales de los aprovechamientos al Valle de México, fue necesario cruzar el Valle de Toluca, la zona más alta de la cuenca del río Lerma y atravesar la sierra de las Cruces por un túnel.

El Sistema Cutzamala es uno de los sistemas de suministro de agua potable más grande del mundo, no solo por la cantidad de agua que transporta (≈480 Mm^3/año), sino por el desnivel (940 m) que vence. (Perló-Cohen y González-Reynoso, 2005) (Figura 32.4).

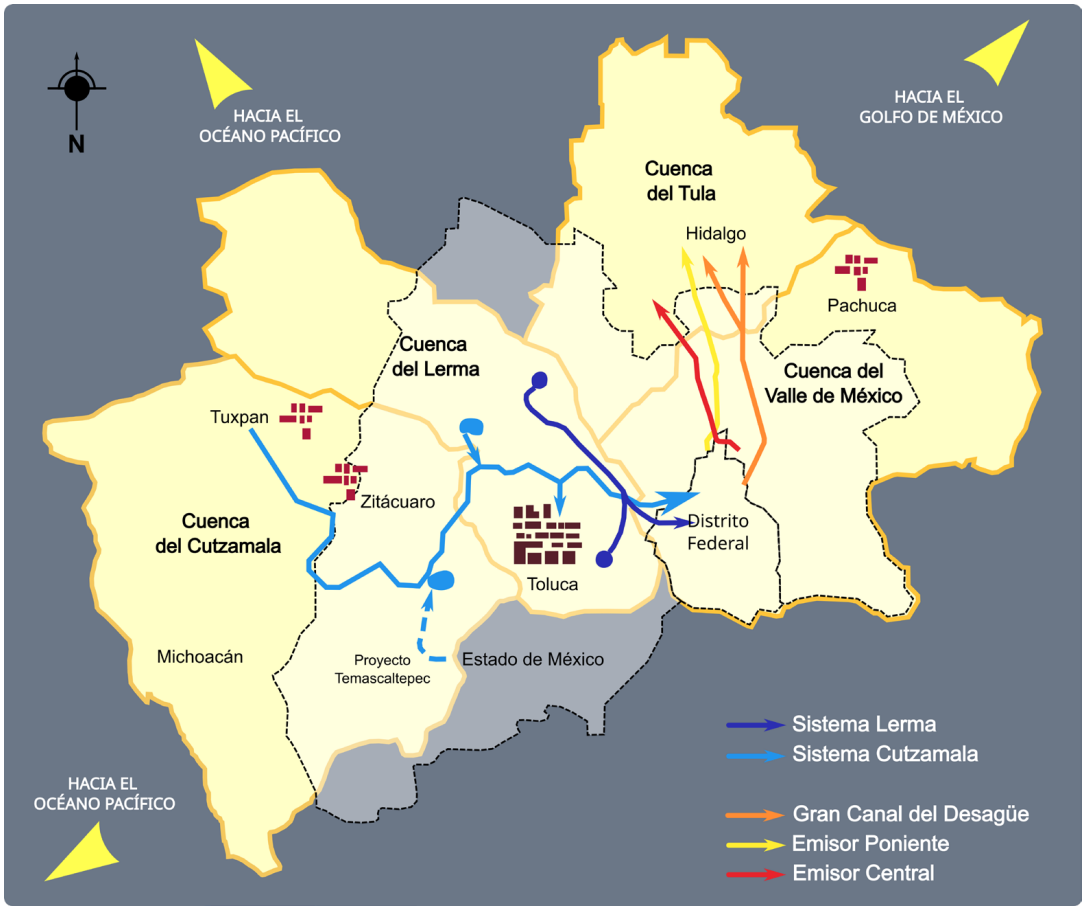


Figura 32.4. Sistema Cutzamala. Modificado de (Departamento del Distrito Federal, 1997, tomado de Perló-Cohen y González- Reynoso, 2005).

Sistema Hidroeléctrico Miguel Alemán

Está ubicado en la zona Noroeste del Estado de México y se encuentra integrado por cinco plantas escalonadas, que son fuente de energía eléctrica destinada a satisfacer las necesidades de la Ciudad de México y entidades federativas circunvecinas.

En este sistema se aprovecha la corriente de los ríos Malacatepec, Valle de Bravo e Ixtapan del Oro, todos pertenecientes al Estado de México y los ríos Tuxpan y Zitácuaro, del Estado de Michoacán. Los ríos mencionados son afluentes del Cutzamala, que a su vez lo es del río Balsas. (Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1971).

Para el aprovechamiento del agua de estos ríos se construyeron diversas obras que en forma general se pueden citar como sigue:

- 17 presas de almacenamiento de las cuáles
  2 también generan energía eléctrica
- 3 presas reguladoras
- 6 presas derivadoras
- 1 laguna de almacenamiento
- 2 sistemas de bombeo
- 2 hidroeléctricas
- 2 redes o sisemas de canales
- 1 dren

En la Figura 32.5 se observa el plano del Sistema Hidroeléctrico Miguel Alemán.

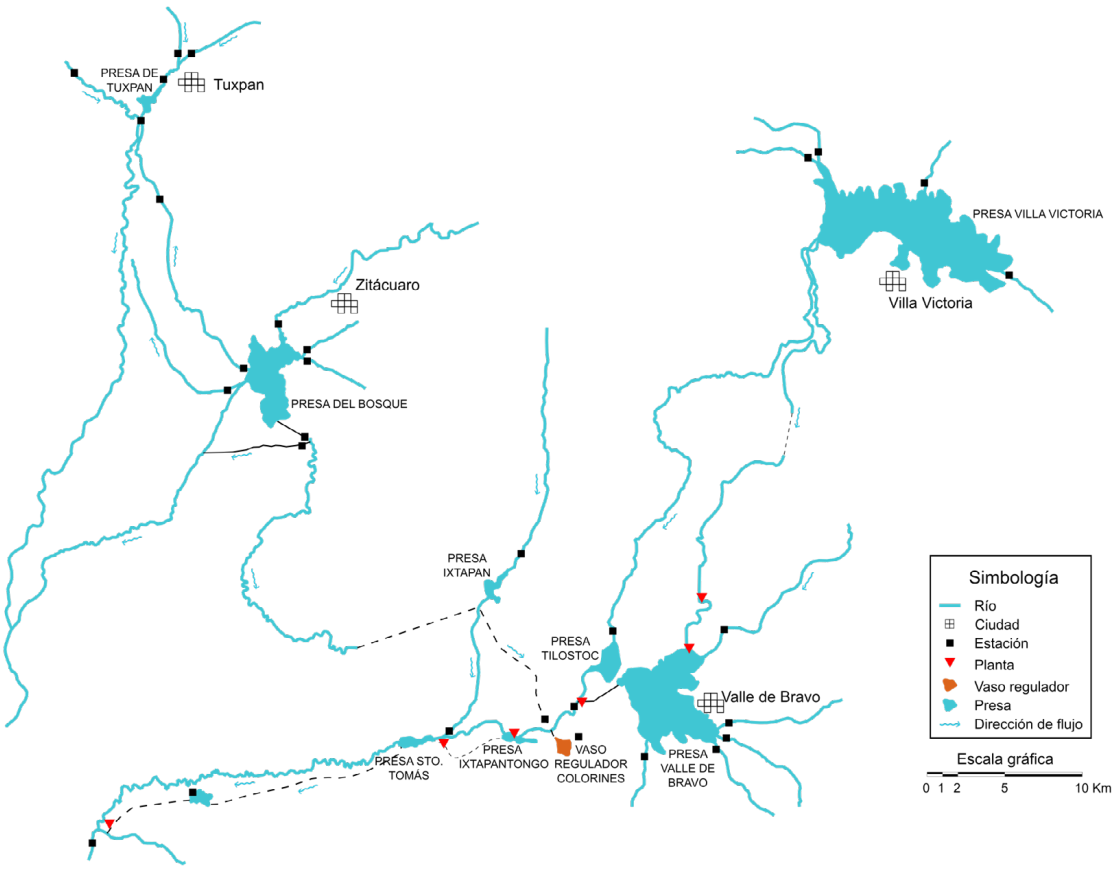


Figura 32.5. Plano de conjunto del Sistema Hidroeléctrico Miguel Alemán. Modificado de (Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1971).

32.4.2 Estado del Arte

La Sierra Madre del Sur (SMS) está compuesta por bloques corticales distintos, delimitados por fallas principales y caracterizados por conjuntos litológicos diferentes (Campa y Coney, 1983).

Con base en las variaciones litológicas, (Campa y Coney, 1983 y Sedlock *et al.*, 1993) subdividieron la SMS en terrenos tectono-estratigráficos, caracterizados por historias sedimentarias y tectónicas diferentes, que fueron amalgamados sucesivamente, durante el Paleozoico y el Mesozoico, mediante acreciones múltiples, a lo largo de la margen continental pacífica de Norte América.

En la última década, el detalle creciente en la estratigrafía y las estructuras mayores del sur de México ha llevado muchos autores a modificar parcialmente la distribución y la nomenclatura de los terrenos del sur de México (Talavera y Guerrero-Suastegui, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008).

De acuerdo con la división de terrenos tectonoestratigráficos, la región en la que se ubica la cuenca Cutzamala pertenece al Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), Subterreno Huetamo, que presenta una cubierta sedimentaria y volcánica generada durante el Cenozoico, la cual fue descrita por Pantoja (1990) como un conjunto de lodolitas, limolitas, areniscas y conglomerados polimícticos de color rojo. Consiste en una gruesa sucesión de conglomerados, areniscas y Iimolitas. En la base, predominan los conglomerados con guijarros de rocas volcánicas, areniscas y calizas en una matriz arcillosa de color rojo. Las areniscas y las Iimolitas, de estratificación cruzada, dominan en la cima (Keeman y Estrada-Rodarte, 1999). (Altamira-Areyán, 2000 en De la Teja *et al.*, 2001) estudió la zona entre Cutzamala y El Limón de Apatzingán, Michoacán, donde describen esta unidad como lechos rojos constituidos por secuencias de areniscas masivas (parte media de abanicos aluviales), que gradúan estratigráficamente a paquetes conglomeráticos (rellenos de canal), los cuales están cubiertos de manera transicional por alternancias rítmica de limolita y arenisca muy finas (planicies de inundación con desarrollo de miles de horizontes de paleosuelos). Finalmente, Serrano *et al.* (2005) mencionan que hacia la parte sur del pliegue-falla de Tzitzio

y la Sierra de Nanchititla, esta unidad corresponde a una espesa secuencia de capas rojas las cuales son intrusionadas por un enjambre de diques máficos.

La formación de la cuenca se encuentra trazado por sus sierras, volcanes, montañas, lagos, ríos y una geografía diversa. El río Cutzamala fluye como uno de los más importantes para el país, pues da vida al Sistema Cutzamala, que lleva agua a la zona más poblada de México. Cutzamala es una palabra que proviene de la voz náhuatl cotzamálotl, que se traduce como "lugar de comadrejas". El nombre lo recibe de uno de los poblados que el río bordea: Cutzamala de Pinzón, en el Estado de Guerrero.

Este río es uno de los afluentes del río Balsas, y es el que más volumen de agua aporta en la segunda subregión hidrológica mejor conocida como Medio Balsas. La afluencia del río Cutzamala también se extiende a través del territorio del Estado de Michoacán, y continúa en el Estado de Puebla, donde desemboca en las Presas Manuel Ávila Camacho y Valsequillo.

Es en virtud de este río que se le otorgó el nombre al sistema de agua potable más importante para el Valle de México, se trata del Sistema Cutzamala.

Los antecedentes del Sistema Cutzamala nos remiten al año de 1912, en época del Porfiriato, cuando las autoridades decidieron abastecer a la Ciudad de México con agua del Río Lerma (Toluca). Entonces, el sistema concluía en el Cárcamo de Dolores en el Bosque de Chapultepec, espacio que actualmente funge como un museo de la obra del muralista Diego Rivera.

Sin embargo, entre las décadas de 1939 y 1940, la Ciudad de México se enfrentó a serios problemas de hundimiento, causados por la extracción de agua subterránea. Por esta razón, en los 50's comenzó a operar el Sistema Lerma, que abastecía con agua a la capital del Valle de México, así como a 11 municipios más del Estado de México.

Ya para el año de 1972 las autoridades iniciaron con los estudios para encontrar nuevas formas de abastecer a la capital con el vital líquido. La demanda de agua aumentó a medida en que la ciudad estuvo más poblada. Se llegó a la conclusión

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

que el río Cutzamala tenía las condiciones perfectas para abastecer de agua al Valle de México sin perjudicar a la región.

La construcción del Sistema Cutzamala comenzó en el año de 1976. El desarrollo del proyecto se realizó en diversas fases, consolidando, hasta el día de ahora, el abastecimiento de al menos una cuarta parte del agua potable que se requiere en el Valle de México. (México desconocido, 2024).

32.5 Desarrollo

32.5.1 Tipo de cuenca

La Cuenca Cutzamala, al pertenecer al Terreno Guerrero y la incertidumbre en la reconstrucción de su historia tectónica, está en parte relacionada al hecho que la estratigrafía de las secuencias que lo componen ha sido poco comprendida por la complejidad estructural, escasez de datos paleontológicos y grado de metamorfismo. Como resultado, existen diferencias profundas respecto a la edad y terminología estratigráfica para cada una de las secuencias que lo constituyen.

En general, dos modelos tectónicos han sido sugeridos para su formación. Algunos autores reconocen un simple pero complejo arco de isla intra-oceánico con subducción normal (Campa y Ramírez, 1979; Elías y Ortega, 1998; Dickinson y Lawton, 2001) o subducción inversa (Coney, 1983; Urrutia y Valencio, 1986; Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al.*, 1996). Otros autores prefieren una serie de arcos intraóceánicos separados por cuencas oceánicas formando sistemas complejos de arco múltiple, similar a la región pacífica oeste (Centeno *et al.*, 1993; Mendoza y Suastegui, 2000).

En resumen, se tienen varias secuencias de arcos insulares y cuenca de trasarco, para Teloloapan: sistema de arco insular evolucionado, para Arcelia-Palmar Chico: sistema de arco insular primitivo (Palmar Chico) y cuenca de trasarco (Arcelia) y para Zihuatanejo-Huetamo: arco insular (Zihuatanejo) desarrollado sobre corteza oceánica deformada (basamento de Arteaga), cuenca de trasarco (Huetamo) y complejo de subducción (Las Ollas) (Figura 32.6).

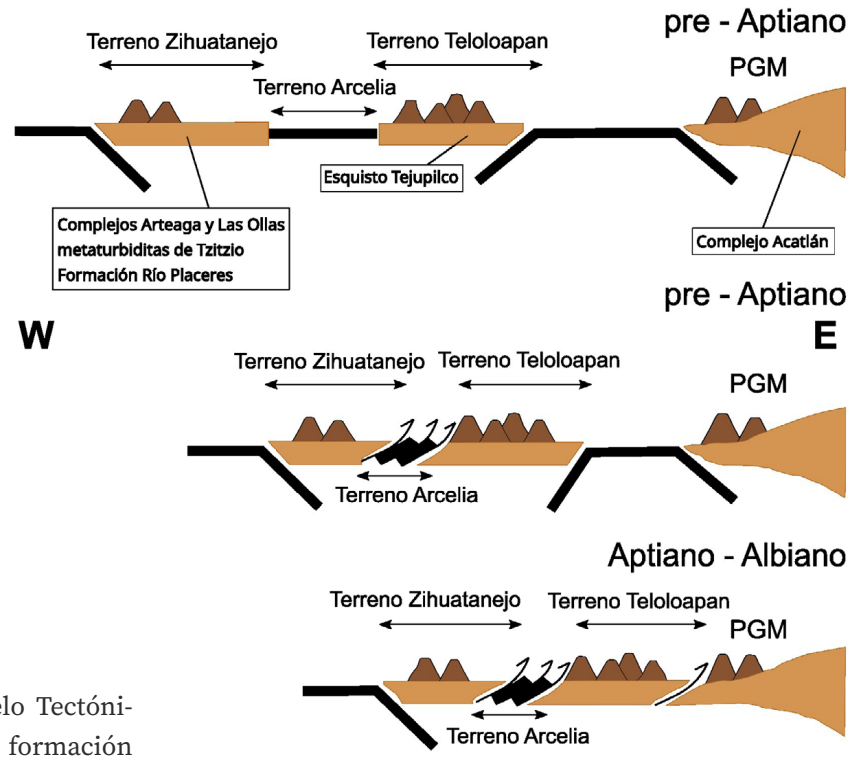


Figura 32.6. Modelo Tectónico sugerido para la formación del Terreno Guerrero. Modificado de (Campa *et al.*, 1979).

El río Cutzamala se forma de la unión de los ríos Zitácuaro que desciende de la Faja Volcánica Transmexicana en la vertiente occidental de las sierras de Angangueo y Zitácuaro en el Estado de Michoacán y del río Tilostoc que se origina en el Estado de México, a la altura de Valle de Bravo, Estado de México.

Estos dos ríos sirven sus últimos kilómetros antes de unirse, como límites naturales entre los estados de Michoacán y Guerrero, efectuando su unión a una altitud de 425 msnm. Después de efectuarse dicha confluencia la corriente resultante se conoce con el nombre de río Cutzamala y corre con una dirección hacia el sur penetrando por una zona boscosa y de topografía accidentada lo que hace que en esta región el río sea de carácter sinuoso, pasa por los poblados de Cutzamala de Pinzón, Guerrero. y la ranchería Los Capires y a 12 km aguas abajo empieza a servir de límite natural entre los estados de Michoacán y Guerrero conservando esta cualidad política a lo largo de 15 km hasta su confluencia con el río Balsas la cual tiene lugar a 5 km aguas abajo de Cd. Altamirano, Guerrero.

32.5.2 Descripción de la cuenca

El área de la Cuenca se localiza en la Provincia Fisiográfica Sierra Madre del Sur (Raisz, 1964), De acuerdo con el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI, 1991) en la Subprovincia Depresión del Balsas (o Cuenca Balsas-Mezcala), conformada por profundos y sinuosos valles a lo largo de los cuales los ríos Balsas y Tepalcatepec han ido labrando las sierras en algunas partes de 3,000 m de altura dándole a esa cuenca una topografía muy abrupta.

Hidrológicamente el área se ubica en la Región 18 "Balsas" Subregión Hidrológica Medio Balsas, cuencas de los ríos Balsas-Zirándaro y río Cutzamala, tiene la forma de una depresión alargada hacia el sur, con valles muy angostos, cuyo territorio está formado en su mayor parte por elevaciones con fuertes pendientes.

El río Cutzamala es la fuente que alimenta al sistema de abastecimiento de agua más importante del país (Figura 32.7). Este río es uno de los afluentes del río Balsas, y es el que más volumen de agua aporta en la segunda subregión hidrológica mejor conocida como Medio Balsas. La afluencia del río Cutzamala también se extiende a través del territorio del Estado de Michoacán y continúa en el Estado de Puebla, donde desemboca en las presas Manuel Ávila Camacho y Valsequillo. (Comisión Nacional del Agua, 2005).

El sistema Cutzamala aprovecha el agua de la cuenca alta del río del cual tomó su nombre. Está conformado por varías las presas que formaban parte del Sistema Hidroeléctrico Miguel Alemán.

El Sistema Cutzamala abastece alrededor del 23.7 % del agua potable que consume la zona Metropolitana de la Ciudad de México, además de fortalecer los caudales de los municipios de Toluca, Lerma y Ocoyoacac.

El ambiente de depósito de la cobertura de la cuenca es de tipo continental asociado a planicies de inundación y ambiente fluvial con zonas de anegamientos temporales donde se depositaron las calizas (Altamira-Areyán, 2000 en De la Teja *et al.*, 2001).

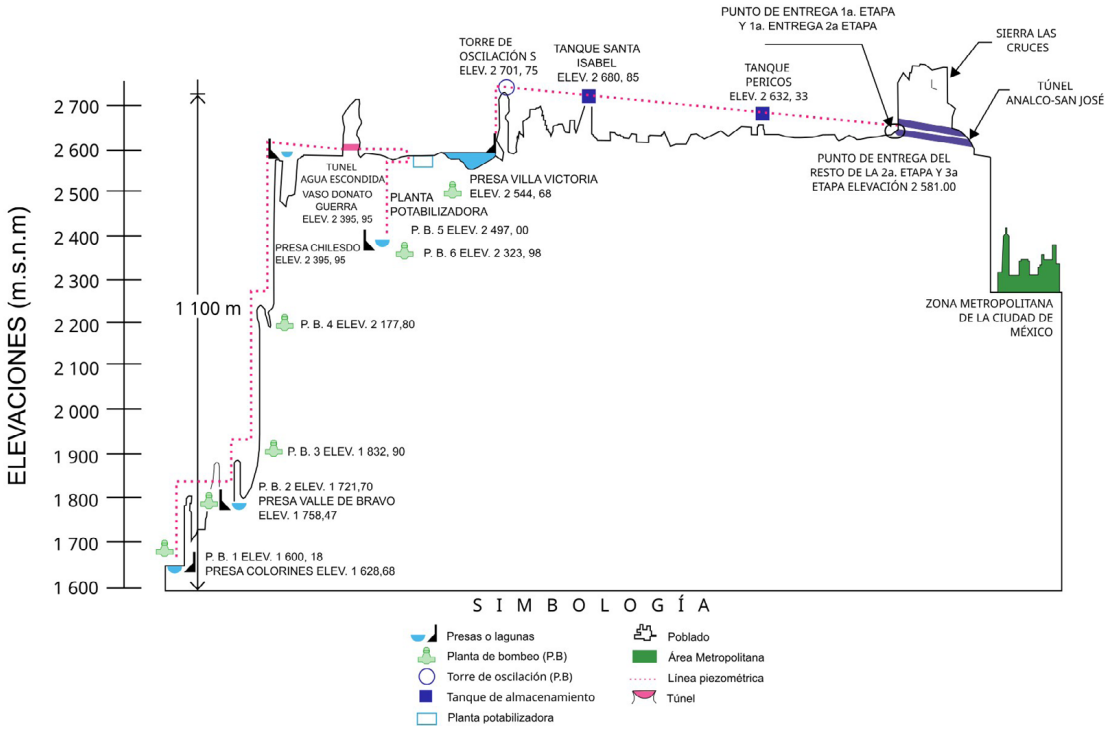


Figura 32.7. Perfil del Sistema Cutzamala. Modificado de (CONAGUA, 2005).

32.5.3 Sedimentología y Estratigrafía

La Cuenca está conformada por un basamento metamórfico del Mesozoico temprano denominado Complejo Arteaga, siendo una de las pocas áreas con afloramientos del basamento en el Terreno Guerrero, el cual se encuentra cubierto de manera discordante por rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad Jurásico tardío-Cretácico medio, depositados en ambientes submarinos y subaéreos. Algunos autores han sugerido que las rocas metamórficas del Pinzán Morado – Placeres de Oro, localizadas al sur del área, constituyen el basamento de la secuencia Cretácica de Huetamo (Pantoja, 1990; Centeno *et al.*, 1993; García y Talavera, 1993; Centeno, 1994; Pasquaré *et al.*, 1995), y que constituyen la continuidad del Complejo Arteaga hacia el este (Centeno *et al.*, 1993). Las rocas más antiguas del área pertenecen a la Formación Angao de edad Berriasiano-Valanginiano y consisten en conglomerados interestratificados con areniscas, tobas y lutitas, así como lavas basálticas almohadilladas esporádicas (Guerrero-Suastegui, 1997).

Sobreyacen a la Formación Angao y a la Formación San Lucas del Valanginiano tardío al Aptiano tardío una secuencia siliciclástica y turbidítica potente con abundantes monitas, rudistas y nerineas.

Finalmente se encuentran calcarenitas y calizas arrecifales de la Formación Comburindio (Aptiano tardío – Albiano) interdigitados con conglomerados calcáreos y calcarenitas de la Formación Mal Paso, la cual contiene fósiles marinos de ambientes poco profundos del Cenomaniano.

En nombre de la Formación fue propuesto por Campa y Ramírez (1979) y subdividida por el Servicio Geológico Mexicano (2000) en facies El Cajón. Campa (*op. cit*) menciona que esta unidad está compuesta por un conjunto de capas rojas de lutita, limolita, conglomerado calizo y conglomerado volcánico; el espesor de las capas varía desde algunos centímetros en las limolitas, hasta capas de 1 [m] en los conglomerados.

La estratificación es gradual y comúnmente se observa estratificación cruzada. Se encuentra distribuida principalmente hacia la porción media occidental del área y no se determinó su espesor. Campa (op cit.) establece que la edad de esta formación es Aptiano-Albiano, rango estratigráfico dado por la presencia de *orbitolina sp.* y *Hamites sp.* así como por su estilo de deformación.

El evento más importante de deformación del Terreno Guerrero aparentemente ocurrió en el Cretácico tardío, dando lugar a grandes napas, pliegues y al desarrollo localizado de esquistosidad (Salinas Prieto *et al.*, 2000).

Tanto el Terrero Guerrero como el Mixteco se encuentran cubiertos discordantemente por grandes espesores de capas rojas continentales. Los afloramientos reportados, de mayor potencia de estas rocas se encuentran en cinco regiones: (1) En Taxco-Ixtapan de la Sal, cerca del límite de ambos terrenos. (2) En la región de Tejupilco, Estado de México. (3) En el área de Ciudad Altamirano-Huetamo-Zitácuaro. (4) La Región de Apatzingán, al sur del Estado de Michoacán y (5) La sierra que corre a lo largo de la costa en los límites de los estados de Guerrero y Michoacán.

Las áreas más estudiadas son al de Taxco-Ixtapan de la Sal y la región de Tejupilco, las cuales están constituidas por brechas tobáceas, derrames de lava y en su mayoría por tobas vitroclásticas; esta serie se ha relacionado al vulcanismo félsico de la Sierra Madre Occidental. Además de las rocas volcánicas, afloran de manera intercalada, paquetes de brechas y conglomerados formados por clastos de origen ígneo principalmente y capas de sedimentos más finos. El espesor de las secuencias Paleógeno-Neógeno es variable, de menos de 100 a 250 [m] en la región de Taxco (Fries, 1960; Campa y Ramírez, 1979), hasta 800 [m] en la región de Tejupilco (De Cserna, 1983).

La edad del vulcanismo ácido de la región suroccidental de México es variable. En la región de Taxco-Ixtapan de la Sal, varía entre los 38 y 30 Ma, en las regiones de Tejupilco, Ciudad Altamirano-Huetamo-Zitácuaro, y la región de Apatzingán, no existen edades isotópicas publicadas y sólo se reportan como eventos magmáticos del Eoceno.

Hacia el sur de Ciudad Altamirano, las edades del magmatismo de las secuencias del cinturón magmático de la costa, varía de 45 a 36.5 Ma (Morán Zenteno *et al.*, 2000).

En el área de Zitácuaro, el vulcanismo más antiguo que se ha reportado es de 17.6 ± 1 Ma (CFE, 1992 inédito), se trata de una andesita intercalada con la sedimentación de lechos rojos que cubren en discordancia angular a los depósitos antiguos.

El vulcanismo Plio-Cuaternario de la Faja Volcánica Transmexicana cubre en discordancia angular a todas las unidades precedentes. En Tzitzio las andesitas y basaltos producto de este magmatismo limitan al norte los afloramientos de las rocas de esta región, se reporta una edad de 20 ± 1 Ma en un basalto de piroxeno (IMP, 1986 inédito).

En el área de Cutzamala aflora hacia la base conglomerados con guijarros de rocas volcánicas, areniscas y calizas en una matriz arcillosa de color rojo. Las areniscas y las limolitas, de estratificación cruzada, dominan en la cima. En la zona entre Cutzamala y El limón de Apatzingán, esta unidad es descrita como

lechos rojos constituidos por secuencias de areniscas masivas que gradúan estratigráficamente a paquetes conglomeráticos, los cuales están cubiertos de manera transicional por alternancias rítmicas de limolita y areniscas muy finas. Se reconocen siete asociaciones de facies, cuya distribución geográfica se muestra en la Figura 32.8 y las características estratigráficas en las figuras 32.9 y 32.10.

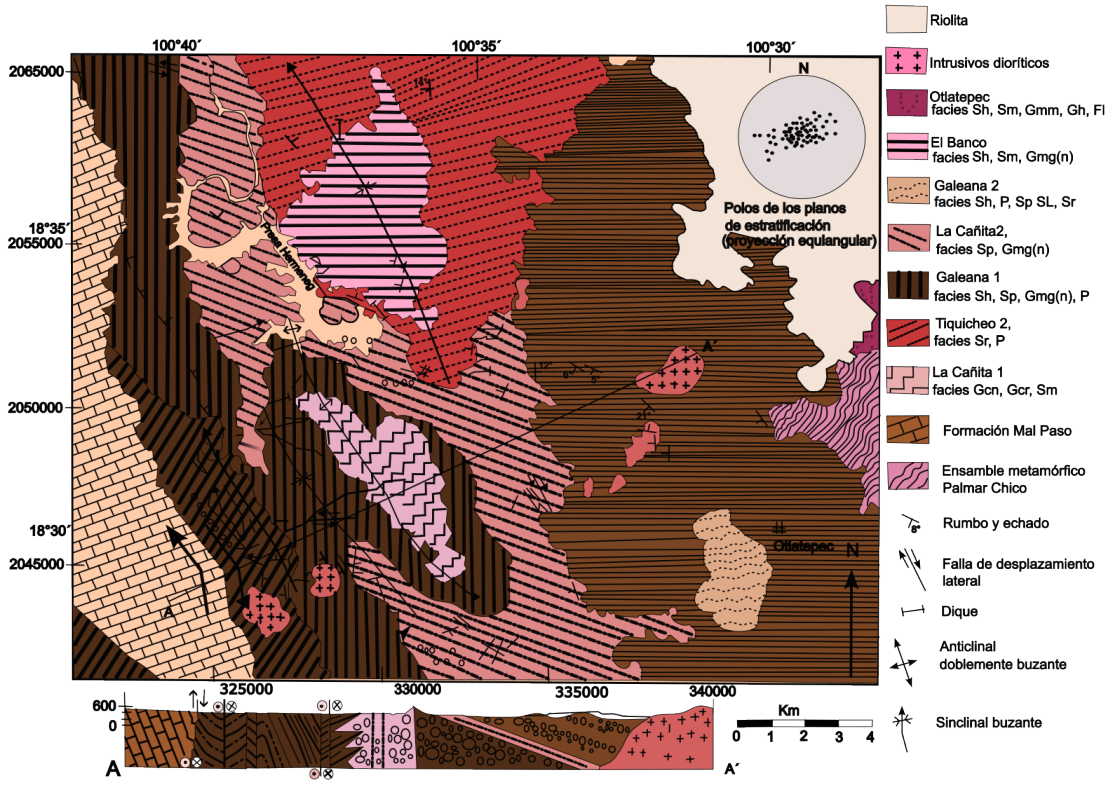


Figura 32.8. Distribución de las asociaciones de facies en Cutzamala. Modificada de (Altamira- Areyán, 2002).

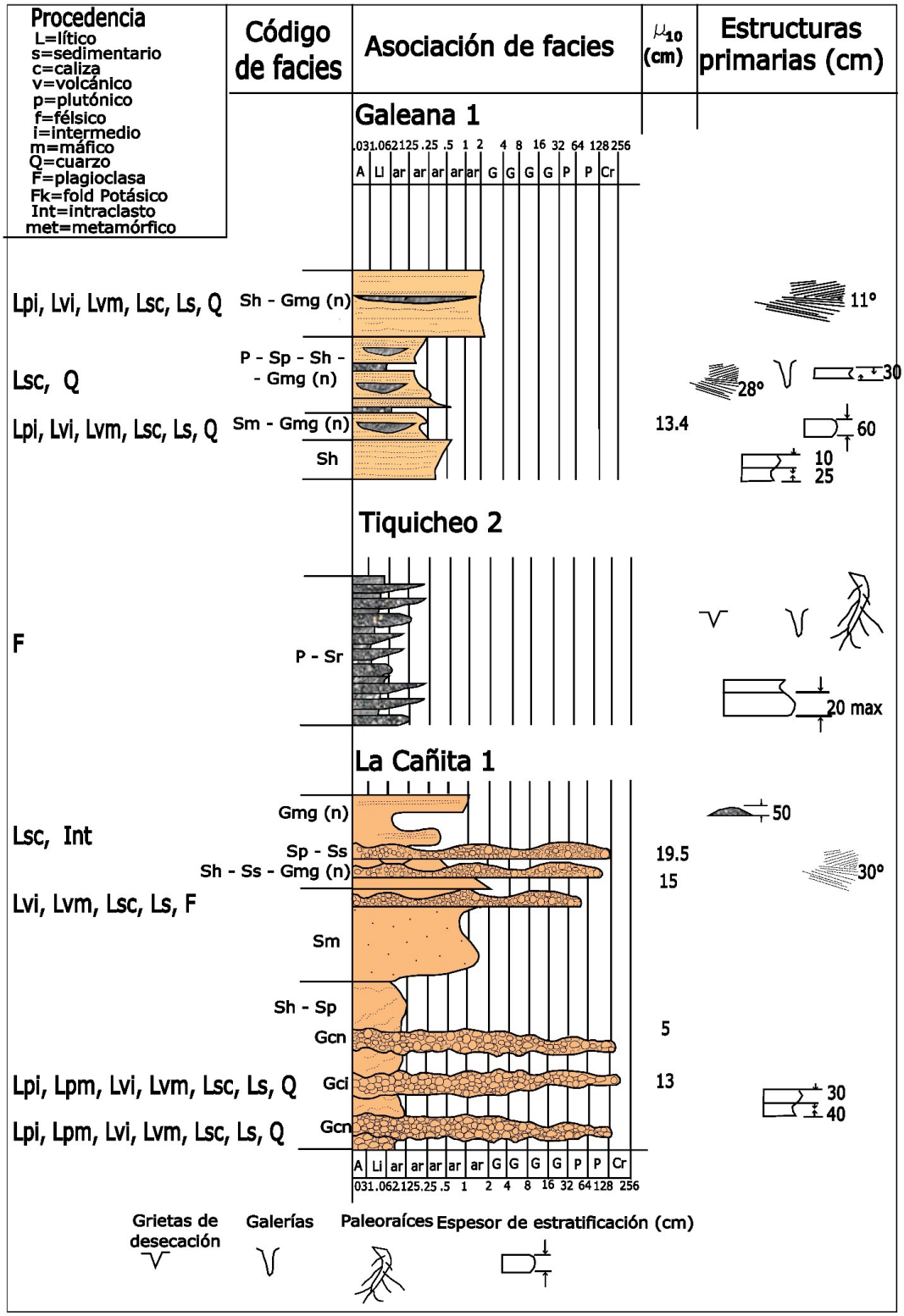


Figura 32.9. Asociaciones de facies más antiguas en Cutzamala. Modificada de (Altamira- Areyán, 2002).

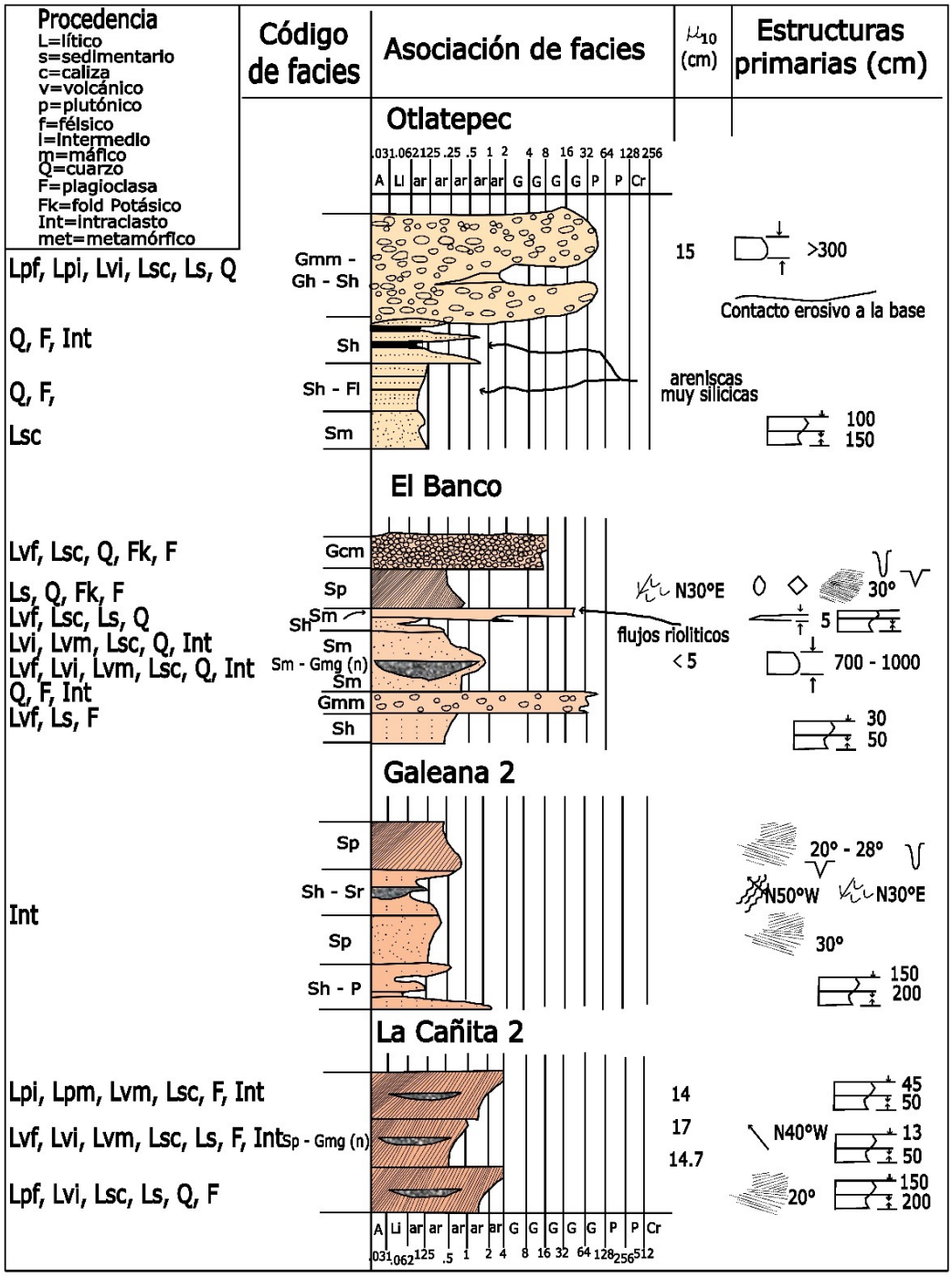


Figura 32.10. Asociaciones de facies más jóvenes en Cutzamala. Modificada de (Altamira- Areyán, 2002).

Las asociaciones de facies, de las más antiguas a la más jóvenes, son las siguientes (Altamira-Areyán, 2002):

Asociación de facies La Cañita 1

Con un espesor aproximado de 500 m, es la más antigua del área, constituye dos cordones de cerros en disposición N30°W ubicados entre la presa Hermenegildo Galeana y Cutzamala de Pinzón, en los límites entre los estados de Guerrero y Michoacán. La sección más importante fue medida a lo largo de 5 km por la terracería que parte de Cutzamala hacia el NW, donde se encuentra una desviación al NE, unos 100 m antes de llegar a la comunidad El Limoncito. La litología en la porción inferior aflorante en el área es lavada por el cauce de temporada de un arroyo. La asociación de facies La Cañita 1, representa la base de la secuencia, aunque el contacto con rocas más antiguas no aflora. Esta asociación de facies subyace la asociación de facies Tiquicheo 2, con la cual a su vez está en cambio de facies lateral hacia la parte central del área (Figura 32.11).

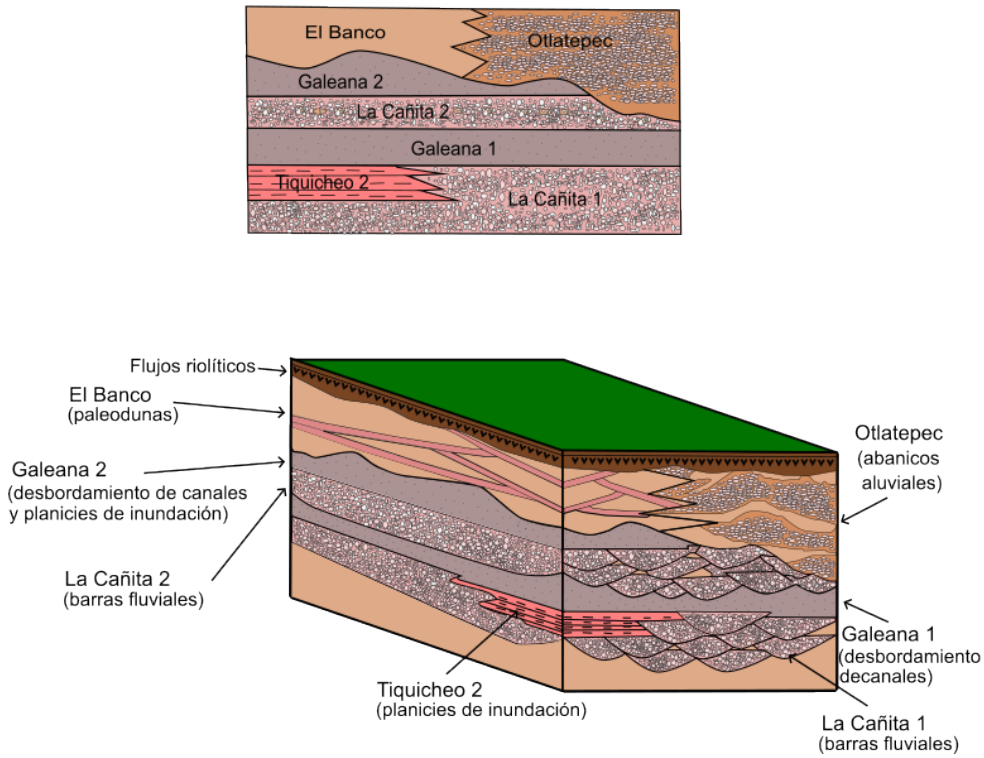


Figura 32.11. Esquema que ilustra las relaciones de contacto entre las asociaciones de facies identificadas en Cutzamala; se observa el carácter transgresivo en el tiempo de las asociaciones de facies. Modificada de (Altamira-Areyán, 2002).

La edad de esta facies se desconoce, sin embargo, el hecho de que contenga clastos de las rocas Cretácicas sugiere una edad pos Cretácico Medio-Paleoceno. Esta asociación presenta las siguientes facies, descritas de la base a la cima:

Arenisca en facies Sh y Sp que contiene horizontes de conglomerados en facies Gcn, Gci y Gcn: Se trata de areniscas muy fina con laminaciones horizontales y planares de 15°, alternada con pulsos de 30 a 40 cm de conglomerado grano soportado con estratificación normal e inversa. Los clastos varían de angulosos a redondeados, muy mal clasificados. El origen de los clastos o procedencia es muy variado, ya que hay fragmentos calcáreos de varios tipos como fragmentos de coral, rudistas, corales muy fragmentados y testas de diorita, gabro, andesita y basalto. Presencia de pedernal negro y rojo y la proporción de fragmentos ígneos con respecto a los fragmentos calcáreos es de uno a uno.

En lámina delgada se observó un conglomerado del tamaño de los guijarros medios con fragmentos de caliza que contiene miliólidos y foraminíferos (dacycladacea u orbitolina), lamprófido de plagioclasa con augitas, arenisca, basalto argilita, augita detrítica, basalto porfídico y pedernal.

Arenisca en facies Sm: Por cambio transicional el registro se hace grano decreciente al disminuir los pulsos conglomeráticos, pero grano creciente al aumentar el tamaño de la matriz; en los últimos horizontes conglomeráticos se pierden los constituyentes ígneos, predominando los fragmentos calcáreos. Hacia la cima las laminaciones se pierden gradualmente y la arenisca se presenta en un aspecto masivo, con rasgos incipientes de estratificación. La arenisca pasa de gruesa a muy gruesa, soportando clastos de hasta 5 cm cuyos constituyentes son a su vez areniscas finas a medias retrabajadas y clastos calcáreos e ígneos, donde la proporción de estas últimas es mayor, la matriz es feldespática.

En lámina delgada se observa que la arenisca es de grano fino con laminación cruzada, totalmente cementada por calcita; las partículas son cuarzo metamórfico y plagioclasas, ambos siendo reemplazados por calcita; el contenido de minerales arcillosos y de leucomicas es abundante, presencia fragmentos muy finos de óxidos de fierro.

Arenisca en facies Sh, Sp y Ss con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): En cambio transicional sobre los paquetes anteriores, existen depósitos de arenisca muy gruesa, laminada horizontalmente con gran contenido de intraclastos; estas se alternan con horizontes de arenisca fina a media y con limolitas laminadas planarmente, con ángulos de 30° entre los sets de 15 cm de espesor que componen la estratificación cruzada. Estas areniscas soportan lentes conglomeráticos de 0.5 m de espesor con estratificación normal, en los cuales los clastos son muy angulosos con composición exclusivamente calcárea.

En lámina delgada el conglomerado presenta clastos del tamaño de guijarros medios soportados por areniscas finas a medias; las partículas son de calizas con estilolitas (Con globigerínidos, pelets y oolitas), cuarzo, argilita y mármol. La litología de mayor abundancia es de calizas (*mudstone*s y *floatstone*s).

Las areniscas con estratificación planar con inclinaciones de 30° forman las dunas del sistema fluvial, las cuales presentan horizontes de conglomerados que constituyen las barras laterales del sistema. La facies de arenisca masiva es particularmente interesante, ya que la ausencia de estructuras primarias puede ser consecuencia de dos procesos: bioturbación o depósitos rápidos combinados con flujos de alta velocidad. En esa asociación en particular, la segunda opción es más probable, debido a la ausencia de paleosuelos y a la alta energía de transporte evidenciada por la presencia de dunas y barras conglomeráticas grano soportadas.

Asociación de facies Tiquicheo 2

Con un espesor aproximado de 300 m en el área, esa asociación fue definida en los alrededores de Tiquicheo, pero aflora en la comunidad de Tamácuaro; se localiza en la porción occidental de la zona de Cutzamala, su límite este lo constituye un cambio de facies transicional lateral a la asociación de facies La Cañita 1, la cual a su vez la subyace (Figura 32.11). Por el contrario, su límite oeste es por falla con las unidades Cretácicas de la Sierra de Huetamo. La Asociación de facies Tiquicheo 2 a su vez subyace a la Galena 1. Se desconoce la edad de esa facies, sin embargo, por distribución regional parece ser correlacionable con la facies Tiquicheo 1 del Paleoceno superior.

Areniscas en facies Sr degradadas y convertidas a facies P: La alternancia de estas dos facies está conformada por areniscas muy finas con laminaciones cruzadas menores a 10 mm que forman rizaduras contenidas en estratos máximos de 20 cm, cuyos contactos superiores son transicionales con la facies que la sobreyace y sus límites inferiores tienden a ser planos. En ocasiones, cuando la disposición estructural de las capas lo permite, se pueden apreciar sobre su superficie la actividad orgánica fosilizada en forma de galerías y pistas asociadas con huellas de desecación. La otra facies está constituida de limolitas sin laminaciones o indicios de estratificación alguna y con la particularidad de ser sumamente deleznables. Sus límites inferiores son transicionales con la facies Sr y sus límites superiores tiende a ser planares. La limolita contiene clastos de tamaño de arena fina constituida por fragmentos de esquisto, cuarzo y feldespato muy alterado a minerales arcillosos.

Esta asociación es típica de planicies de inundación donde los flujos lentos en forma de sabanas somera producen horizontes con laminaciones cruzadas contenidas en las areniscas finas. Una vez que estas planicies son sometidas a condiciones subaéreas, se secan originando grietas de desecación, y el crecimiento de vegetación y la actividad de otros organismos probablemente originan un suelo, representado por las limolitas sin estructuras primarias presentes.

Asociación de facies Galena 1

Tiene un espesor de aproximadamente 650 m, aflora en la región del poblado de Galeana, al sur de la Presa del mismo nombre y se extiende hacia el suroeste del área. Esta unidad sobreyace tanto a la asociación de facies La Cañita 1 como a la Tiquicheo 2, lo que sugiere una edad Paleoceno superior o más joven.

Areniscas en facies Sh y Sm con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): Están formadas por estratos de entre 10 y 25 cm de arenisca media laminada horizontalmente, cubiertas por areniscas finas masivas con lentes conglomeráticos los cuales están matriz soportados en estratificación normal, mal clasificados, de subangulosos a subredondeados y con clastos de andesita, basalto, granodiorita, areniscas retrabajadas de grano fino a medio, limolitas y calizas.

Su estudio en lámina delgada identificó una arenisca muy gruesa a gravillas, cementada y parcialmente reemplazada por calcita. Los fragmentos en su mayoría son ígneos muy alterados, la matriz está formada por óxidos de fierro y la muestra está diagenéticamente alterada por ellos. Las partículas son de calcedonia, argilita y cuarzo policristalino.

Areniscas en facies Sh y Sp con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n) y limolitas en facies P: En depósitos sucesivos, los lentes conglomeráticos remanentes están compuestos de clastos de caliza y cuarzo, en la matriz se alcanzan a distinguir algunos fragmentos ígneos. Las areniscas de grano medio se alternan con areniscas con granulometría fina, en estratos del orden de los 60 cm, los cuales contienen tanto laminación horizontal como planar de 28°, dentro de un solo estrato se identifican hasta seis ciclos de laminación planar; las galerías están rellenas de arenisca gruesa, las cuales cruzan y destruyen las laminaciones. Los espesores son de 30 cm en promedio, están compuestos de limos, sin laminaciones o indicios de estratificación alguna y con la particularidad de ser sumamente deleznables. Estas facies se presentan en la base y corresponden a la zona de cambio transicional a la asociación de facies Tiquicheo 2.

En lámina delgada la muestra está totalmente cementada por carbonato de calcio, la cual en ocasiones reemplaza a los feldespatos y a los fragmentos líticos volcánicos. Se identificaron granos de argilita (toba), plagioclasa detrítica, óxidos de fierro como partículas, líticos volcánicos (basaltos y andesitas), augita detrítica, cuarzo monocristalino y policristalino con extinción ondulante, cuarzo microcristalino (puro) con extinción recta y calizas con fósiles.

Areniscas en facies Sh con lentes conglomeráticos en facies Gmg (N). Corresponde al cambio transicional de la asociación de facies Galena 1 a la asociación de facies La Cañita 2. En este cambio, las areniscas finas y medias de las facies anteriores dan paso a la acumulación de areniscas muy gruesas que soportan lentes conglomeráticos cuyas partículas constitutivas proceden de areniscas medias retrabajadas, limos, cuarzo, andesita, diorita y caliza.

La lámina delgada muestra una arenisca con partículas del tamaño de los guijarros finos, con fragmentos de caliza con contenido de globigerínidos y espículas,

cuarzo policristalino con leuco-micas (todo con extinción recta), plagioclasa detrítica, cuarzo policristalino con bordes saturados, pizarra, cuarzo volcánico, arcosa, feldespato potásico, pedernal, esquisto, argilita, milonita, caliza *mudstone*, caliza con pedernal, augita y caliza coralina.

Esta asociación de facies puede representar zona de desbordamiento de canal del sistema fluvial, donde los flujos rápidos proporcionan la formación de laminaciones horizontales en la arenisca. Probablemente ocurrieron cambios cíclicos en la dinámica del sistema causando períodos de sequía, durante los cuales se desarrollaron suelos sobre los depósitos de desbordamiento de canal. Este proceso dio lugar a una alternancia de cuerpos lenticulares de suelo preservados dentro de los paquetes de areniscas originados por el desbordamiento. Todos estos procesos se explican en un desbordamiento de canal con depósitos relativamente poco esparcidos conocidos como crevasse splays.

Asociación de facies La Cañita 2

Tiene un espesor de 650 [m], y aflora en el río Cutzamala y la presa Hermenegildo Galeana al oeste del área. Además, existen pequeños afloramientos a lo largo del río Grande que baja de la Sierra de Palmar Chico, tributario del Cutzamala, cuya erosión ha removido parte de la cobertura de la asociación de facies Otlatepec, exponiendo zonas de la asociación de facies La Cañita 2, uno de estos afloramientos se puede estudiar en la comunidad El Limón Grande. Los contactos de la asociación de facies La Cañita 2 son transicionales tanto en la base como hacia la cima con las asociaciones de facies Galena 1 y Galena 2 respectivamente. Al este del área está cubierta por la asociación de facies Otlatepec de forma discordante. La edad de esta asociación es desconocida, sin embargo, el hecho de estar en relaciones transicionales con las unidades más antiguas sugiere una edad probablemente Paleoceno tardío o más joven.

Areniscas en facies Sp con lentes conglomeráticos en facies Gmg (n): La primera facies de esta asociación está formada por areniscas gruesas a muy gruesas, con estratificación planar de 20° la cual soporta lentes conglomeráticos muy potentes, de 1.5 a 2 m de espesor. La composición de los clastos está

representada por riodacita, dacita, latita, basalto, andesina, granito de biotita, cuarzo lechoso, arenisca retrabajada de grano fino, limolita calcárea, limolita laminada horizontalmente muy silícea y caliza. En el depósito sobreyacente, la arenisca es de grano medio y tanto los lentes como los horizontes de arenisca con estratificación planar disminuyen sus espesores a alternancias que fluctúan entre 13 y 50 cm. Una sutil imbricación en los clastos muestra un sentido de flujo en dirección N40°W. A medida que se aproxima la transición hacia la asociación de facies Galena 2, los estratos de arenisca media con estratificación planar aumentan su predominancia y potencia con respecto a los lentes conglomeráticos.

En lámina delgada el conglomerado está formado por partículas del tamaño de los guijarros muy gruesos, cementados por calcita; los clastos son de calcedonia, cuarzo metamórfico, argilita, riolita con esferulitas de calcedonia, calizas (oolíticas, con pedernal y con gasterópodos), areniscas (matriz arcillosa y escasa, con partículas bien redondeadas y contactos suturados y longitudinales, cementados por sílice, constituida por cuarzo metamórfico y volcánico, así como pedernal).

En otra lámina se observa el conglomerado del tamaño de los guijarros finos cementados por calcita, constituido por gran abundancia de fragmentos calcáreos (caliza con algas verdes daycladaceas, corales, braquiópodos, espinas de equinodermos, moluscos, *mudstone*s), argilita, basalto, cuarzo metamórfico, cuarzo volcánico, feldespato potásico y plagioclasa.

Aparentemente existe una nueva migración de los cauces fluviales, los cuales se desarrollaron sobre las antiguas planicies de inundación, ya que vuelve a establecerse una sedimentación de dunas con barreras transversales, condiciones netamente de relleno de canal, que ya se había presentado en la parte inferior de la secuencia.

Asociación de facies Galeana 2

El espesor aproximado de esta asociación es de 100 m, y aflora en la comunidad de Ixtapilla, ubicada a menos de 1 km aguas abajo de la cortina de la presa Hermenegildo Galeana, se extiende en dirección norte-sur a lo largo de la parte

central del área. Al sur de la presa, se observa el paso transicional de la asociación de facies La Cañita 2, que es más antigua, a la asociación de facies Galena 2, sin embargo, la relación de contacto que tiene la asociación de facies Galena 2 con las asociaciones sobreyacentes (El Banco y Otlatepec) es discordante. La edad es desconocida, pero se infiere que puede ser Paleoceno-Eoceno, por su posición estratigráfica.

De la base a la cima la facies Galeana 2 está compuesta en su totalidad por arenisca y algunos horizontes de limo.

Areniscas en facies Sp, Sh, Sl y Sr: El depósito sobreyacente está conformado por areniscas finas, laminadas planarmente en ángulos de 30°, los grupos de láminas sets tienen gran variación en el ángulo de depósito (16°, 25°, 30°), se puede apreciar una transición de la facies anterior a areniscas finas, esta vez con estratificación horizontal pasando por estratificación cruzada de bajo ángulo, menor a 15° (facies Sl). Las areniscas finas con estratificación horizontal tienen intercalación de estratos con rizaduras. Por la terracería que comunica a las comunidades Nuevo Galeana con Zacango, en la porción medio oeste del norte del área, el bajo ángulo de inclinación que tiene las capas facilita el observar la superficie de los estratos. Las estructuras primarias contenidas en ellos incluyen: galerías y pistas rellenas de arenisca gruesa, grietas de desecación de todos tamaños, desde centimétricas hasta decimétricas, rizaduras en catenaria fuera de fase en separación de 12 cm entre cresta y cresta, con los espaciamientos entre los cordones de las rizaduras de igual magnitud. El sentido de flujo de las corrientes que las formaron era hacia el N50°W. Rizaduras dispuestas en otro sentido indican un flujo hacia el N30°E.

Areniscas en facies Sp: La última litología perteneciente a esta asociación, está compuesta de areniscas finas a medias con estratificación cruzada planar de 20° a 28°, las láminas contienen minerales oscuros que realzan la estratificación.

Los depósitos de areniscas finas y medias con estratificación planar, horizontal y rizaduras, al intercalarse con paleosuelos, son procesos sedimentarios característicos que interactúan en las zonas de transición de los ambientes de desbordamiento de canal a los depósitos tranquilos de las planicies de inundación.

Asociación de facies El Banco

El espesor aproximado es de 450 m. Se observa al este de la presa Hermenegildo Galeana, en el cerro "El Banco" que se distribuye en la parte NW de la zona. Esta asociación de facies sobreyace en discordancia angular a la de Galeana 2 y hacia el este se encuentra en cambio de facies con la Otlatepec. La edad se desconoce, pero sus facies en los niveles estratigráficos superiores se encuentran interestratificados con flujos riolíticos de probable edad Oligocénica, considerando las edades radiométricas reportadas por las rocas volcánicas de áreas circundantes, por lo que la asociación de facies podría ser temporalmente ubicada en el Eoceno-Oligoceno.

Areniscas en facies Sh: En esta asociación los estratos basales son de 30 a 50 cm de espesor, formados por areniscas finas y medias con estratificación horizontal.

En lámina delgada, la arenisca está compuesta de plagioclasa detrítica, cuarzo monocristalino con extinción recta, abundantes fragmentos basálticos, argilitas muy alteradas y oxidadas.

Otra lámina muestra una arenisca de grano muy grueso con fragmentos de cuarzo volcánico, plagioclasa detrítica con reemplazamientos por calcita, fragmentos basálticos muy alterados, fragmentos vítreos que han sido desvitrificados, cuarzo policristalino con extinción ondulante y argilitas. Presencia de óxidos de fierro como cementante primario y rellenando los huecos restantes un segundo cementante de calcita.

Conglomeráticos en facies Gmm: Conglomerados muy potentes con estratificación masiva, matriz grano soportados que cubren a las areniscas.

Areniscas en facies Sm con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): En cambio transicional se tiene la presencia de areniscas masivas de composición cuarzo feldespáticas de grano medio, ricas en intraclastos o agregados de lodo. Los espesores aumentan y la granulometría de las areniscas llegan hasta conformar una matriz de grano grueso que aloja lentes conglomeráticos de guijarros muy gruesos, angulosos, compuestos de caliza, basalto, andesita, dacita,

cuarzo lechoso y riolita. La longitud de los fragmentos en general es menor a los 5 cm. Hacia la cima, esta facies incorpora clastos ígneos a razón de 7:3 con respecto a los calcáreos.

En lámina delgada la arenisca tiene gran cantidad de partículas volcánicas finas alteradas a arcillas cementadas por calcita; los fragmentos están compuestos de agregados de lodo, argilita con vacuolas elipsoidales con eje mayor paralelo a los planos de estratificación (rellenas de cuarzo policristalino con extinción ondulante), el pedernal, cuarzo policristalino con extinción ondulante, cuarzo monocristalino con extinción recta (muy limpio y con inclusiones fluidas), esquisto de moscovita-clorita y andesita y argilita reemplazada casi en su totalidad por óxido de fierro.

Areniscas en facies Sh, Sp y Sm con lentes conglomeráticos en facies Gmg(n): Las areniscas varían de muy finas a medias, en estratos de 10 a 30 cm, se presentan laminaciones horizontales. Los clastos contenidos son menores a 1.5 cm, muy angulosos y dispuestos en lentes de 5 cm de espesor; la composición de las partículas es de areniscas finas retrabajadas, riolitas, cuarzos lechosos y escasas calizas. La descripción es tomada en la parte oeste del cerro El Banco, en las proximidades a la cota 600 m.

En lámina delgada el conglomerado está cementado por calcita y cuarzo, con alteraciones de óxido de fierro; los fragmentos son de pedernal, cuarzo metamórfico, biotita detrítica, argilita, caliza con pedernal y feldespato potásico detrítico.

Se infiere un cambio de facies hacia el oriente con estratificación cruzada planar de 30° con desarrollo de sets del orden de 1.5 m, en una ciclicidad mantenida por casi 40 m verticales; en cuya base se observan estructuras primarias como grietas de desecación, huellas de gotas de lluvia, marcas de cristales cúbicos, pistas y estrías de flujo asociadas con rizaduras producidas por un movimiento hidráulico en sentido N30°E.

Un derrame riolítico de escasos metros cubre a la facies anterior y a su vez es cubierto por areniscas de grano medio (facies Sm) en un paquete no muy potente, ya que lo cubre otro flujo riolítico de decenas de metros de espesor.

El segundo flujo riolítico es sepultado por un paquete de areniscas de grano medio con estratificación cruzada planar, compuestas de líticos en un 20 %, Fk 30 % y plagioclasa en un 40 %.

Conglomerado en facies Gcm: La última facies, a una altitud de 690 msnm en la parte oeste del cerro El Banco, es un conglomerado matriz soportado, con fragmentos de cuarzo, riolita y granos de plagioclasas alteradas y muy escasos fragmentos de caliza muy angulosa. La matriz es arenosa, formada por fragmentos de riolita y granos de feldespato potásico.

La lámina delgada muestra un conglomerado del tamaño de los guijarros medios, cementados por calcita sin óxidos férricos dentro del cementante; los fragmentos son de meta arcosa, argilitas y basaltos con óxidos de fierro, plagioclasa detrítica, mármol, esquisto con reemplazamientos de óxidos, areniscas mal clasificadas y feldespato potásico detrítico.

La asociación de facies se encuentra en contacto discordante angular sobre La Galena 2, discordancia ya reportada por Johnson *et al.* (1991). Las facies depositadas sobre la discordancia son típicas de dunas subacuáticas, las cuales son sobreyacidas por las barras de los cauces fluviales y, posteriormente por las secuencias de planicies de inundación, en la última superficie de estos depósitos, se encontraron grietas de desecación, marcas de lluvia y moldes de halita. Los depósitos sucesivos constituyen el registro de las únicas dunas eólicas encontradas en la región (dunas de estrella), las cuales se caracterizan por la rítmica y potente estratificación cruzada planar de 30° que se puede distinguir desde la carretera Cutzamala-El Salitre, sobre la pared oriental del cerro "EL Banco". La duna está cubierta por flujos riolíticos que se alternan con depósitos fluviales, y la última facies observada en la cima del cerro, es típica de los depósitos causados por abanicos aluviales.

Asociación de facies Otlatepec

El espesor de esta asociación se estima cercano a los 450 m, se ubica en prácticamente toda la porción este del área. Hacia el occidente, se encuentra en cambio de facies con la asociación del Banco y cubre en discordancia angular a

las asociaciones de facies Galeana 2 y La Cañita 2, en la porción este, sobreyace también de forma discordante angular a las rocas pertenecientes al Ensamble Metamórfico Palmar Chico. La edad de esta asociación de facies es probable que sea del Oligoceno superior por el vulcanismo relacionado a la Sierra Madre del Sur que incide desde los primeros depósitos de la secuencia. No se puede determinar si esta asociación se relaciona con unidades más recientes como la unidad La Bufa o con las secuencias de la cuenca de Tuzantla.

Una peculiaridad de todas las facies de esta asociación es que la matriz está muy cloritizada. Si se transita la terracería que comunica a las comunidades Tupatarío, Limón Grande y Boca de la Barranca se pasará sobre la discordancia deposicional con la asociación de facies Galena 2 y después sobre la discordancia erosiva regional con las rocas metamórficas del Grupo Arcelia-Palmar Chico.

Areniscas en facies Sm y Sh y carpetas limolíticas en facies Fl: El registro empieza con una arenisca masiva de grano medio en estratos de 1 a 1.5 m que muestran laminación horizontal, así como carpetas milimétricas de limolitas que en ocasiones llegan a ser del orden de los 5 [cm]; la estratificación es inversa, hasta alcanzar la granulometría de una arenisca de grano muy grueso sin llegar a perder las limolitas silícicas e incorporando agregados de lodo.

Conglomerado en facies Gh y Gmm con horizontes de arenisca en facies Sh: Sobreyaciendo con límites erosivos a estos depósitos, se depositaron conglomerados grano soportados con clastos de muy angulosos a subredondeados en estratos mayores a 3 m, masivos, con algunos horizontes burdamente soportados por clastos y en estratificación horizontal (facies Gh). Esta asociación también contiene horizontes arenosos con estratificación horizontal cuyos límites superiores son erosivos.

Los niveles arenosos de esta asociación están constituidos por partículas sedimentarias muy félsicas con altos contenidos de clorita en la matriz, lo que sugiere una influencia volcánica sinsedimentaria. Se puede decir que el depósito fluvial es de alta energía por la estratificación horizontal en las areniscas. Sobreyaciendo en discordancia erosiva, se encuentran las partes medias de depósitos de abanicos aluviales.

32.5.4 Geología Estructural

En imagen de satélite se puede reconocer a una estructura de 100 km] de largo y de 30 a 5 [km] de ancho orientada en sentido NNW-SSE, la cual se extiende desde Tzitzio, Michoacán, hasta Tamácuaro, a 10 [km al norte de Cutzamala de Pinzón, Guerrero. La parte norte de la estructura se ha interpretado como un anticlinal (Mavois, 1977; Mennella *et al.*, 2000).

El núcleo de la estructura en su parte norte está formado por cuarzo arenita de grano medio a fino, intercaladas con lutitas y bandas de pedernal negro, sus estructuras sedimentarias son características de depósitos turbidíticos distales (Centeno, 1994). Estas rocas pertenecen a la Formación Varales del Complejo Arteaga, representan al basamento del Terreno Guerrero en lo que podría ser su afloramiento más oriental. El contacto de los lechos rojos del Paleoceno tardío con las turbiditas del Triásico-Jurásico es por falla de desplazamiento lateral derecho, esta relación de contacto está bien expuesta en las cercanías del cementerio de Tzetzénguaro.

En el tramo de carretera que comunica Tiquicheo con Apatzingán se puede ver la zona intrusionada por enjambres de diques básicos de espesores decimétricos y orientaciones paralelas a lineamientos reconocibles en imágenes de satélite.

Los polos de las superficies de estratificación medidos en las capas rojas se graficaron en una red de proyección equiangular. En el área de Cutzamala los pliegues tienen orientación NW-SE, mientras que en Apatzingán sólo se ven capas buzando hacia el este.

Mennella (1994) y Mennella *et al.* (2000), proponen cuatro fases diacrónicas de fallamiento y una rotación temporal en sentido horario del vector de esfuerzos mayor (σ_1) conforme pasa el tiempo, este modelo requiere de cambios en las condiciones tectónicas que alteren el vector de esfuerzos, teniendo que variar de un régimen compresivo a uno distensivo o transcurrente para justificar cada orientación de (σ_1).

El hecho de que afloren las rocas más antiguas del basamento del Terreno Guerrero en el núcleo de la estructura, puede ser consecuencia de la acción simultánea de fallas de deslizamiento lateral, fallas extensivas y fallas compresivas, con lo que se puede explicar la diversidad en la orientación y en la naturaleza del fallamiento.

En un sistema transpresivo las fallas (normales, inversas y laterales) y los pliegues se forman relativamente al mismo tiempo, con predominancia de un tipo de áreas particulares. Al comparar un diagrama transpresivo con los lineamientos identificados en la imagen de satélite, se pueden encontrar analogías como fallas normales actuando en el NE, y pliegues oblicuos al plano de falla principal ocurriendo en el SE (Figura 32.12).

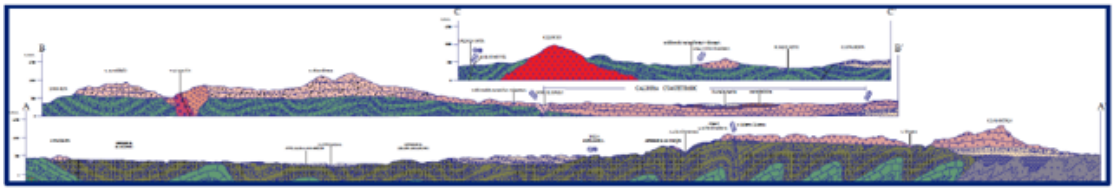


Figura 32.12. Sección Geológica, tomada de (Servicio Geológico Mexicano, 2002).

El primer estudio que reconoció las cabalgaduras asociadas a la estructura fue realizado por Mavois (1977), donde documenta rocas cretácicas de la Sierra de Huetamo cabalgando sobre los lechos rojos del Paleógeno-Neógeno, en lo que nombró el Testigo de Eréndira.

La expresión geomorfológica del sur de la estructura es diferente a la del norte, este cambio se da a escasos kilómetros hacia el sur de Tiquicheo, y se puede deber al cambio en la respuesta mecánica de las rocas sujetas a distorsión (calizas, lutitas y conglomerados pertenecientes a las formaciones que integran al subterreno Huetamo). En los límites surorientales de la estructura de Tzitzio-Huetamo, el contacto de las rocas volcanosedimentarias del Jurásico-Cretácico con los lechos rojos del Paleoceno tardío es también por falla de desplazamiento lateral, esta relación de contacto se puede reconocer en las cercanías de Tamácuaro, aunque el grado de recristalización de carbonatos y

las particularidades del lugar no exponen a la falla con la claridad en la que se encuentra en Tzetzénguaro.

32.5.5 Evolución Geológica

A partir de las facies encontradas en las rocas de los lechos rojos, comparadas con las facies que se desarrollan en ambientes actuales, con variaciones locales en los espesores de los paquetes depositados, que en general son más potentes en la porción norte, donde se propone la ubicación del depocentro de la cuenca. (Altamira- Areyán, 2002).

Los depósitos más antiguos pertenecientes a los lechos rojos son barras conglomeráticas asociadas a cauces fluviales, cuyos clastos tienen composiciones de rocas aparentemente procedentes del arco Mesozoico (clastos volcánicos y calizas), de un arco disectado (clastos de granitos y gabros) y de orógeno reciclado (clastos de esquistos y meta-cuarzoarenitas), lo que sugiere que las rocas de mayor profundidad eran erosionadas al momento de estos depósitos. Estos sistemas de canal se encuentran en cambio lateral a facies de planicies de inundación, constituidas por areniscas muy finas con desarrollo de paleosuelos, los cuales son sepultados rápidamente, garantizando la preservación y autonomía de los restos botánicos. Las asociaciones palinológicas recuperadas en los paleosuelos de las planicies de inundación sugieren una edad del Paleoceno tardío y un clima tropical a templado asociado al sitio de depósito, donde los árboles del bosque pierden sus hojas en invierno limitando las paleo elevaciones a los 1,000 m . (Altamira- Areyán, 2002).

Sobreyaciendo a los canales y a las planicies de inundación, se encuentran areniscas con estratificación planar, las cuales también tienen paleosuelos intercalados, esta asociación de facies fue desarrollada como diferencia en el registro sedimentario del área, en el sur se vuelven a establecer las barras conglomeráticas conservando la composición de los clastos contenidos en los primeros depósitos, mientras que para la zona norte de la cuenca, el conglomerado contiene solo clastos procedentes de calizas, lo cual marca el cese de los aportes anteriores para esta zona.

A partir de este nivel estratigráfico hacia el norte, cambia la naturaleza de los materiales depositados por productos volcánicos andesíticos-dacítico y riolítico. Esto sugiere que las fuentes probablemente fueron más locales y que la topografía formada por los jóvenes edificios volcánicos dominó la región a partir del Paleoceno superior; de hecho, la alteración del drenaje pudo crear cuencas endorreicas locales en las que se precipitaron calizas con contenidos palinomórficos que sugieren una edad del Paleoceno tardío y un paleoclima tropical templado, así como cuerpos de agua continentales (asociación de facies Los Bonetes). La facies calcárea con contenidos palinomórficos, sobreyace a los primeros eventos eruptivos encontrados en la cuenca, lo que sitúa al magmatismo de la zona por lo menos en el Paleoceno superior. (Altamira- Areyán, 2002).

En la zona sur, facies similares a la asociación de Los Bonetes probablemente fueron erosionadas. Ya que los depósitos de ambientes transicionales entre desbordamiento de ríos y planicies de inundación son cubiertos discordantemente por paquetes de lechos rojos representados por las asociaciones de facies El Banco y Otlatepec.

La edad de este paquete de lechos rojos es desconocida, en él se identificaron, facies propias de ambientes fluviales, planicies de inundación, paleodunas eólicas, flujos riolíticos y abanicos aluviales. Se piensa que los flujos riolíticos podrían estar relacionados con el magmatismo eocénico presente en los alrededores del área.

En general, los ambientes identificados en el área norte y sur son en su mayoría fluviales, y varían en espacio y tiempo sobre una cuenca cuya geometría original permanece desconocida. Se piensa que los lechos rojos que afloran al oeste de la Sierra de Huetamo pueden ser parte de las mismas secuencias observadas al este de dicha serranía, siendo separadas por el levantamiento de la estructura Huetamo-Tzitzio. Lo que es un hecho, es la relación de contacto por falla que presentan los lechos rojos aflorantes en la zona con las rocas que los limitan hacia el oeste, la cual había sido interpretada anteriormente como un cambio transicional, así como la ausencia de estructuras que muestren que esta sedimentación fue sintectónica al evento transpresivo que dio origen a la falla de transcurrencia que limita la estructura de Huetamo-Tzitzio.

El que las rocas descritas tengan una edad paleocénica, que los pliegues y las fallas están asociadas a un proceso de transcurrencia, y que algunos de los clastos contenidos en la secuencia presenten deformación previa a su erosión, indica que la deformación contenida en los lechos rojos no está relacionada con la Orogenia Larámide como algunas propuestas anteriores, por lo que el criterio utilizado por Campa y Ramírez (1979) para diferenciar a la formación Cutzamala del conjunto de lechos rojos, se ve superado, así como el nombrar a la parte norte de la estructura como anticlinal de Tzitzio y el relacionarlo con el plegamiento laramídico. (Altamira- Areyán, 2002).

32.5.6 Modelo de Cuenca

Se identifican tres grupos de roca-fuente principales que alimentaron al primer evento de relleno de la cuenca en la porción norte y todo el registro de la parte sur: (1) aquellos constituidos por fragmentos de roca ígneas y por clastos calcáreos, derivados probablemente de la secuencia de arco Cretácica. (2) Partículas sedimentarias de cuarzo, cuarzo – arenitas y pedernal verde, derivadas probablemente de la erosión del Complejo Arteaga y (3) Los clastos de granito y esquisto de moscovita, fragmentos que parecen estar relacionados genéticamente a las rocas más profundas del basamento y a los plutones que intrusionan a toda la secuencia Mesozoica. Durante este primer proceso deposicional, aparentemente la cuenca era amplia y cubría grandes extensiones, recibiendo sedimentos provenientes de las rocas Mesozoicas, tal vez reflejando la erosión de una topografía originada por la Orogenia Laramídica. En la parte superior de este relleno de la cuenca se colectaron muestras con palinomorfos, lo cual sugiere una edad Paleoceno tardío o más antigua para este evento deposicional. En el segundo evento deposicional se inicia un evento magmático. Hacia la base en la historia de la cuenca se colectaron calizas con palinomorfos, también de edad Paleoceno tardío. La edad sugerida por los palinomorfos es más antigua que las edades radiométricas obtenidas en rocas volcánicas de la región. Esto sugiere que el magmatismo del Paleógeno-Neógeno en la Sierra Madre del Sur se inicia antes de lo reportado. (Altamira- Areyán, 2002).

32.6 Consideraciones económicas y Riesgos Geológicos

Las principales actividades económicas se realizan en la agricultura y ganadería. La agricultura que se practica se caracteriza por ser de subsistencia, para el autoconsumo, con escasa utilización de tecnología y asesoría técnica. Existe sobreexplotación de los suelos debido a la nula diversificación de cultivos y el uso indiscriminado e inadecuado de productos químicos. La inexistencia de canales de comercialización para los productos del campo y la falta de organización de los campesinos son otros de los factores que influyen en una baja productividad del subsector agrícola. Toda esta situación ha contribuido a que la zona sea uno de los principales expulsores de mano de obra al exterior. Los únicos cultivos donde se utiliza la tecnología y asesoría técnica son en el melón y jitomate. El maíz es el cultivo que ocupa la mayor superficie de las áreas de temporal y de riego. Otro de los cultivos más importantes es el sorgo, el cual es realizado por pequeños propietarios y ejidatarios. https://www.cutzamalade-pinzon.gob.mx/index.php/noticias/municipio1/desarrollo-economico

El cultivo del mango es otro de los más importantes, que lo ha convertido en el de mayor producción a nivel regional y estatal.

La ganadería constituye otra de las principales actividades económicas y sus principales características son la insuficiente infraestructura pecuaria, baja calidad genética de los hatos, bajos niveles de producción, desorganización de los productores e insuficiente apoyo crediticio. También existe la porcicultura y quienes se dedican a esta actividad lo hacen de forma extensiva con un nivel tecnológico muy bajo; se trata de una actividad prácticamente de traspatio ya que no se utiliza ninguna técnica de manejo ni aplicación de medicina preventiva, teniéndose como consecuencia varios problemas fitosanitarios; la producción que se obtiene es para abastecer los mercados locales y principalmente para el autoconsumo. La producción de aves es otra actividad de traspatio que se explota a nivel familiar. La producción de carne y huevo es destinada principalmente para el autoconsumo.

La actividad pesquera se realiza principalmente en la presa Hidroeléctrica El Gallo, donde existen cooperativas de pescadores. Los 445,000 m^3 de agua de que dispone

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

la presa son destinados en su mayoría a la agricultura, pero de unos años a la fecha también para la producción de energía eléctrica, por parte de una empresa privada que le vende energía a la Comisión Federal de Electricidad (CFE).

La actividad industrial o manufacturera es muy incipiente y todo se reduce a molinos de nixtamal, tortillerías, plantas purificadoras de agua embotellada, talleres de carpintería y herrería y la industria de la construcción. https://www.cutzamaladepinzon.gob.mx/index.php/noticias/municipio1/desarrollo-economico

Inicialmente, una Región del Estado de Guerrero perteneciente a la cuenca del Balsas fue constituida como Reserva Nacional de Energía Hidráulica, el 18 de junio de 1940 (DOF, 2011). Posteriormente, el decreto extendió esa zona cubriendo desde los afluentes en los estados de Michoacán y Puebla, hasta su desembocadura en el Océano Pacífico. Dichos afluentes serían sujetos a las leyes federales, para la utilización de agua en riego, usos domésticos y servicios públicos. Actualmente, existen decretos de veda de agua subterránea, vigentes en los acuíferos Ciudad Hidalgo-Tuxpan (1610) y Huetamo (1612), el territorio del acuífero Altamirano-Cutzamala (1208) se encuentra parcialmente vedado, la porción nororiental está sujeta a las disposiciones del "Decreto por el que se declara de interés público la conservación de mantos acuíferos en la superficie comprendida dentro de los límites geopolíticos del Estado de México, que no quedaron impuestas mediante Decretos presidenciales del 7 de diciembre de 1949, 21 de julio de 1954, 10 de agosto de 1965 y 14 de abril de 1975 y Acuerdo presidencial del 11 de julio de 1970", publicado en el DOF el 10 de julio de 1978. Este decreto es de tipo II, que solo permite extracciones para uso doméstico, limitando los usos del agua en esta región.

En la mayor parte de la superficie del acuífero Altamirano-Cutzamala, no rige ningún decreto de veda para la extracción del agua subterránea. La porción no vedada del acuífero, se encuentra sujeta a las disposiciones del *"ACUERDO General por el que se suspende provisionalmente el libre alumbramiento en las porciones no vedadas, no reglamentadas o no sujetas a reserva de los 175 acuíferos que se indican",* publicado en el Diario Oficial de la Federación el 5 de abril de 2013, a través del cual en dicha porción del acuífero, no se permite la perforación de pozos, la construcción de obras de infraestructura o la instalación de cualquier otro

mecanismo que tenga por objeto el alumbramiento o extracción de las aguas nacionales del subsuelo, sin contar con concesión o asignación otorgada por la Comisión Nacional del Agua, quien la otorgará conforme a lo establecido por la Ley de Aguas Nacionales, ni se permite el incremento de volúmenes autorizados o registrados previamente por la autoridad, sin la autorización previa de la Comisión Nacional del Agua, hasta en tanto se emita el instrumento jurídico que permita realizar la administración y uso sustentable de las aguas nacionales del subsuelo. (CONAGUA, 2024).

La Cuenca se localiza en la zona C, con base en la regionalización sísmica de la Comisión Federal de Electricidad (CFE, 2015, tomado de Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2020). La zona C, de alta sismicidad, se caracteriza por ser una región en donde se registran eventos sísmicos de forma frecuente. (CENAPRED, 2020).

32.7 Conclusiones

La Cuenca del Río Cutzamala, ubicada en el complejo sistema montañoso que divide Guerrero y Michoacán, tiene una evolución geológica e hidrológica marcada por la interacción significativa de fenómenos naturales y actividades humanas. Su importancia trasciende sus límites geográficos, ya que su sistema hidrográfico es uno de los pilares para el abastecimiento de agua a la Zona Metropolitana de la Ciudad de México.

La complejidad geológica de la cuenca se manifiesta en quince facies, agrupadas en doce asociaciones. Las asociaciones corresponden a ciertos ambientes (e. g., dunas fluviales, llanuras de inundación, abanicos aluviales), interpretados a partir de su litología (areniscas, conglomerados, lutitas), estructuras sedimentarias (e. g., estratificación cruzada, laminaciones, grietas de desecación) y la presencia de paleosuelos.

Mientras que la edad relativa de cada asociación se infiere con base en correlaciones estratigráficas y evidencias fósiles (cuando están disponibles), la complejidad general de la región hace en muchos casos imposible una datación precisa.

Los materiales geológicos incluyen al Complejo de Arteaga (la base), rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Jurásico tardío-Cretácico medio, y capas rojizas delineadas del Paleógeno-Neógeno. Los modelos tectónicos propuestos para el Terreno de Guerrero consisten en uno o múltiples arcos insulares intraoceánicos. Las fallas o pliegues en la estructura regional son predominantemente NNW-SSE y revelan una historia tectónica dinámica.

El Río Cutzamala, cuyos afluentes incluyen los ríos Zitácuaro y Tilostoc, entre otros, es la columna vertebral del Sistema Hidroeléctrico Miguel Alemán. Este río es esencial para el suministro de agua a la Ciudad de México, su Zona Metropolitana y municipios circundantes, y funciona a través de una serie de presas, distribuidas por toda la región para regular el flujo de agua, distribuyéndola para riego y generación de energía hidroeléctrica.

Económicamente, la región se basa en la agricultura de subsistencia, la cría de ganado, la pesca y pequeñas industrias. La región se encuentra ubicada en una zona de alta sismicidad, clasificada como zona C por la Comisión Federal de Electricidad (CFE), lo que implica una significativa vulnerabilidad a eventos sísmicos. Esta vulnerabilidad se ve exacerbada por la propensión a inundaciones, especialmente durante eventos climáticos extremos. La compleja evolución geológica de la Cuenca, su alta sismicidad y vulnerabilidad a inundaciones, combinadas con los desafíos socioeconómicos inherentes a la región, se reflejan en una gestión de recursos hídricos particularmente compleja. La dependencia de la Ciudad de México a este sistema, sumada a las limitaciones en la regulación de la extracción de agua subterránea y la falta de una evaluación completa de los costos de importación de agua, subrayan la necesidad de la planificación y gestión integral y sostenible de los recursos de la cuenca.

32.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea cuidadosamente cada uno de los cuestionamientos siguientes y subraya la respuesta correcta.

1. ¿En qué estados mexicanos se encuentra ubicada la Cuenca del Río Cutzamala?

   a) Jalisco y Colima
   b) Guerrero y Michoacán
   c) Puebla y México
   d) Oaxaca y Veracruz

2. ¿Cuál es la principal función del sistema hidrográfico de Cutzamala?

   a) Generación de energía eólica
   b) Irrigación de cultivos
   c) Abastecimiento de agua
   d) Control de inundaciones

3. De acuerdo con la clasificación de facies de Miall. ¿Qué característica sedimentológica es fundamental para identificar los diferentes ambientes deposicionales?

   a) Color de la roca
   b) Presencia de fósiles marinos
   c) Asociación de diferentes litofacies y sus relaciones espaciales
   d) Tamaño de grano de los sedimentos

4. ¿Qué tipo de ambientes deposicionales se representan en las asociaciones de facies?

   a) Solo marinos
   b) Solo terrestres
   c) Solo glaciares
   d) Marinos y continentales

5. Todas las asociaciones de facies en la Cuenca del Cutzamala tienen una edad determinada con precisión

   a) Verdadero
   b) Falso

6. ¿Qué tipo de datos paleontológicos son útiles para la datación de las unidades estratigráficas?

   a) Restos de dinosaurios
   b) Microfósiles de mamíferos
   c) Fósiles marinos (ej. Orbitolina)
   d) Restos de plantas fósiles

7. ¿Cuál es la formación geológica que se considera como el basamento de la Cuenca?

   a) San Lucas
   b) Comburindio
   c) Complejo Arteaga
   d) Mal paso

8. ¿Qué edades abarca el periodo de formación de las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias en la cuenca?

   a) Triásico-Jurásico temprano
   b) Cretácico superior-Paleoceno
   c) Jurásico tardío-Cretácico medio
   d) Paleoceno-Eoceno

9. ¿Qué tipo de datos se utilizan para determinar la orientación de los esfuerzos tectónicos en la región?

   a) Composición química de los minerales
   b) Estudio exclusivo de los fósiles presentes
   c) Medición de las superficies de estratificación en las capas rojas
   d) No se menciona ningún método

10. ¿Qué proceso es responsable de la formación de las laminaciones horizontales en algunas areniscas?

a) Actividad biológica (Bioturbación)
b) Deposición eólica
c) Flujos rápidos en un ambiente fluvial
d) Deposición glacial

11. ¿Cuáles son los principales afluentes del Río Cutzamala?

a) Ríos Balsas y Amacuzac
b) Ríos Lerma y Teuchitlán
c) Ríos Zitácuaro y Tilostoc
d) Ríos Grande y Chiquito

12. ¿Cuál es el nombre del sistema hidroeléctrico que aprovecha las aguas del río Cutzamala?

a) Sistema Lerma
b) Sistema Cutzamala
c) Sistema Miguel Alemán
d) Sistema Balsas

13. ¿Para qué se utiliza principalmente el agua del sistema hidroeléctrico?

a) Solo para la industria
b) Solo para consumo doméstico
c) Para riego y generación de energía
d) Solo para consumo de ganado

14. ¿Qué tipo de actividad económica predomina en la región de la Cuenca?

a) Industria pesada
b) Minería
c) Agricultura de subsistencia
d) Turismo

15. ¿Qué tipo de riesgos se mencionan en relación con la región de la Cuenca?

a) Erupciones volcánicas
b) Sequías extremas
c) Sismicidad e inundaciones
d) Deslizamientos de tierra

16. ¿Qué proceso geológico causó el hundimiento de la Ciudad de México durante las décadas de 1939 a 1940?

a) Intensa actividad sísmica
b) Erupciones volcánicas
c) Extracción excesiva de agua subterránea
d) Incremento del nivel del mar

17. ¿Qué tipo de decreto limita las extracciones de agua subterránea en la Cuenca?

Decreto de libre acceso al agua
Decreto de concesión minera
Decreto de veda parcial
Decreto de privatización del agua

18. La mención de los ciclones Ingrid y Manuel en 2013, y sus efectos en la Cuenca, muestra:

a) La estabilidad climática de la región
b) La ausencia de riesgos naturales
c) La vulnerabilidad de la cuenca
d) No aporta información

19. La descripción de las diferentes presas del sistema hidroeléctrico Miguel Alemán (su capacidad, tipo de construcción, etc.) indica:

a) Gestión de los recursos sencilla y sin desafíos
b) Gestión del agua exclusivamente natural, sin intervención humana
c) Alto grado de intervención humana en el manejo y control de los recursos
d) No aporta información

20. ¿Cuál es uno de los principales problemas que afecta la comercialización de los productos agrícolas en la región?

a) Falta de demanda en mercados internacionales
b) Excesiva regulación gubernamental
c) Presencia de grandes acaparadores externos
d) Falta de tecnología moderna en los procesos de producción

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	c)	11.	c)	16.	c)
2.	c)	7.	c)	12.	c)	17.	c)
3.	c)	8.	c)	13.	c)	18.	c)
4.	d)	9.	c)	14.	c)	19.	c)
5.	b)	10.	c)	15.	c)	20.	c)

32.9 Bibliografía

Altamira-Areyán, A. (2002). Las litofacies y sus implicaciones de la Cuenca Sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, estados de Guerrero y Michoacán. México. Tesis Maestría. Posgrado en Ciencia de la Tierra, UNAM. Repositorio institucional de la Universidad Nacional Autónoma de México. https://repositorio.unam.mx/contenidos/las-litofacies-y-sus-implicaciones-de-la-cuenca-sedimentaria-cutzamala-tiquicheo-estados-de-guerrero-y-michoacan-mex-82011?c=%7B.

Campa, M. F. y Ramírez J. (1979). La evolución y metalogenética del noroccidente de Guerrero. Serie Técnico-Científica. *Universidad Autónoma de Guerrero. Tomo 1.*

Campa, M. F. y Coney, P. J. (1983). Terrenos tectonoestratigráficos y distribuciones de recursos minerales en México. *Revista Canadiense de Ciencias de la Tierra, 20,* 1040-1051.

Centeno-García, E. (1994). Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, Western Mexico. Ph D. Thesis. University of Arizona. Repositiry The University of Arizona. https://repository.arizona.edu/handle/10150/186665

Centeno-García, E., García, J. L., Guerrero, M., Ramírez, J. & Talavera, O. (1993). Geology of the southern part of the Guerrero Terrane, Ciudad Altamirano-Teloloapan area. Proccedings First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Mexico. *Field Trip guide II, 9,* 22-33.

Centeno-García E., Guerrero-Suástegui, M. & Talavera-Mendoza O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent *rifting* in a suprasubduction zone. *Geological Society of America Special Paper 436,* 279-308.

Centro Nacional de Prevención de Desastres. (2020). Identificación de peligro sísmico a nivel municipal que permita contar con información básica para el desarrollo posterior de atlas municipales en todo el país.

Comisión Nacional del Agua. (2024). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el

acuífero Altamirano-Cutzamala (1208), estado de Guerrero.

Comisión Nacional del Agua. (2005). Sistema Cutzamala. Agua para millones de mexicanos.

Coney, P. (1983). Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 15,* 6-15.

De Cserna, Z. (1983). Hoja Tejupilco 14Q-H7 con resumen de la geología de la hoja Taxco. Estados de Guerrero, México y Morelos. *Carta Geológica de México serie 1:1000000.* Instituto de Geología, UNAM.

De la Teja-Segura, M. A., De los Santos-Montaño, J. J., Moreno-Vázquez, J. L. (2001). *Carta geológico-minera Ciudad Altamirano E14-A75, escala 1:50,000: estado de Guerrero,* Consejo de Recursos Minerales.

Diario Oficial de la Federación. (1978). Decreto por el que se declara de interés público la conservación de los mantos acuíferos en la superficie comprendida dentro de los límites geopolíticos del Estado de México, que no quedaron incluidos en las vedas impuestas mediante Decretos Presidenciales de 7 de diciembre de 1979, 21 de julio de 1954, 10 de agosto de 1965 y 14 de abril de 1975 y Acuerdo Presidencial de 11 de julio de 1970. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. 10 de julio.

Diario Oficial de la Federación. (2011). Acuerdo por el que se dan a conocer los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de la Región Hidrológica número 18 Balsas.

Diario Oficial de la Federación. (2013). Acuerdo General por el que se suspende provisionalmente el libre alumbramiento en las porciones no vedadas, no reglamentadas o no sujetas a reserva de los 175 acuíferos que se indican. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. 5 de abril.

Dickinson, W. R. y Lawton, T. F. (2001). Ensamblaje y fragmentación del Carbonífero al Cretácico de México. *Boletín de la Sociedad Geológica de América, 113,* 1142-1160.

Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F. (1998). La cuenca oceánica de Arperos del Cretácico Inferior (oeste de México). Evidencia geoquímica de una cresta asísmica formada cerca de un centro de expansión–Comentario. *Tectonophysics, 292,* 321-326.

Freydier, C., Martínez, R., Lapierre, H., Tardy, M. & Coulon, C. (1996). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico): Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics, 256,* 343-367.

Fries, C. (1960). Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín Instituto de Geología, UNAM, 60.*

García, J.L. y Talavera, O. (1993). Termobarometría de las metabasitas de la secuencia metamórfica de Pinzán Morado, estado de Guerrero. *I Simposio de mineralogía, 19-22.*

Gobierno Municipal. Cutzamala de Pinzón. (2019). https://www.cutzamaladepinzon.gob.mx/index.php/noticias/municipio1/desarrollo-economico. (acceso, enero de 2025).

Guerrero-Suastegui, M. (1977). Depositional history and sedimentary petrology of the Huetamo sequence, Southestern Mexico. Thesis of Master of Science. Department of Geological Sciences. The University of Texas at El Paso.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (1987). Síntesis geográfica nomenclator y anexo cartográfico del Estado de México.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (1991). Datos básicos de la Geografía de México.

Johnson-Christopher, A., Harold L., Cabral-Cano, E., Harrison, G.A. & Barros, J.A. (1991) Preliminary Assessment of Stratigraphy and Structure, San Lucas Region, Michoacan and Guerrero States, SW Mexico. *The Mountain Geologist, 28* (2/3), 121-135.

Keeman-Werre, F., Estrada-Rodarte, G. (1999) Monografía Geológico-Minera del estado de Guerrero: Pachuca, Hidalgo. Consejo de Recursos Minerales.

Keppie, J. D. (2004). Terranes de México revisitados: una odisea de 1.300 millones de años. International *Geology Review, 46,* 765-794.

Mavois, R. (1977). Cabalgamiento Miocénico (?) en la parte Centromeridional de México. *Revista del Instituto de Geología, UNAM, 1* (1), 48-63.

Mendoza, O. T. & Suástegui, M. G. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern 178 Referencias North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences, 13*(4), 297-324.

Mennella L. (1994). Geología e tectónica post-Laramide nelle unita del flanco sud-orientale del plegamiento di Tzitzio, Michoacan, Mexico. Universita degli Studi di Milano, *Dipartimento di Scienze della Terra Corso di Laurea in Scienze Geologiche, 111 p.*

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

Mennella, L., Garduño, V. H. & Bonassi, O. (2000). Fault-slip analisis in the basal units of the Mexican Volcanic Belt on the eastern flank of the Tzitzio anticline, Michoacan, Mexico. In Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. J., & Stock, J. M., Eds., Cenozoic Tectonics and volcanism of Mexico. Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper, 334,* 237-246.

México Desconocido (2024). El río y sistema Cutzamala, la vena de agua a todo el valle de México. Febrero.

Miall A.D. (1996). The Geology of fluvial deposits, Springer.

Moran-Zenteno D., Martiny B., Tolson G., Solís G., Alba L., Hernández M. del S, Macías C., Martínez R., Schaaf P. y Silva G. (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LIII* (1), 27-58.

Pantoja, A. J. (1990). Redefinición de la Estratigrafía de Huetamo, Michoacán. Sociedad Geológica Mexicana. *X Convención Geológica Nacional.* Abstracts. p 25.

Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A. & Vezzoli, L. (1995). Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belts, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico. *Special Paper Geological Society of America.*

Perló-Coehn, M. y González-Reynoso, A. E. (2005). ¿Guerra por el Agua en el Valle de México? Universidad Nacional Autónoma de México. Coordinación de Humanidades. Programa Universitario de Estudios sobre la Ciudad. Fundación Friedrich Ebert.

Raisz, E. (1964). Landforms of Mexico (mapa en escala 1:3´000,000), Cambridge, Mass. (publicación anterior en 1959).

Salinas-Prieto, J. C., Monod, O, & Faure M. (2000) Ductile deformation of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences, 13*(4-5).

Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. (1980). Actualización al Boletín No. 49. Región Hidrológica No. 18 (Parcial) Cuenca del Medio y Bajo Balsas.

Secretaría de Recursos Hidráulicos. (1971). Boletín Hidrológico No. 49. Región Hidrológica No. 18 (Parcial) Cuenca del Medio y Bajo Balsas.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, C. (1993). Terrenos tectonoestratigráficos y evolución tectónica de México. *Geological Society of America, Documento Especial 278.*

Selley, R. C. (1967). Paleocurrents and sediment transport in nearshore sediments of the Sirte Basin, Libya. *Journal Geology, 75,* 215-223.

Serrano-Durán, L., Ferrari, L., Cerca-Martínez, M. Martini, M. y López-Martínez, M. (2005). Estudio de los enjambres de diques y del fallamiento terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, México. *Unión Geofísica Mexicana, GEOS, 25*(1).

Servicio Geológico Mexicano (2000). Léxico Estratigráfico de México.

Servicio Geológico Mexicano (2002). Carta Geológico-Minera E14-A75 Ciudad Altamirano. Escala 1:50,000.

Talavera, O., Guerrero-Suastegui, M. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (Western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences 13,* Issue 4-5, October, 297-324.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Valencia, V. A. & Centeno-García, E. (2007) Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin, 119,* 1052-1065.

Tardy, M., Lapierre, H., Coulon, C., Gill, J. B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera, M. O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J. L. & Yta, M. (1994). The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics, 234,* 49-73.

Urrutia-Fucugacuhi, J. & Valencio, D.A. (1986). Paleomagnetic study of Mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, Mexico. *Geofìsica Internacional, 25,* 485-502.

Walker, R.G. (1984) Modelos de facies. 2a edición. Geoscience Canada Reprint Series 1.

33 Cuenca del Valle de México

Gabriel Salinas Calleros, Saúl Arciniega Esparza y Luis Alberto Trejo Patiño

Sumario

33.1. Resumen
33.2. Abstract
33.3. Introducción
33.4. Generalidades
33.4.1. Ubicación
33.4.2. Estado del Arte
33.5. Desarrollo
33.5.1. Tipo de cuenca
33.5.2. Descripción de la cuenca
33.5.3. Sedimentología y Estratigrafía
33.5.4. Geología Estructural
33.5.5. Evolución Geológica
33.5.6. Modelo de Cuenca
33.6. Consideraciones económicas y Riesgos Geológicos
33.7. Conclusiones
33.8. Autoevaluación
33.9. Bibliografía

33.1 Resumen

La Cuenca de México, con un área aproximada de 9,600 km^2, se trata de una depresión topográfica ubicada en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), delimitada por cadenas volcánicas producto de diferentes episodios que ocurrieron durante el Neógeno y que se clasifica como una cuenca intra-arco.

El subsuelo está conformado por una secuencia de calizas y dolomías con nódulos de pedernal, pertenecientes a la Formación Morelos del Albiano inferior-Turoniano, que forma el basamento. Por encima de ésta, la Formación Mexcala está representada por sucesiones interestratificadas de areniscas, limolitas y lutitas calcáreas, así como la presencia de escasa calizas clásticas, conglomerados de grano fino y estratos carbonosos del Cenomaniano-Maastrichtiano. Cubriendo discordantemente las secuencias anteriores se encuentra una sucesión de depósitos continentales del Grupo Balsas, lo que indica una clara influencia de una intensa actividad volcánica durante el Eoceno tardío y Oligoceno temprano.

Luego de los grandes episodios magmáticos del Neógeno, la secuencia culmina con la acumulación de aproximadamente 400 m de depósitos aluviales, resultantes de la erosión de rocas volcánicas de las secuencias que bordean la cuenca. Estos incluyen depósitos aluviales y lacustres de variado tamaño de grano, así como intercalaciones de ceniza y rocas andesíticas.

Los límites geológicos de la cuenca están formados por importante actividad magmática del Neógeno, desarrollados a través de varios sistemas de fallas normales, creando un sistema de horst y graben. Hace alrededor de 1.2 millones de años, la Cuenca fue generada por los primeros pulsos magmáticos de la Secuencia Chichinautzin, que bloquearon el drenaje de los ríos Salado y Cuautla que fluían hacia el Estado de Morelos, sellando la cuenca y generando su actual morfología. Esto la transformó en una cuenca endorreica que alguna vez recogió escorrentías, formando un gran lago en su interior.

Las lavas depositadas, formaron la base de los depósitos aluviales que componen actualmente el acuífero superior, donde subyace la Ciudad de México y su

zona metropolitana, erigida sobre un sistema de lagos: Texcoco, Zumpango, Xaltocan, Xochimilco y Chalco.

33.2 Abstract

The Basin of Mexico, with an area of approximately 9,600 km^2, is a topographic depression located in the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), delimited by volcanic chains resulting from different episodes that occurred during the Neogene and is classified as an intra-arc basin.

The subsoil is made up of a sequence of limestones and dolomites with flint nodules, belonging to the Morelos Formation of the Lower Albian-Turonian, which forms the basement. Above this, the Mexcala Formation is represented by interstratified successions of sandstones, siltstones and calcareous shales, as well as the presence of scarce clastic limestones, fine-grained conglomerates and carbonaceous strata of the Cenomanian-Maastrichtian. Unconformably overlying the above sequences is a succession of continental deposits of the Balsas Group, indicating a clear influence of intense volcanic activity during the Late Eocene and Early Oligocene.

After the major magmatic episodes of the Neogene, the sequence culminates with the accumulation of approximately 400 m of alluvial deposits, resulting from the erosion of volcanic rocks from the sequences bordering the basin. These include alluvial and lacustrine deposits of varying grain size, as well as intercalations of ash and andesitic rocks.

The geological boundaries of the basin are formed by significant Neogene magmatic activity, developed through several normal fault systems, creating a horst and graben system. Around 1.2 million years ago, the Basin was generated by the first magmatic pulses of the Chichinautzin Sequence, which blocked the drainage of the Salado and Cuautla rivers that flowed towards the state of Morelos, sealing the basin and generating its current morphology. This transformed it into an endorheic basin that once collected runoff, forming a large lake within it.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

The deposited lavas formed the base of the alluvial deposits that currently make up the upper aquifer, which underlies Mexico City and its metropolitan area, built on a system of lakes: Texcoco, Zumpango, Xaltocan, Xochimilco and Chalco.

33.3 Introducción

En la Cuenca de México han ocurrido diversos procesos geológicos, climáticos y sociales los cuales han modelado el paisaje a lo largo de millones de años. México se encuentra dividido por 37 regiones hidrológicas, definidas a partir de grandes parteaguas. En cada una de estas regiones está contenida, al menos una cuenca, y a su vez, no existe cuenca alguna que esté en más de una Región Hidrológica. La Cuenca de México, se encuentra dentro de la Región Hidrológica No. 26 “Pánuco”, y de acuerdo con la división de la Comisión Nacional del Agua, con la finalidad de facilitar la administración del agua pertenece a la Región Hidrológica Administrativa XIII “Aguas del Valle de México” (Figura 33.1).

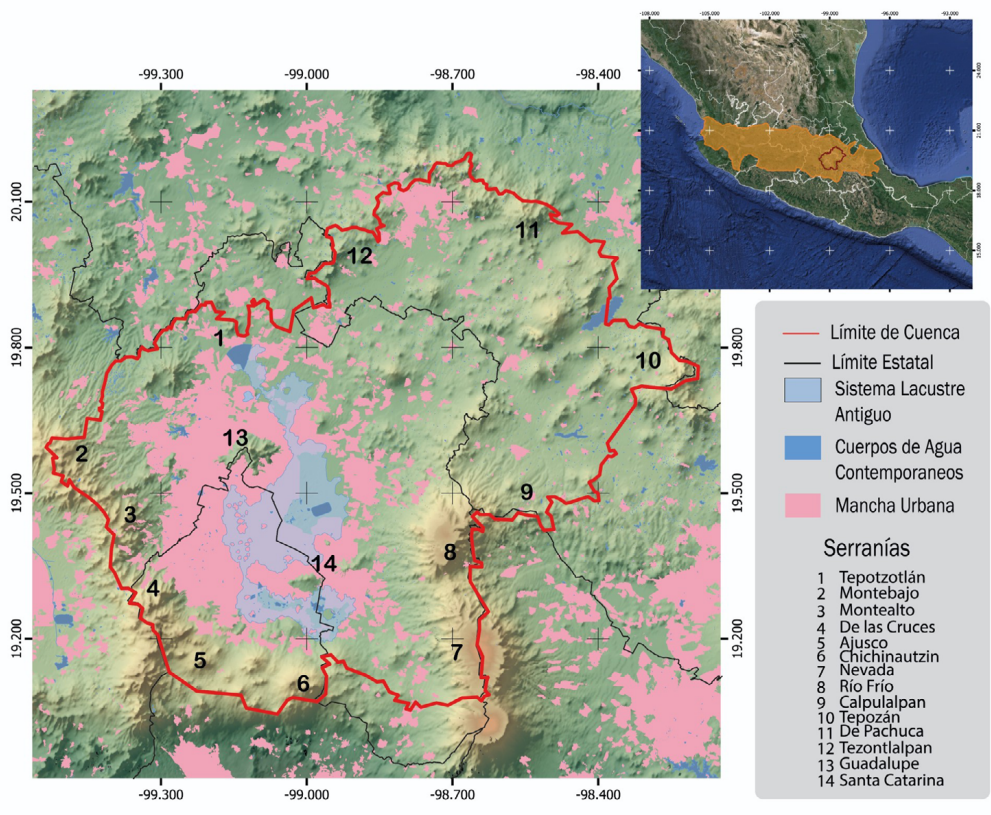


Figura 33.1. Ubicación de la Cuenca de México. Modificada de (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2000).

Las elevaciones del terreno varían entre los 2,220 y 5,200 msnm, presenta un clima templado subhúmedo, con una precipitación media anual de 680 mm para los años entre 2000 y 2022. Esta precipitación varía según la zona, alcanzando alrededor de 600 mm/año en las planicies y más de 900 mm/año en las serranías. La temperatura media anual del aire es de entre 15 y 25° C.

El basamento está conformado por rocas calizas de la Formación Morelos, las que a su vez están cubiertas por la Formación Mexcala, del Cretácico Superior cuyo espesor depende del área, la sección que se ha podido medir con cierta exactitud, es de aproximadamente 1.3 km, y representa el proceso de acreción del sur de México, generando procesos de erosión, cuyos sedimentos rellenaron una cuenca tipo foreland mesozoica (Bohnenberger, 1955, en Fries, 1960).

La Cuenca de México, es del tipo intra-arco, que se distingue por sus estructuras que resultaron de la intensa actividad volcánica, y por el depósito de material producto de la erosión que se intercalan junto con depósitos lacustres y que, en conjunto, comprenden una historia de aproximada de 1.2 Ma tras la modificación del cauce de antiguos ríos como El Rosal, Magdalena, Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes, debido al emplazamiento de la secuencia volcánica Chichinautzin (Arce *et al.*, 2013; Siebe, 2000). La Cuenca está conformada por doce serranías, tres valles, y en algún momento, también cinco lagos, en donde en la actualidad habita el 20 % de la población de México.

La Ciudad de México, ubicada dentro de la Cuenca, se encuentra en una zona sísmica que ha tenido importantes daños producto de los terremotos, provocados principalmente por la liberación repentina de energía acumulada por la interacción de la Placa de Cocos y la Placa Norteamericana, debido al tipo de sustrato que la conforma, las ondas sísmicas se amplifican al arribar al subsuelo de la ciudad. La despresurización ocasionada por la extracción de agua subterránea ha generado un fenómeno de subsidencia gradual en la cuenca, así como el fracturamiento de rocas del subsuelo.

Las lluvias torrenciales provocan un aumento significativo en los escurrimientos de los ríos, lo que ha dañado la infraestructura de control existente, generando desbordamientos y causando grandes impactos socioeconómicos. El

crecimiento descontrolado de las áreas urbanas ha llevado a la urbanización de laderas potencialmente inestables, creando zonas de peligro por deslizamientos, caída de rocas y otros riesgos de carácter geológico.

La baja velocidad del viento en la altiplanicie de la cuenca, combinada con la intensa actividad industrial, ha degradado la calidad del aire a niveles peligrosos para la salud humana y ha afectado negativamente la flora y fauna de la región. La constante actividad del volcán Popocatépetl, en particular la dispersión de cenizas volcánicas generadas por sus erupciones explosivas representa otro riesgo geológico significativo para la población. Su acumulación en calles puede obstruir sistemas de drenaje y alcantarillado, contaminar fuentes de agua, y causar daños a los cultivos y a la ganadería. Además, la acumulación de cenizas puede causar inestabilidad de taludes que deriven en caída de material o bien, provocar el colapso de alguna vivienda.

33.4 Generalidades

33.4.1 Ubicación

La dinámica de las placas tectónicas, su movimiento relativo y la ubicación de la Cuenca de México sobre la placa Norteamericana se observa en la Figura 33.2A, la Figura 33.2B muestra la relación de la cuenca con respecto al Eje Neovolcánico Transmexicano y en la Figura 33.2C se observan los elementos morfológicos más importantes de la cuenca.

La Cuenca de México, desde el punto de vista geográfico, está conformada por 6 demarcaciones territoriales de la Ciudad de México y 105 municipios pertenecientes a los estados de Hidalgo, Tlaxcala y Estado de México; tiene un área aproximada de 9,600 km^2, siendo la base de esta cuenca donde se asienta la mayor parte de la urbanización del país, comprendiendo un porcentaje cercano al 20 %.

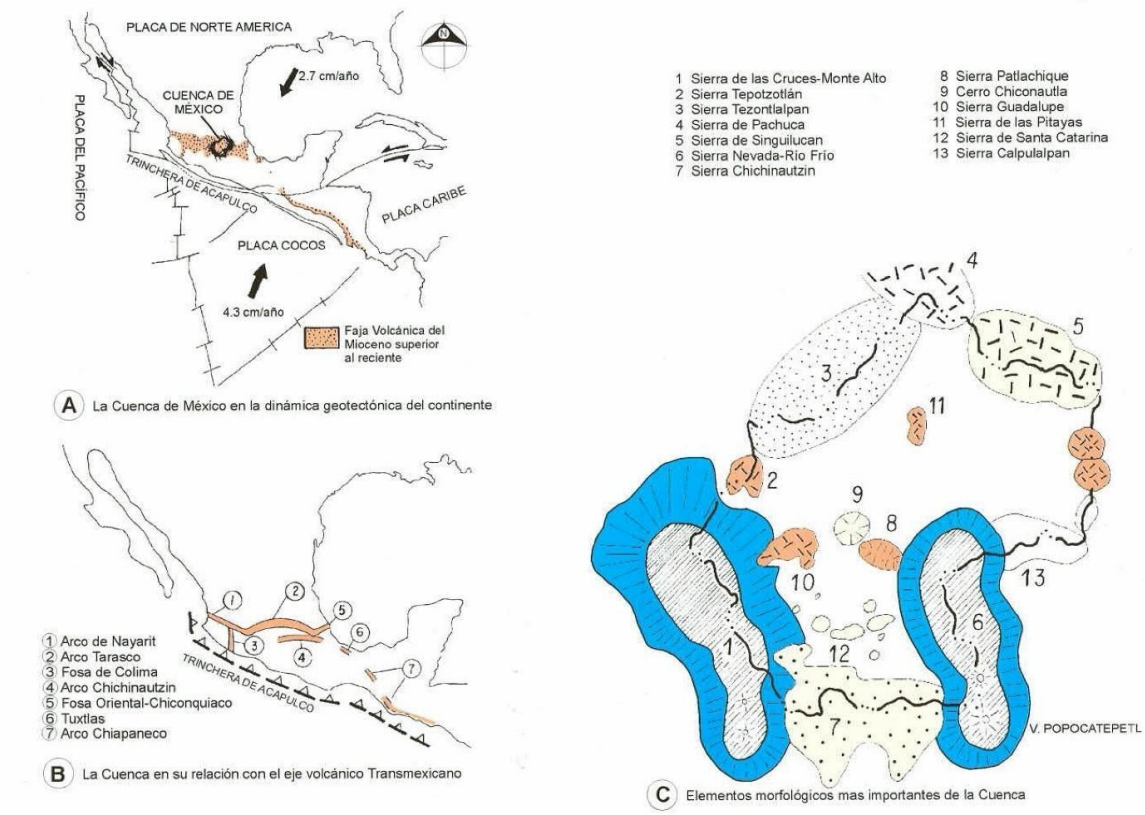


Figura 33.2. Geotectónica de la Cuenca de México. Modificada de (Santoyo *et al.*, 2005).

Sus límites latitudinales son 19°5’ y 20°10’, se encuentra orientada NE-SW y se extiende por 100 km de largo y 80 km de ancho, delimitada en la porción noreste por un sistema de horst y graben, García-Palomo *et al.* (2008). Delimitada por doce serranías, tal como se muestra en la Figura 33.3: Monte Alto, Las Cruces, Ajusco, Chichinautzin, Nevada, Río Frío, Calpulalpan, Tepozán, Pachuca, Tezontlalpan, Tepotzotlán y Monte Bajo; contiene tres valles: México, Apan y Tizayuca; y 5 Lagos: Xaltocan, Texcoco, Xochimilco, Chalco y Zumpango. Córdova (2022) (Figura 33.3).

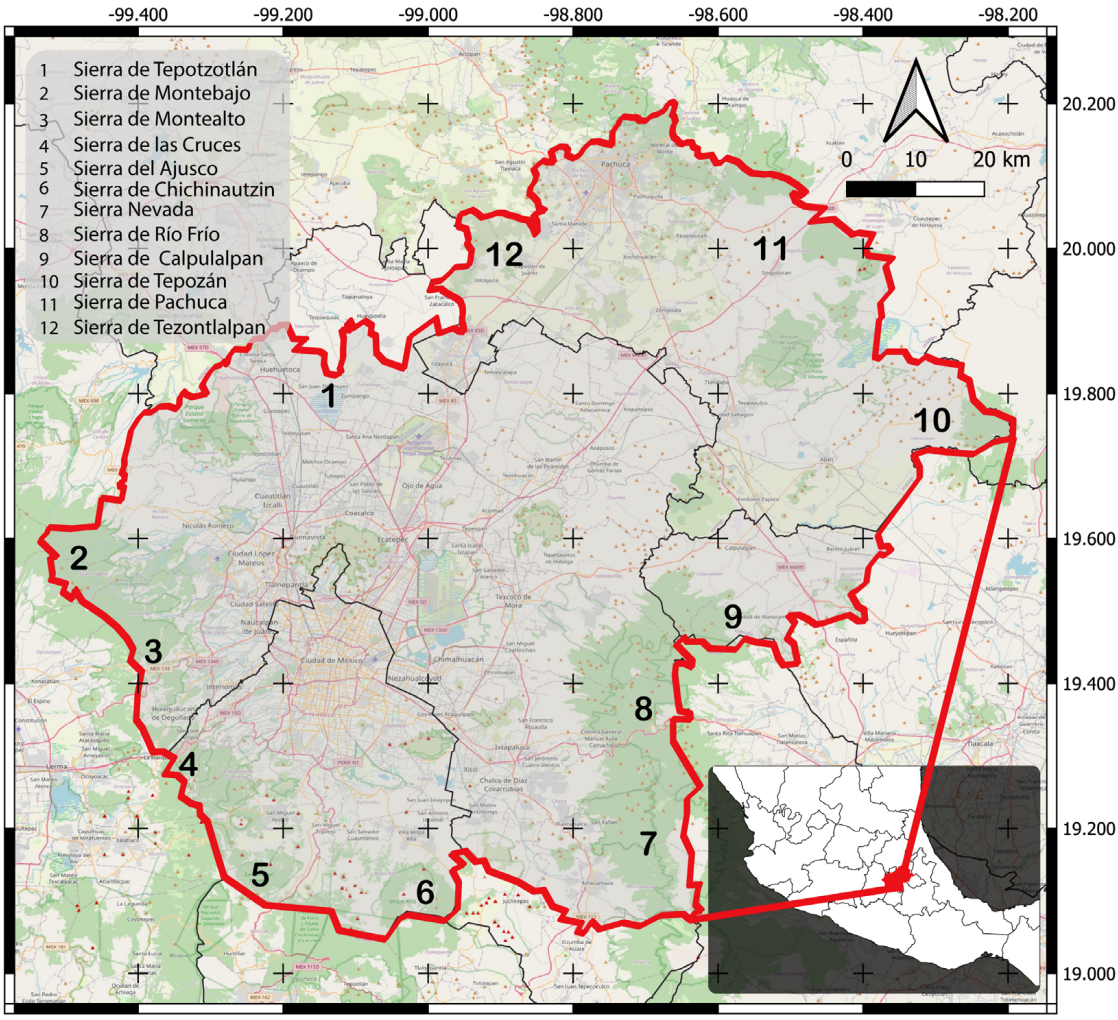


Figura 33.3. Ubicación de la Cuenca de México y sus límites (Elaboración propia con base en (Comisión Nacional del Agua, 2004).

Antes de la llegada de los conquistadores españoles, la cuenca se encontraba en sus zonas más bajas, cubiertas por siete lagos: al norte, Zumpango y Xaltocan, con las cotas más altas; cuando el nivel del agua crecía, desbordaba el exceso sobre el lago de Texcoco con la cota más baja de todo el conjunto de lagos y el de mayor área de extensión. Después de la construcción de la albarrada de Nezahualcóyotl en 1449, el lago de Texcoco quedó dividido en dos cuerpos de agua, el lago de México, transformado por los aztecas en un lago de agua dulce y el de Texcoco, que continúo siendo de agua salada. Finalmente, al sur de la cuenca se localizaban los lagos de Xochimilco y Chalco, que se encontraban también en un nivel superior al de Texcoco (Figura 33.4).

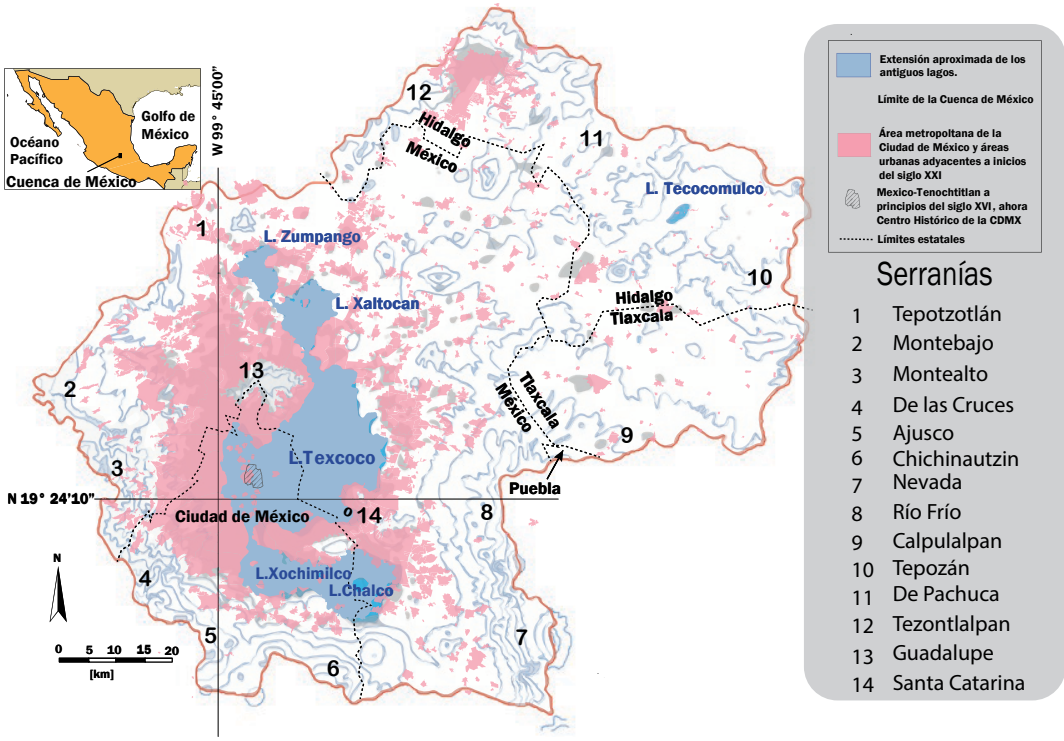


Figura 33.4. Antiguos lagos de la Cuenca de México. Modificado de (Córdova, 2022).

Con la fundación de la capital de la Nueva España sobre la antigua ciudad de Tenochtitlán–Tlatelolco, los españoles se tuvieron que enfrentar a la problemática de las inundaciones, producto de las crecientes del lago de Texcoco. A principios del siglo XVII, se vio la gran necesidad de encontrar una solución permanente al problema de las inundaciones en la Ciudad de México. Para esto se estudiaron varios proyectos y propuestas, de los cuales fue elegido el del cosmógrafo Enrico Martínez, quien proponía la construcción de un túnel al norte de la cuenca, pasando cerca del poblado de Huehueteca, para llevar el agua de la cuenca de México, al río Tula. Enrico Martínez pretendía desecar los lagos a través de esta magna obra, pero las autoridades, únicamente decidieron desviar el río Cuautitlán, que para entonces era el río más caudaloso. Enrico Martínez dedicó más de 29 años a esta obra, pero esta no fue concluida sino hasta el año de 1789. Durante este periodo la ciudad sufrió de incontables inundaciones, pero a pesar de eso, los lagos continuaron su lento retroceso y dotaron a la ciudad de nuevas tierras fértiles. Universidad Nacional Autónoma de México (2019).

Con el establecimiento de la nueva nación en 1821, las obras hidráulicas en la cuenca continuaron, se construyeron canales y diques para la protección de la

ciudad contra las inundaciones. De estas obras, las más sobresalientes fueron las construidas durante el porfiriato, el Gran Canal y el Túnel de Tequixquiac (Figura 33.5). Estas dos magnas obras, pretendían salvar de una vez por todas a la ciudad de las constantes inundaciones, pero tras el constante crecimiento de la ciudad, pronto fueron insuficientes.

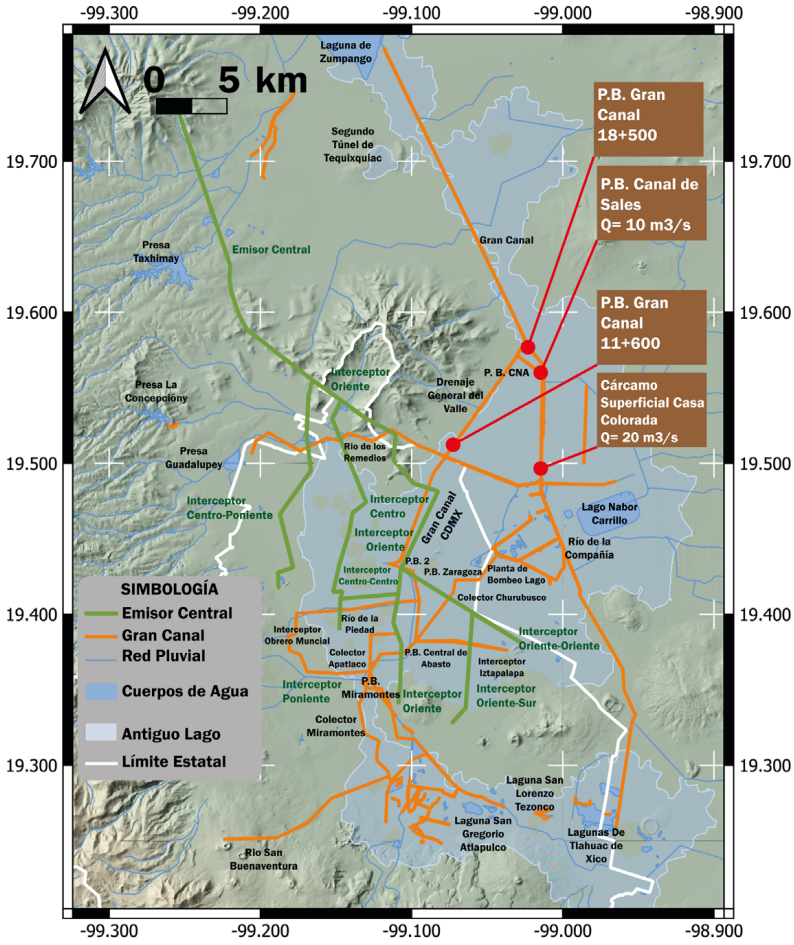


Figura 33.5. Plano que muestra el sistema de desagüe general de la cuenca (Departamento del Distrito Federal, 1975).

Posteriormente, se construyó un segundo túnel de Tequixquiac en 1954 y en 1965 se pretendió, como en el porfiriato, dar una solución final al problema de las inundaciones en la ciudad, con la construcción del drenaje profundo. La lucha contra el agua no ha terminado y se construyó un nuevo túnel de desagüe que pretende, como en épocas anteriores, eliminar el peligro de las inundaciones en la Ciudad de México.

33.4.2 Estado del Arte

Desde la época de la Colonia, ya se bosqueja un reconocimiento geológico, no sólo de la cuenca, sino de todo el país; y aunque estos reconocimientos iniciales no se hicieron de manera rigurosa, ni estandarizada, marca un hito en la investigación de la cuenca.

Las primeras descripciones geológicas fueron realizadas por el Real Seminario de Minería, donde destacan escritos que describen el relleno sedimentario y las estructuras volcánicas del denominado Valle de México (Ordoñez, 1891). Posteriormente se tienen los documentos donde se describe el basamento de la Cuenca (Fries, 1960).

Las primeras historias sobre el origen de la Cuenca de México se dieron durante los años 70, donde buscaban relacionar la geología de la zona, con los procesos tectónicos y volcánicos ocurridos, buscando así definir un hilo conector que describiera el origen y desarrollo de la Cuenca de México, impulsado por las obras ingenieriles que se habían desarrollado en el país en la década previa, como el sistema de transporte colectivo metro, entre algunas otras (Mooser, 1975).

Tras el terremoto del 19 de septiembre de 1985, los trabajos por conocer el subsuelo fueron exhaustivos, derivando en la realización de una serie de estudios geofísicos, como el estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México (Pérez-Cruz, 1988) o la perforación de una serie de pozos profundos a lo largo de la cuenca, que sirvieron para correlación permitiendo realizar un análisis estratigráfico y estructural con el fin de proponer la evolución geológica de la cuenca (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Desde el siglo pasado se ha buscado escribir una historia geológica convincente de la cuenca, que considere los principales procesos geológicos y tectónicos que se han dado a lo largo del tiempo, teniendo como objetivo el uso consciente de los recursos, así como el establecimiento de leyes y normas para la construcción y el aprovechamiento del suelo sin poner en riesgo a la sociedad.

A inicios del siglo XX, se propuso una actualización a los modelos geológicos establecidos de la Cuenca de México (Mooser y Molina, 1993); posteriormente, en la segunda década del siglo mencionado, se estableció formalmente el límite noreste de la cuenca como un sistema de horst y graben (Palomo *et al.*, 2018).

A partir de estos escritos y desde la información disponible, se pudo establecer un punto de partida para afinar las correlaciones, mediante procesos detallados de datación geocronológica con métodos modernos, como los que se encuentran en diversas publicaciones hechas por (De Cserna *et al.*, 1988); (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989); (Siebe, 2004); (García-Palomo *et al.*, 2002, 2008); (Morán-Zenteno *et al.*, 2004); (Arce *et al.*, 2019); (Córdova, 2022); entre otros.

33.5 Desarrollo

33.5.1 Tipo de cuenca

Dado que la cuenca de México tiene una historia basta, con una tectónica dinámica y, por ende, actividad volcánica constante, que se produjo durante la transición del Pleistoceno-Holoceno superior, la cual ha sido el principal proceso geológico que la ha modelado. Esta cuenca, ubicada en la zona central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), se ha bordeado por sierras compuestas de productos magmáticos.

Cuando la actividad cesa, los edificios volcánicos que han emergido principalmente en zonas de debilidad en la corteza, principalmente fallas, tienden a hundirse debido a arreglos isostáticos, generando subsidencia y fracturándose escalonadamente; mientras esta se va extendiendo, formando fallas normales que al combinarse forman grabens o semigrabens y horst (Smith, 1988).

Los últimos pulsos magmáticos dados en el Pleistoceno, a través de grandes fracturamientos que cruzaban de E-W, generaron una gran cantidad de conos que caracterizan a la Sierra de Chichinautzin que va desde el Ajusco, hasta la Sierra Nevada, y que la consolidaron como una cuenca endorreica (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989); estos pulsos magmáticos del Sistema Chichinautzin que iniciaron hace aproximadamente 1.2 Ma modificaron o bloquearon

los cauces de algunos Paleo-ríos: El Rosal, Magdalena, Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes, lo cual produjo el cierre y consolidación de la cuenca hace aproximadamente 2,000 años (Córdova *et al.*, 2022).

De estos ríos, algunos desaparecieron por completo, como en el caso de los paleo-ríos Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes. El cauce de otros paleo-ríos fueron desviados, como en el caso del Magdalena y El Rosal que ahora forman parte del río Magdalena (Sandoval-García *et al.*, 2024).

Debajo de la zona urbana, se encuentran depósitos lacustres, bajo estos, se tienen grandes secuencias volcánicas y vulcanoclásticas; en su basamento, están los restos del Mar Mexicano, compuestos por secuencias carbonatadas y terrígenas del Cretácico (Pérez-Cruz, 1988).

Es debido a estos procesos magmáticos, a la posición geográfica y a su contexto geológico en la que se encuentra, que la Cuenca de México puede clasificarse como una cuenca de intra-arco, que se caracteriza por albergar una gruesa sección de sedimentos volcánicos, vulcanoclásticos, y secuencias lacustres.

33.5.2 Descripción de la cuenca

El relleno de la cuenca tiene dos grandes componentes, las que son producto de la actividad volcánica y las que se formaron por el depósito sedimentario o vulcanosedimentario.

Hacia el SE, está delimitada por los altibajos de la Sierra Nevada, comprendida por los estratovolcanes: Popocatépetl, Iztaccíhuatl, Telapón y Tláloc, cuyos flancos caen hacia el valle de Puebla, con una orientación Norte-Sur. Los volcanes Tlaloc y Telapón, de composición andesítica-riolítica, son los más antiguos, con actividad que data de hace 1.8 y 1.4 Ma, respectivamente (Macias *et al.*, 2012). Por su parte, el Iztaccíhuatl, con una firma andesítica-dacítica, ha tenido actividad que se registra entre 1.1 y 0.4 Ma (Macias *et al.*, 2012). Finalmente, el Popocatépetl, también constituido por una composición andesítica-dacítica, inició su actividad hace aproximadamente 0.33 Ma (Sosa-Ceballos *et al.*, 2015).

En la zona sur, la Sierra Chichinautzin, delimita la cuenca mediante una serie de volcanes alineados de composición andesítica-basáltica, prácticamente en dirección E-W, siguiendo el límite geográfico de la Ciudad de México (CDMX) con el Estado de Morelos, límite dado por los volcanes mismos. Las edades de estos volcanes van desde 1.2 Ma hasta los 1,700 años (Arce *et al.*, 2013; Siebe, 2000). Este sistema es catalogado como el más joven en el área y es el proceso causante de la conformación de los límites de la cuenca tal como los conocemos, convirtiéndose en una cuenca endorreica.

Al SW, se tiene una serie de cumbres de composición dacítico-andesítica, tales como la serranía de Las Cruces, Monte Alto, y Monte Bajo, siguiendo una tendencia que va del SE al NE (García-Palomo *et al.*, 2008). Esta cadena de cumbres se extiende más allá de la cuenca misma y el agua que sobre ella escurre o se infiltra, fluye hacia el Valle de Toluca o hacia la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. Así mismo, esta serranía se ve bifurcada en dos fracciones importantes, las cuales se dirigen hacia el interior de la cuenca: la Sierra de Guadalupe y Tepotzotlán. Al Norte, la cuenca se ve delimitada por el extenso campo volcánico Apan-Tezontepec (Arce *et al.*, 2013; García-Palomo *et al.*, 2002).

Al interior de la cuenca, también se tienen pequeños volcanes, producto de pulsos magmáticos de composición andesítica-basáltica, tales como los pequeños montes de Chapultepec, Peñón de los Baños, Peñón del Marqués o Xocotitlán; además de complejos de volcanes como la cadena de Santa Catarina o los volcanes de Tlalmanalco (Arce *et al.*, 2013; Siebe, 2000).

Dentro de la cuenca, aquello que en algún momento fueron grandes lagos, hoy se ve conformado por sedimentos lacustres, carbonatos y capas de material volcánico sobre la que se asienta una gran urbe.

Muchos ríos que han sido entubados y otros que han desaparecido, se encuentran dispersos a lo largo de la cuenca, pues ésta, es una cuenca endorreica, es decir, toda el agua que capta desemboca en lagos. Para la cuenca, algunos de estos arroyos que descendían de las sierras rumbo al lago, son: Chalco, Xochimilco y Texcoco en la fracción sur; San Cristóbal, Xaltocan y Zumpango, en el sector norte (Martínez-Abarca, 2023).

33.5.3 Sedimentología y Estratigrafía

La columna estratigráfica de la Cuenca de México se muestra en la Figura 33.6, donde se describen diez unidades principales, distribuidas a lo largo de distintos períodos geológicos, desde el Cretácico hasta el Holoceno.

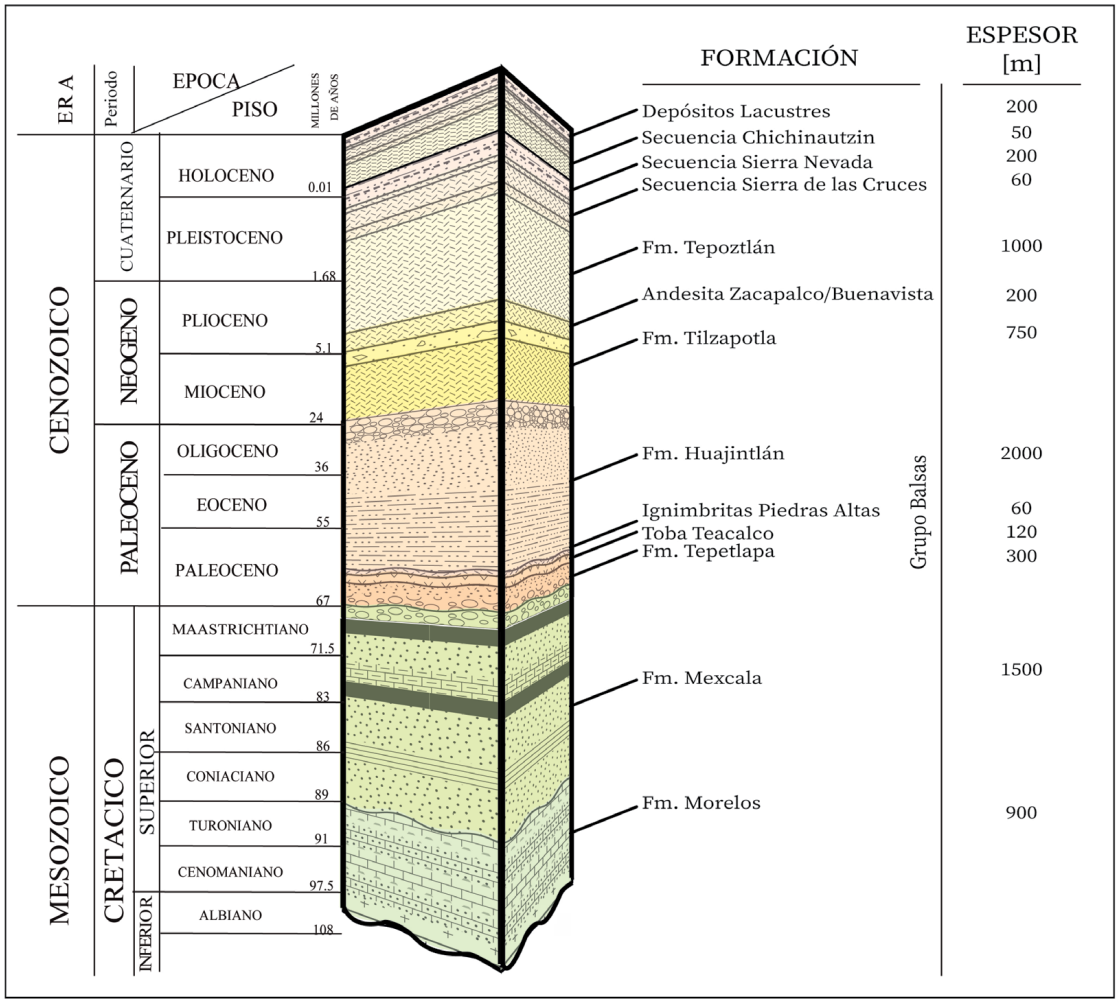


Figura 33.6. Secuencia litoestratigráfica y sus respectivos espesores, representativa de la Cuenca de México. (Modificada de: Fries, 1960; Zamudio-Ángeles, 2005; Morán-Zenteno *et al.*, 2007; Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

La Formación Morelos es el basamento de la cuenca, con edad del Albiano Medio al Turoniano Temprano; consecuente, se tiene a la Formación Mexcala, del Turoniano al Maastrichtiano.

Durante el Paleógeno tenemos al Grupo Balsas, cuyas unidades estratigráficas y formaciones se extienden desde el Paleoceno hasta el Eoceno. Sobreyaciendo al Grupo Balsas encontraremos a los productos magmáticos del Eoceno Tardío y Oligoceno, comenzando por la Formación Tilzapotla, seguido por la Andesita Zacapalco.

En el Neógeno, el Mioceno Inferior se ve caracterizado por lavas andesíticas y andesitas basálticas que se emplazaron en la Cuenca de México, con un vulcanismo que ocurrió desde hace 24.05 y hasta hace 18.4 Ma, representados por la Formación Tepoztlán.

Para el Plioceno-Holoceno ocurrieron tres episodios magmáticos principales: La Secuencia Sierra de las Cruces con vulcanismo de entre 3,7 y 0,4 Ma; la Secuencia Sierra Nevada que muestra actividad desde hace 1.8 Ma; la Secuencia Chichinautzin, con edades que oscilan entre 1,2 Ma y los 7.600 años.

Finalmente, tras el cierre de la cuenca se ha dejado un importante registro de depósitos lacustres, pertenecientes al Holoceno.

Cretácico

Se tiene evidencia de secuencias estratigráficas correspondientes a dos formaciones:

1. Formación Morelos. Aflora en los estados de México, Morelos, Puebla, Oaxaca y noreste de Guerrero, las que conforman el basamento de la Cuenca, de edad Albiano Medio y el Turoniano Temprano (Fries,1960). Se trata de una secuencia de calizas, dolomías con nódulos y fragmentos de pedernal, con la presencia de fósiles silicificados.
   En su porción más antigua se tienen reportes de anhidritas laminadas de color variable entre gris oscuro y blanco, así como estratos delgados de calizas que se van engrosando hacia la cima; de entre 10 y 60 cm de espesor, así como una granulometría correspondiente con arenas y ocasional presencia de arcillas (García-Díaz, 2004). La unidad presenta cuatro facies

características: Coquinas de Orbitolina; conglomerados de caliza; arrecifes de rudistas y ostras; y *mudstone* limoso de miliólidos; en conjunto, esta unidad estratigráfica tiene espesores de hasta 900 m y se ha localizado en los pozos exploratorios Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 a profundidades de 2,060 y 2,160 m, con espesores correspondientes de 410 y 650 m, respectivamente (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Johnson, 1990). Se sugiere que estos paquetes carbonatados corresponden a un ambiente marino somero, en donde el depósito se dio sobre una plataforma interna semi-restringida con aguas cálidas y bien oxigenadas, así como con el desarrollo arrecifal de manera esparcida. (Zamudio-Ángeles, 2005).

2. La Formación Mexcala se encuentra distribuida principalmente por la ciudad de Cuernavaca en Morelos, Chilpancingo y Taxco, en Guerrero, pero también aflora en los estados de Hidalgo, Estado de México, el occidente de Puebla y Oaxaca, (Fries, 1960). Su edad va del Turoniano al Maastrichtiano teniendo un espesor aproximado de 1,500 m (Bohnenberger, 1955, citado en Fries, 1960). En el pozo Mixhuca-1, la formación fue localizada a profundidades entre 1,720 y 1,850 m (Vázquez-Sánchez y Jaimes- Palomera, 1989). Litológicamente, la unidad se encuentra compuesta por sucesiones interestratificadas de areniscas, limolitas y lutitas calcáreas, además, se tiene la presencia de escasas calizas, conglomerados y estratos carbonosos (Guerrero- Suastegui, 2004). En la base de la formación, se encuentran estratos de areniscas calcáreas laminadas, cuyo espesor oscila entre los 10 y 20 cm y presencia de abundante materia carbonosa. Sobre estas, se tienen capas interestratificadas de lutitas y limolitas calcáreas; su cima se compone de aportes de arenas líticas y conglomerados finos donde aparecen rizaduras y marcas de oleaje. En la cima también se tiene la presencia de minerales de origen ígneo, que se hacen más abundantes en los conglomerados. La unidad se originó en un ambiente de depósito característico de un mar epipelágico en condiciones de profundidad moderada, baja energía y temperaturas frías (Zamudio- Ángeles, 2005).

Paleógeno

La unidad estratigráfica de este periodo es el denominado Grupo Balsas, que se compone de una sucesión de depósitos continentales, que se encuentran sobreyaciendo de manera discordante a las rocas cretácicas y subyaciendo a los sedimentos vulcano-clásticos pertenecientes al Eoceno Tardío (Morán-Zenteno *et al.*, 2007). Es una sucesión de depósitos terrestres compuestos por conglomerados, areniscas, limolitas y calizas lacustres, así como depósitos volcánicos de ignimbritas silícicas y flujos andesíticos que afloran en los estados de Guerrero, Estado de México, Michoacán y Morelos (Fries, 1960).

Dada la complejidad del grupo, se ha decidido resumirlo en la Tabla 33. 1, que correlaciona todas aquellas formaciones que la conforman, describiendo sus principales características.

Tabla 33.1. Miembros y Formaciones del Grupo Balsas.
Tabla basada en: (Morán-Zenteno *et al.,* 2007).

		Origen		Descripción	Espesor [m]
PALEÓGENO		Sedimentario	Volcánico/Intrusivo		
	Eoceno	Fm. Huajintlán		Conglomerado mal ordenado, dominado por fragmentos de caliza, seguido de arenisca y fragmentos volcánicos. Clastos de hasta 50 cm de diámetro.	300
			Ignimbrita Piedras Altas	Ignimbrita no soldada o ligeramente soldada, que comprende a dos capas de ceniza. El flujo inferior es de color rosado y se encuentra ligeramente soldado, mientras que el superior es blancuzco y no soldado.	120
			Toba Teacalco	Toba soldada cristalina vítrea con granate, sanidino, biotita y plagioclasas; pómez y limolitas soportadas en una matriz desvitrificada.	60
		Fm. Tepetlapa.		Sucesión de limolitas, areniscas y conglomerados soportados por matriz. Presentan geometrías laminares y lenticulares.	2000

A finales del Paleógeno, se tienen dos secuencias principales:

1. Formación Tilzapotla, con afloramientos en los poblados Tilzapotla, Tequesquitengo y Amacuzac. Datada por métodos radiométricos con edades de 26.5 Ma, correspondiendo al Oligoceno (Arce *et al.*, 2013). Litológicamente se compone de material tobáceo vítreo con cuarzo y plagioclasas microcristalinas; contiene esferulitas y óxidos de hierro y circones (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Por sus composiciones, se han descrito tres facies: a) Intra-caldera: Dominada por depósitos de tobas soldadas de composición dacítica y secundada por flujos piroclásticos difusos con espesores de hasta 600 m. b) Extra-caldera: se caracteriza por contener fragmentos de calizas y rocas volcánicas soportados por matriz con espesores de hasta 50 m. c) Brechas de colapso: se compone de brechas intercaladas con ignimbritas con espesores mayores a 100 m. Estos emplazamientos volcánicos se dieron a partir del colapso de la caldera de Tilzapotla y posteriormente, se modelaron y añadieron tobas, producto de la dinámica fluvial, dominada por la morfología de la zona (Morán-Zenteno *et al.*, 2004).
2. Andesita Zacapalco/Buenavista, se extiende hacia el oriente, cercana al poblado de Tilzapotla y hacia el sur, cercana a Iguala y Huitzuco (De Cserna & Fries., 1981), constituida de lavas y brechas de composición andesítica, que conforme se acercan a la cima evolucionan a composición riolítica. Por sus relaciones estratigráficas se interpreta que se formó durante el Oligoceno tardío.

Neógeno

El Mioceno Inferior se ve caracterizado por lavas andesíticas y andesitas basálticas que se emplazaron en la Cuenca de México, con un vulcanismo que ocurrió desde hace 24.05 y hasta hace 18.4 Ma, identificadas en los pozos Copilco-1, Mixhuca-1, San Lorenzo Tezonco y Texcoco-1. Este evento se asocia cronológicamente con los primeros episodios magmáticos de la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM), representados por la Formación Tepoztlán (Lenhardt *et al.*, 2010).

La Formación Tepoztlán, aflora a 16 km al noreste de la ciudad de Cuernavaca, Morelos. Se compone de clásticos andesíticos con gradación inversa, horizontes

arenosos y sedimentos fluviales y lacustres, donde encontramos conglomerados, areniscas y lutitas (Fries, 1960). La secuencia se puede dividir en tres unidades: a) Volcanico-lahárica: interestratificación de lahares andesíticos, tobas, brechas de cenizas y líticos. b) Fluvio lahárica: depósitos fluviales, lahares y conglomerados mal seleccionados. c) Lahárica- volcánica: tobas y depósitos fluviales, con lentes de conglomerados polimícticos, asociados a material tobáceo-andesítico. Los espesores de esta formación rondan los 200 m, cerca del poblado de San Andrés y de 1,000 m en las porciones más cercanas a Tepoztlán (Haro-Strop, 1985).

Plioceno-Holoceno

Los eventos del Plio-Cuaternario incluyen lavas de composición diversa, que abarcan desde andesita-basáltica hasta dacita, así como ignimbritas, conglomerados y brechas volcánicas provenientes de las Sierras Chichinautzin, Las Cruces y Nevada (Macías *et al.*, 2012). Estos materiales, con edades comprendidas entre 5 y 0.5 Ma, han sido documentados en los pozos Copilco-1 y San Lorenzo Tezonco (Arce *et al.*, 2013).

En el Plioceno ocurrieron tres episodios magmáticos principales, seguido de otro de relativa calma; estos procesos son:

a) La Secuencia Sierra de las Cruces, la cual abarca 11 km de longitud y se encuentra orientada NW-SE y se compone por 9 volcanes de composición dacítico-andesítica: La Catedral, La Bufa, Iturbide, San Miguel, Ajusco, La Corona, Chimalpa, Salazar, y Zempoala (García-Palomo *et al.*, 2008). Cada estructura volcánica ha producido flujos de lava y domos que construyeron las partes más altas de estas estructuras, mientras que los depósitos piroclásticos, intercalados con depósitos de lahares y avalanchas de escombros, constituyen la porción inferior del relieve (morfología en abanico) que rodea los edificios volcánicos (Arce *et al.*, 2008). Las rocas del volcán La Catedral son las más antiguas, oscilando los 3.7 Ma (García-Palomo, 2008). Por su parte, en la porción sur, los volcanes La Corona y Zempoala,

se caracterizan por ser los más jóvenes del complejo, con edades entre 1.1 y 0.4 Ma. (Aguirre-Díaz *et al.*, 2006).

b) La Secuencia Sierra Nevada delimita en la porción sureste a la Cuenca de México y se encuentra orientada Norte-Sur, además, se compone de 4 estratovolcanes: Tlaloc y Telapón, de composición andesítica-riolítica, e Iztaccíhuatl y Popocatépetl, de composición andesítica-dacítica. (Macias *et al.*, 2012). Los dos primeros son los volcanes más antiguos, con actividad que data hace 1.8 y 1.4 Ma, respectivamente. Mientras que, para el Iztaccíhuatl se tiene registro de su actividad, que oscila entre 1.1 y 0.4 Ma . (Macias *et al.*, 2012). El Popocatépetl, tiene registro de que su actividad inició hace aproximadamente, 0.33 Ma (Sosa-Ceballos *et al.*, 2015) y es un volcán activo. En la porción oriental de la Cuenca se tienen avalanchas de escombros, cuyos aportes han sido identificados en el centro de la Ciudad de México (Lozano-García & Ortega- Guerrero, 1998; Siebe *et al.*, 2017).

c) El pulso magmático que generó a la extensa Secuencia Chichinautzin, se cataloga como el pulso más joven del entorno de la Cuenca y es el responsable de más de 200 estructuras volcánicas monogenéticas, con edades que van desde los 1.2 Ma, hasta los 7,600 años (Arce *et al.*, 2013; Siebe, 2000). Gracias a su composición, andesítica- basáltica, así como a las edades que comprenden, han podido correlacionarse una serie de estructuras volcánicas que se encuentran dispersas en la Cuenca de México y asociarse con la Secuencia Chichinautzin, tales como el cerro de La Estrella o la pequeña Sierra de Santa Catarina, por mencionar algunos.

Es debido a este extenso evento volcánico que la Cuenca de México se ve consolidada, pues los ríos que fluían hacia Morelos y hacia el sur de la cuenca, se ven bloqueados por estos nuevos pulsos magmáticos, dando paso a la creación de una cuenca endorreica, debido al arreglo morfoestructural dado por los volcanes. Estos paleo-ríos: El Rosal, Magdalena, Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes fueron modificados o bloqueados, lo cual produjo el cierre y consolidación de la cuenca hace aproximadamente 2,000 años (Córdova, 2022).

d) El último proceso corresponde con depósitos de sedimentos lacustres; en una cuenca sedimentaria que recibió en su interior el drenaje de las lluvias, distribuyendo el agua en lo que fueron 5 grandes lagos: Xaltocan, Texcoco, Xochimilco, Chalco y Zumpango (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera,

1989). Los grandes valles, se fueron rellenando por depósitos clásticos de arrastre, producto de la erosión de los grandes abanicos aluviales procedentes de las secuencias volcánicas que bordean a la cuenca, así mismo, se fueron rellenando de depósitos aluviales en la periferia y depósitos lacustres hacia el centro de cada lago, además de presentar intercalaciones de piroclásticos, que indican actividad magmática contemporánea al relleno lacustre. Dada la morfología de la cuenca y su topografía tan variada, el relleno de cuenca no tiene un espesor constante, pues en sus sectores centrales, llega a alcanzar hasta 400 m, mientras que en la zona de mesetas es hasta de 200 m (Pérez-Cruz, 1988).

Los datos paleontológicos y las edades de los núcleos profundos de Texcoco-1 y San Lorenzo Tezonco, indican que los depósitos lacustres de la subcuenca de Chalco- Xochimilco son más antiguos que los de la cuenca del lago de Texcoco, cuencas separadas por la Sierra de Santa Catarina y el sistema volcánico Cerro de la Estrella- Cerro de Chimalhuacán. Mientras que la Sierra de Santa Catarina se formó junto con las lavas de Chichinautzin, el sistema volcánico Cerro de la Estrella-Cerro de Chimalhuacán es más antiguo, lo que sugiere que la cuenca de Texcoco pudo haber existido como una cuenca fluvio-lacustre con drenaje hacia Chalco, que tras la formación de la Sierra de Santa Catarina, causó la acumulación de sedimentos en la cuenca del lago de Texcoco. (Córdova, 2022).

Dentro de este conjunto litológico, en el relleno lacustre, es posible encontrar grandes tesoros arqueológicos y también, se tiene registro de biota: paleontológica, palinológica y paleobotánica muy bien preservada, tales como osamentas de mamuts, semillas, mazorcas de los cultivos prehispánicos, e inclusive, en el año 2023 se hicieron descubrimientos de huevos de flamenco, preservados en depósitos lacustres en el área del Aeropuerto Internacional Felipe Ángeles, que datan de hace 8,000 años (Cruz *et al.*, 2023). También se tienen registros de camellos, caballos, mastodontes, venados, dientes de sable, lobos, gonfoterios, gliptodontes, bisontes, osos e inclusive leones del Pleistoceno (Morett *et al.*, 1998; Arroyo-Cabrales *et al.*, 2010).

33.5.4 Geología Estructural

La Cuenca de México, representa por sí sola un arreglo morfoestructural a partir de las serranías de carácter volcánico. Estas estructuras, se ven emplazadas paralelamente sobre fallamientos y fracturamientos previos, que permitieron el ascenso de magmas desde sus cámaras, y posteriormente ascendiendo para lograr su emplazamiento y formar volcanes monogenéticos y estratovolcanes (Suter *et al.*, 1991; Mooser y Molina,1993). Las principales estructuras son pliegues, fallas y fracturas que presentan las siguientes características generales:

a) Pliegues. En las capas mesozoicas se tiene presencia de una serie de pliegues simétricos y recostados al oriente y poniente, con extensiones de entre 3 y 4 km entre cresta y cresta, producto de la deformación que dio origen a la Sierra Madre Oriental (Fries, 1960).

b) Fallas y fracturas. En el subsuelo de la Cuenca de México, tiene una composición conformada por una serie de horst y graben, lo que explica las lineaciones de algunos de los productos magmáticos. Cabe destacar que aquellos rasgos estructurales representados mediante grandes conjuntos de fallas, sin embargo, son visibles y con mayor proporción de estudio, aquellos que se encuentran en la porción Occidental, ya que, en la Oriental, debido a que el material volcánico es relativamente joven, muchas estructuras han sido cubiertas (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005) (Figura 33.7).

En el subsuelo, tan solo en los pozos exploratorios Mixhuca-1 y Copilco-1 se identificó, una falla normal que atraviesa las columnas litológicas desde el basamento hasta los depósitos Miocénicos (García-Díaz., 2004; Pérez-Cruz., 1988). Esta falla identificada y paralela al sistema de fallas de Jojutla-Cañón de Lobos, en Morelos, es contemporánea con los primeros depósitos del Grupo Balsas y coincidente con el presunto fin de la Orogenia Mexicana, dado en el Mioceno Temprano.

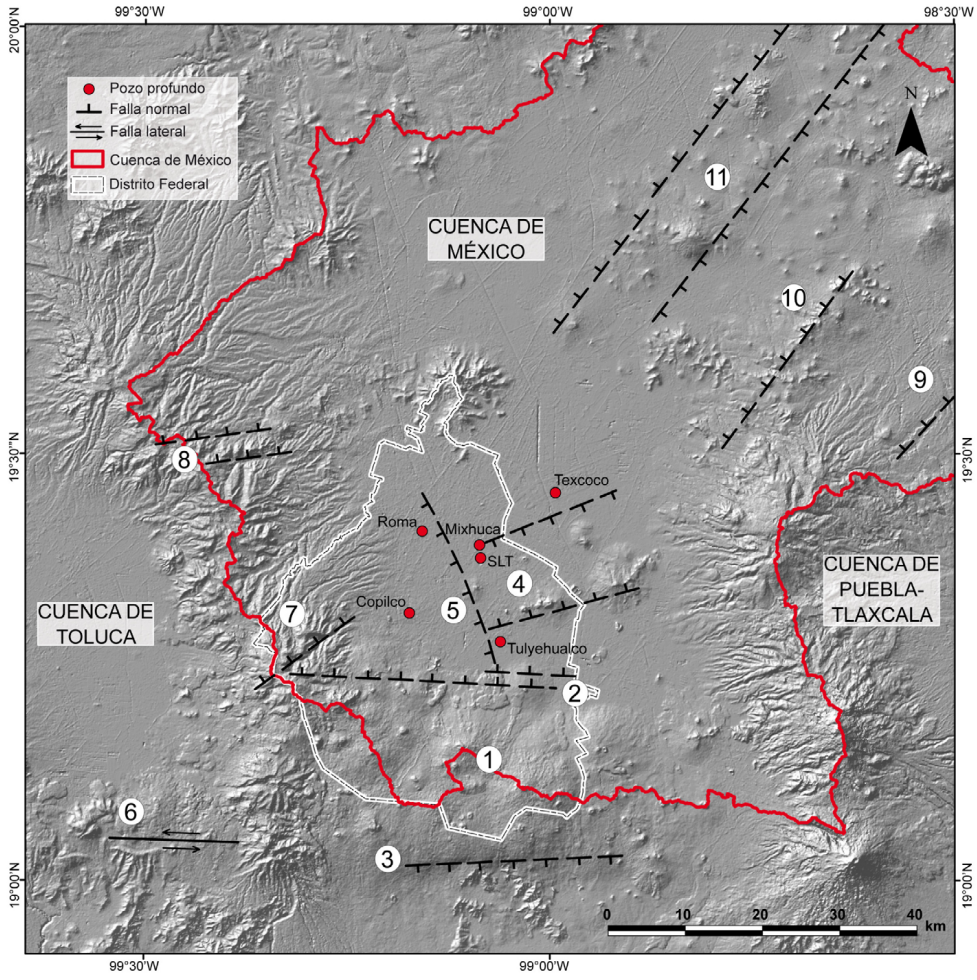


Figura 33.7. Ubicación de pozos profundos y sistemas de fallas de la Cuenca de México (Tomado de González-Torres *et al.*, 2015).

Los principales sistemas de fallas son:

1. Fallas NNW-SSE: Corresponde con el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende, que es el más antiguo, ya que ocurrió durante el Oligoceno-Mioceno, y ha sido reactivado en la fase de extensión cortical. Este sistema incluye la falla normal Mixhuca, que con su orientación Noroeste-Sureste, forma parte de un graben que dio origen a la Sierra de las Cruces. Esta falla junto con otra paralela es también responsable de la formación de la fosa Roma (graben), ubicada al oeste de la falla (Pérez-Cruz, 1988).
2. Fallas ENE-WSW: Este sistema, representado por lineamientos paralelos a la Sierra de Santa Catarina, ha sido identificado gracias a la variación

en la profundidad del contacto entre rocas calcáreas del Cretácico y rocas volcánicas del Cenozoico. Dentro de este sistema se encuentra el graben de Santa Catarina, formada por dos fallas normales con orientación ENE-WSW. La importancia de este sistema fue determinada mediante estudios en pozos profundos perforados al norte y sur de la Sierra de Santa Catarina, pozo Mixhuca y San Lorenzo Tezonco (Arce *et al.*, 2013).

3. Fallas E-W: El sistema Tenango-La Pera, es el de mayor desplazamiento, se compone de diversas fallas, como la falla Xochimilco y la falla La Pera, al sur de la Sierra Chichinautzin. Estas fallas presentan un desplazamiento significativo y son observables en imágenes satelitales, generando lineamientos claros (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

Como parte de la interpretación sísmica de reflexión, se encontraron una serie de fallas con desplazamiento de hasta 90 m que cortan la porción superior de la secuencia y cruzan desde el viaducto Río de la Piedad, hasta la Colonia Morelos, sobre el paleo-lago de Texcoco, formando el graben Tenochtitlán. Esta serie de fallas también incluyen algunas que cruzan en la parte sur del aeropuerto y a la Calzada Ignacio Zaragoza con saltos aproximados de 20 m (Pérez-Cruz, 1988).

Finalmente se han descrito una serie de fallas que logran cortar a toda la secuencia litológica de la Cuenca de México, éstas se encuentran localizadas alrededor del cerro de la Estrella y del Peñón de los Baños, y tienen origen a partir de movimientos corticales por los cuales se ha movilizado el material fundido que dio origen a dichas estructuras (Pérez-Cruz, 1988).

Recientemente, el Instituto de Ingeniería de la UNAM, analizando información sismológica, satelital y el patrón de daños soportan la propuesta de la presencia de una falla ubicada en el poniente del Anillo Periférico que pasa por avenida Revolución de la CDMX, con una expresión superficial de una longitud cercana a los 2 km, la cual, se le ha asociado con la actividad sísmica de los meses de diciembre de 2023 a febrero de 2024. Los resultados preliminares que se presentan requieren, sin duda, de una serie de exploraciones para determinar la estructura geológica y geofísica de la zona, y de ser necesario, estimar la magnitud potencial de la falla o segmentos de falla presente en los alrededores.

De acuerdo con el Instituto de Ingeniería, tomado del Servicio Sismológico Nacional, los microsismos de diciembre de 2023 a febrero de 2024, como se les ha denominado a los sismos de baja magnitud en el poniente de la capital, tienen profundidades menores a 1.4 km y han ocurrido en las demarcaciones territoriales Magdalena Contreras y Álvaro Obregón.

33.5.5 Evolución Geológica

Desde el punto de vista de la Cuenca, el desarrollo de la corteza mexicana y su evolución a través de los últimos 230 Ma (Triásico al Reciente), se observa en la Figura 33.8. Suponiendo que la corteza terrestre en la región sur de México es diferente al resto de la masa continental, se infiere una antigua geosotura que separa a ambas regiones. Posteriormente en el Jurásico se desarrolla un vulcanismo que afecta el centro y poniente de la porción sur de México, también durante el Jurásico, se tiene la apertura del Golfo de México al norte de Veracruz. Este proceso tensional y de hinchamiento con hundimiento central, dirigido al SW, se le adjudica la creación de fracturamientos profundos paralelos, genéticamente ligados a él y subsecuentemente por conexión con la antigua geosotura, la formación de un proto-eje volcánico; la apertura del Golfo de México, indica un quiebre en el centro de México. La misma apertura puede haber ejercido un esfuerzo de cuña en la porción del Istmo. (Santoyo *et al.*, 2005).

A principios de Paleógeno, la cubierta de sedimentos mesozoicos depositados sobre la corteza tiene un movimiento al noreste, creando los pliegues laramídicos (55-65 Ma), proceso que culmina en la creación de la Sierra Madre Oriental. Posteriormente la subducción de la Placa Farallón bajo la Norteamericana, produce en el Oligoceno las vulcanitas ácidas de la Sierra Madre Occidental. Al trasladarse la subducción a la Trinchera de Acapulco, se desplazó la porción de Centroamérica al oriente, para el Mioceno Inferior, empujando la masa de Oaxaca hacia el norte, produciendo una cabalgadura y el anticlinal, creando los pliegues oaxaqueños. Simultáneamente al oriente, la masa de Chiapas fue empujada al norte comprimiendo sus sedimentos, formando cabalgaduras y pliegues de fondo, creando los pliegues de la Sierra de Chiapas. Para finalizar este evento tectónico ocurrió la separación de Baja California del continente por *rift* (Santoyo *et al.*, 2005).

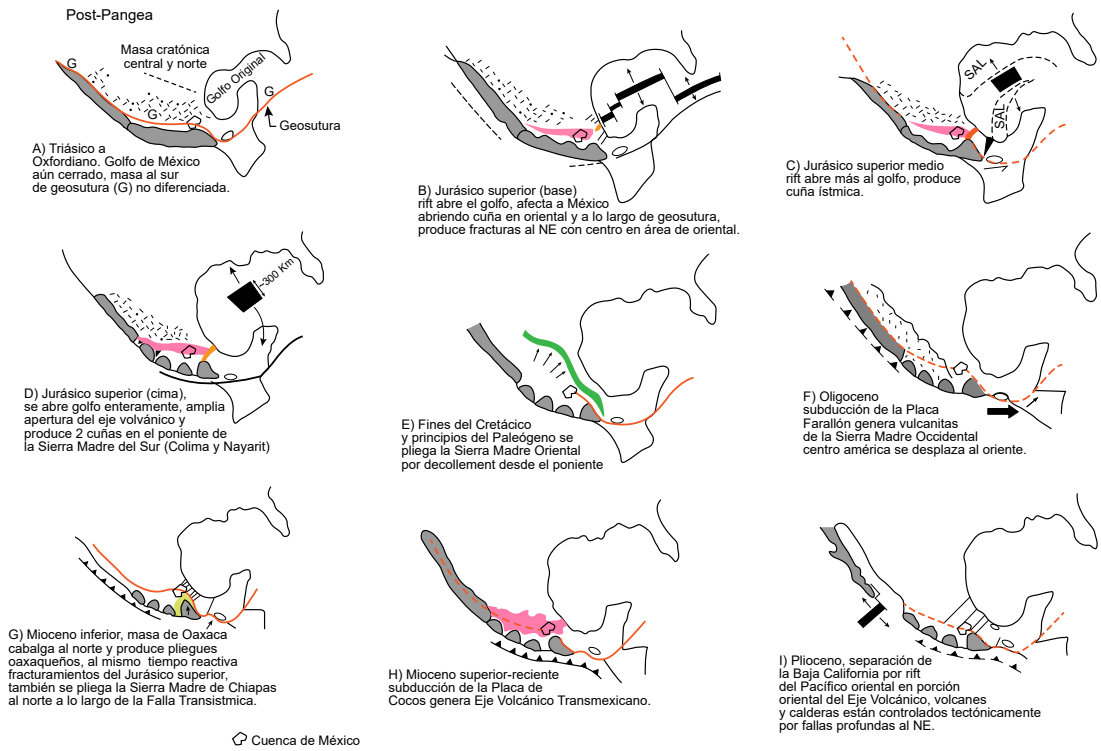


Figura 33.8. Desarrollo de México desde el Triásico al Cuaternario. Modificada de (Santoyo *et al.*, 2005).

En el año de 1968, se perforó el primer pozo exploratorio en la Cuenca de México, el Pozo Texcoco-1, ubicado al NE del Estado de México, con el fin de explorar el subsuelo para la búsqueda de nuevos recursos hídricos que pudiesen abastecer a la cuenca de sus necesidades.

Posteriormente, en la década de los 80's, la Ciudad de México fue escenario de una importante campaña de perforaciones profundas, derivada del sismo del 19 de septiembre de 1985, cuyo objetivo principal era estudiar la geología a mayor profundidad de la Cuenca de México. Estos pozos profundos, fueron distribuidos estratégicamente en la Ciudad de México: Colonia Roma, en la Zona Centro; Copilco, al sur; Tulyehualco al Sureste; y Mixhuca al Noreste, realizados con el fin de obtener información detallada sobre la composición del subsuelo, la historia volcánica y sedimentaria de la región, y sus implicaciones geológicas, incluyendo la evaluación de riesgos sísmicos y volcánicos (Figura 33.9).

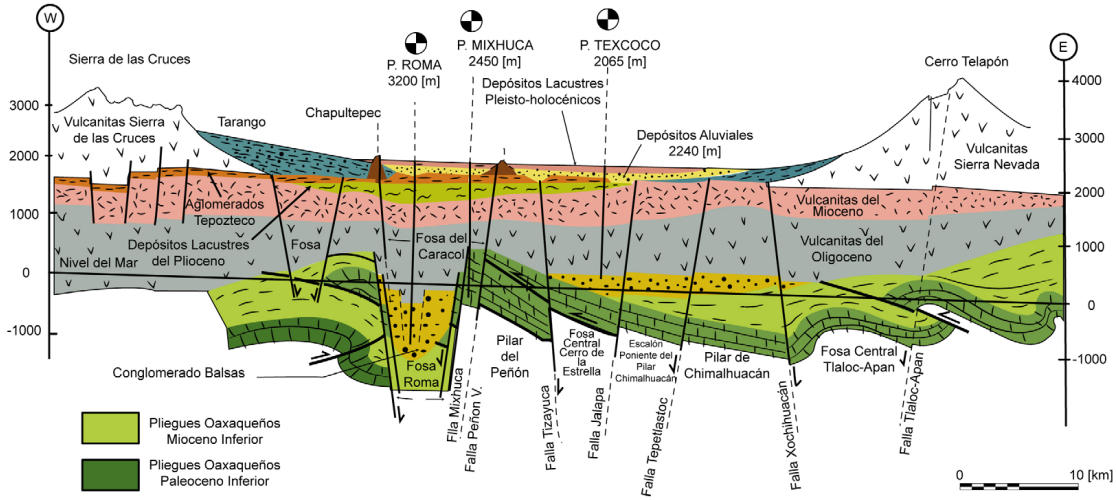


Figura 33.9. Sección Geológica poniente-oriente de la Cuenca, tomada de (Santoyo *et al.*, 2005).

Finalmente, entre los años de 2011 y 2012 se perforó el Pozo San Lorenzo Tezonco, ubicado al Sur del Pozo Mixhuca, con el objetivo de caracterizar formaciones hidrogeológicas profundas en la cuenca y conocer el potencial para extraer agua de ellas.

La evolución geológica de la Cuenca de México, desde el Cretácico hasta la actualidad, se pueden describir debido a la información obtenida de la perforación de esta serie de pozos profundos, distribuidos a lo largo y ancho de la cuenca (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) (Figura 33.10).

En conjunto, estos seis pozos profundos perforados en la Ciudad de México brindaron una visión detallada del subsuelo de la cuenca, revelando una rica historia geológica que abarca desde el Cretácico hasta el Holoceno. Los datos obtenidos fueron esenciales para mejorar el conocimiento sobre la evolución volcánica y sedimentaria de la región, así como para evaluar los riesgos geológicos a los que está expuesta la Ciudad de México. Estos estudios se convirtieron en una herramienta fundamental para la planificación urbana y la mitigación de desastres, y siguen siendo una referencia clave en la comprensión del subsuelo.

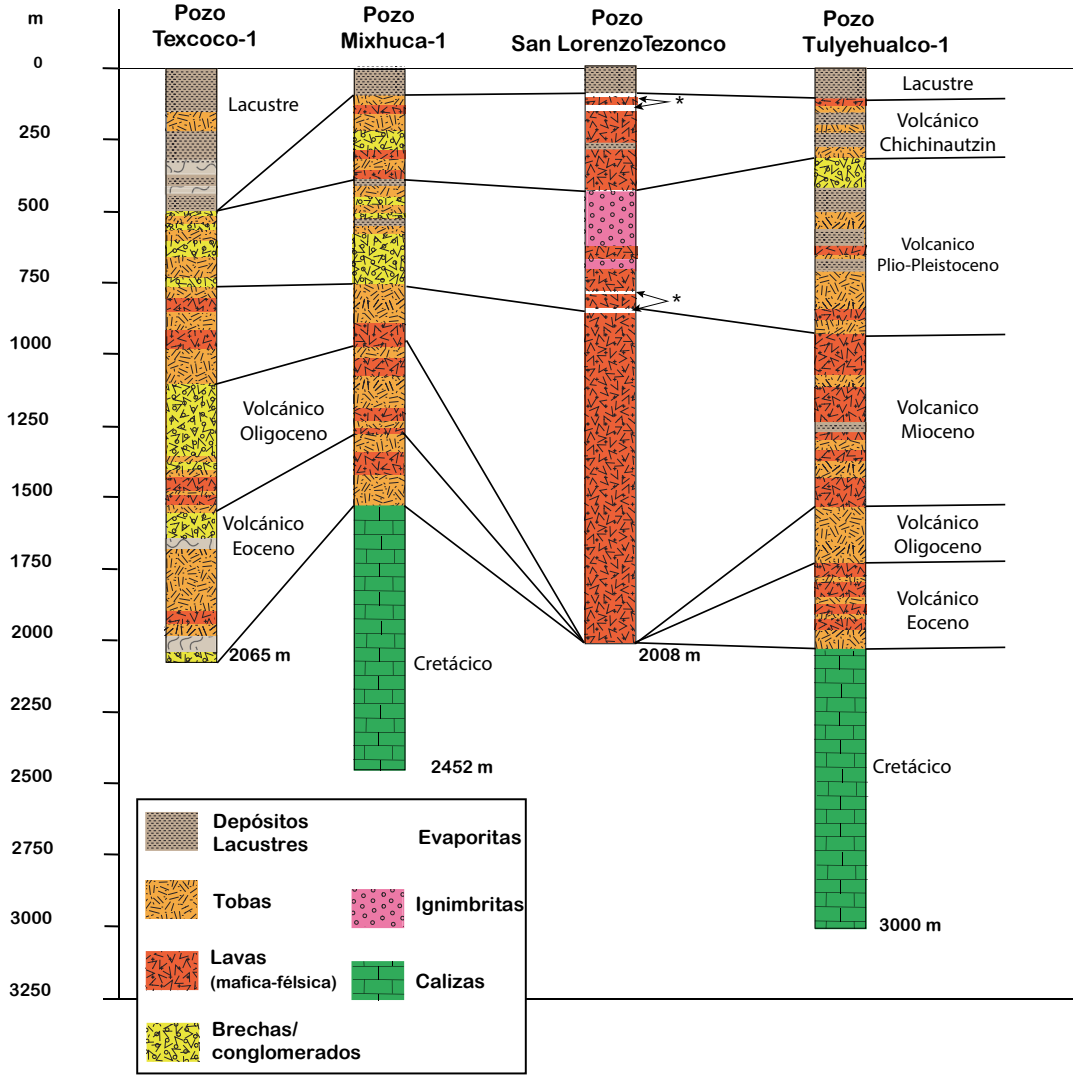


Figura 33.10. Columna estratigráfica de 6 pozos profundos de la Cuenca de México (Modificada de González-Torres *et al.*, 2015, citado en Córdova, 2022).

Durante el Cretácico, la región que hoy comprende la Cuenca de México estaba dominada por un ambiente marino somero. En este periodo, el territorio se encontraba

sumergido bajo un mar poco profundo que formaba parte del Mar de Tethys. La sedimentación marina provocó la acumulación de extensas capas de calizas y capas de yeso, materiales que han sido cortados en los pozos exploratorios Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (Pérez-Cruz, 1988).

Con el final del Cretácico y el inicio del Paleógeno, la cuenca experimentó significativos cambios tectónicos, pues ocurrió un repentino cambio en el proceso de subducción en el Pacífico, una verticalización de la placa provocado por una desaceleración en la placa Farallón, un Roll-back, donde las rocas formadas en mares epipelágicos, tuvieron un proceso de deformación con un significativo acortamiento, dando como resultado el Orógeno Mexicano, conformado de pliegues y cabalgaduras en la cobertura sedimentaria, sin llegar a afectar a la corteza terrestre (Orógeno del Piel Delgada) (Fitz- Díaz *et al.*, 2018).

Durante el Eoceno, se depositaron conglomerados calcáreos que pertenecen al Grupo Balsas. Estos conglomerados se depositaron sobre el basamento calcáreo y fueron acompañados por actividad volcánica que continuó en el Eoceno-Oligoceno, marcando el inicio de una fase de intensa actividad volcánica en la región.

Durante el Mioceno ocurrió la actividad volcánica asociada con la FVTM. Los depósitos volcánicos están ampliamente distribuidos en la Sierra de Guadalupe y en los alrededores de Tepoztlán, Morelos. Los volcanes de esta época contribuyeron significativamente a la configuración topográfica de la cuenca, formando altos topográficos, muestreados a partir de los pozos Copilco-1, Mixhuca-1, San Lorenzo Tezonco y Texcoco-1 (Pérez-Cruz, 1988).

Durante el Plioceno y el Holoceno, la actividad volcánica continuó con la emisión de lavas y flujos piroclásticos que cubrieron gran parte de las rocas miocénicas (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). En esta fase, se formaron montañas como la Sierra de las Cruces, la Sierra Nevada y la Sierra Chichinautzin, que rodean a la cuenca y que han sido muestreadas en los pozos Copilco-1 y San Lorenzo Tezonco.

La red de valles sepultados que se han detectado debajo de la planicie lacustre (Mooser y Molina, 1993), drenaban al sur y existieron antes de que se formara la Sierra de Chichinautzin, fue formada por erosión de los abanicos volcánicos antiguos de las sierras, en el relleno clástico del Tepozteco, así como en depósitos aluviales antiguos. Esta red de valles conforma dos sistemas, uno menos que desemboca en el área de Cuautla y el otro al de Cuernavaca. Los valles fueron

rellenados por depósitos aluviales en el centro de la cuenca y por depósitos aluviales y lacustres en el sur, durante los últimos 600,000 años. Los sedimentos lacustres arcillosos fueron extendiéndose desde el pie del Chichinautzin hacía cada vez más al norte, hasta invadir finalmente el espacio limitado por Huehuetoca y los Reyes Xoloc en la zona centro-norte de la cuenca. Dentro del área de la ciudad los valles sepultados alcanzan alrededor de 400 m de profundidad.

El relleno Cuaternario está conformado por arcillas superiores, capa dura, arcillas inferiores consolidadas y depósitos profundos, conocida en los primeros 150 m, la mecánica de suelos y de la ingeniería sísmica para el área de la Ciudad de México, es extensa y compleja, y se desarrolla solamente en esta porción del subsuelo. Los edificios, o se cimientan en pilotes de fricción dentro de las arcillas superiores para hundirse simultáneamente con ellas, o se desplantan sobre la capa dura para no hundirse, o de ser muy pesados, se apoyan en los depósitos profundos. Además, una cimentación a cierta profundidad también resulta necesaria para evadir las extraordinarias amplificaciones de la intensidad sísmica que se desarrollan en las capas muy blandas de las arcillas superficiales (Singh *et al.*, 1988).

El conocimiento con mayor detalle incluye cenizas volcánicas y capas de pómez producidas por los volcanes, en general la secuencia está conformada por depósitos lacustres arcillosos y arcillo-arenosos, originados en un gran lago formado por la cadena volcánica Chichinautzin, generada en los últimos 600,000 años. El polvo transportado por las tolvaneras consiste en vidrio pumítico muy fino meteorizado, se deposita en el lago central, en donde se hidrata en un ambiente a menudo alcalino para formar una arcilla compresible, con elevado contenido de agua. (Santoyo *et al.*, 2005).

Zonificación geotécnica

Marsal y Mazari en 1959 dieron a conocer la zonificación de los suelos del Valle de México. Diez años después en la Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Resén-diz *et al.* (1970) actualizaron dicha información, incorporando sondeos realizados por varias empresas geotécnicas. Posteriormente la información se actualizó

nuevamente en un simposio sobre El Subsuelo y la Ingeniería de Cimentaciones en el Área Urbana del Valle de México (Del Castillo, 1978). Esta información se incorporó a las Normas Técnicas para el Diseño de Cimentaciones del Reglamento de Construcciones. Los planos de zonificación se han actualizado abarcando áreas que no se incluían de acuerdo con el crecimiento de la ciudad.

Como lo define la Gaceta Oficial de la Ciudad de México (2017), en el artículo 170 del capítulo VIII del Título sexto del Reglamento, para fines de la Norma Técnica complementaria sobre criterios y acciones para el diseño estructural de las edificaciones, la Ciudad de México se divide en tres zonas (Figura 33.11).

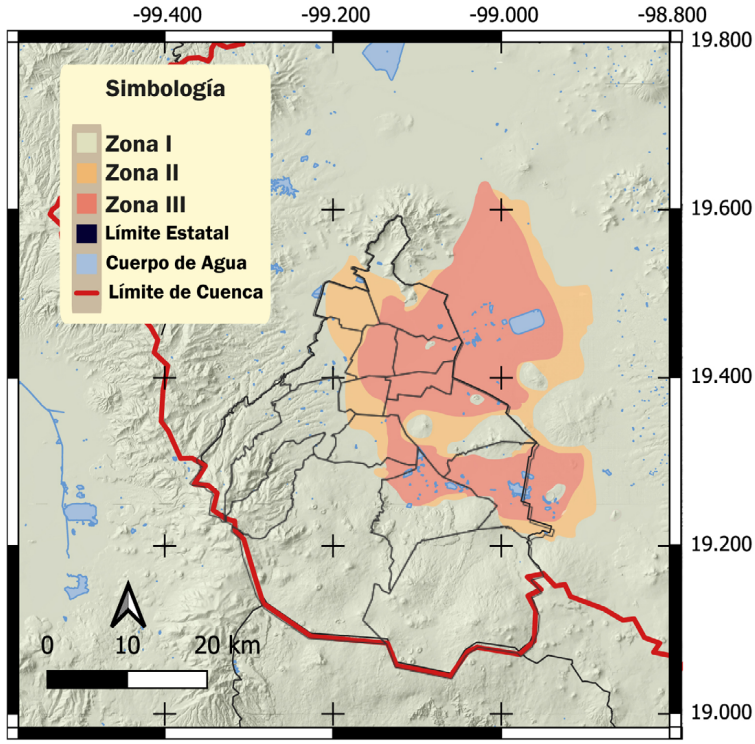


Figura 33.11. Zonificación geotécnica. Modificada de la (Gaceta Oficial de la Ciudad de México, 2017).

Zona I. Lomas, formadas por rocas o suelos generalmente firmes que fueron depositados fuera del ambiente lacustre, pero en los que pueden existir, superficialmente o intercalados, depósitos arenosos en estado suelto o cohesivos relativamente blandos. En esta zona, es frecuente la presencia de oquedades naturales en roca, tales como tubos lávicos en los flujos de lava ocurridos al sur

de la ciudad; así como cavernas y galerías excavadas en suelos para explotar minas de arena, principalmente en los lomeríos del poniente de la ciudad, en la Sierra de Santa Catarina y en el Cerro de La Estrella, así como rellenos artificiales no controlados.

Zona II. Transición, en la que, superficialmente, pueden existir rellenos antrópicos y suelos afectados por secado solar de espesores variables desde unos centímetros hasta varios metros y, posteriormente, un depósito constituido predominantemente por estratos de arcilla lacustre intercalados con capas de arena limosa compacta, arena limpia o limos arenosos, con un espesor máximo del depósito de 20 m. A mayor profundidad, se presentan depósitos aluvio o fluvio-lacustres más competentes. En esta zona pueden encontrarse diferentes anomalías estratigráficas como: corrientes lávicas superficiales o intercaladas entre los depósitos arcillosos, oquedades naturales o antrópicas, abanicos o conos aluviales con boleos, zonas de agrietamiento, galerías de minas, rellenos no controlados, cimentaciones enterradas y terrenos contaminados.

Zona III. Lacustre, integrada por potentes depósitos de arcilla lacustre altamente compresible, separados por capas arenosas, medianamente compactas a muy compactas, con contenido diverso de ceniza volcánica, limo o arcilla, y de espesor variable de centímetros a varios metros. Los depósitos lacustres suelen estar cubiertos superficialmente por suelos aluviales, materiales desecados y rellenos antrópicos de espesores variables desde unos centímetros hasta varios metros. El espesor de este conjunto puede ser superior a 50 m.

33.5.6 Modelo de Cuenca

La cuenca de México tiene una forma aproximadamente ovalada, aunque irregular debido a las sierras y cadenas montañosas que la rodean, como la Sierra Nevada al este, la Sierra de las Cruces al oeste, la Sierra de Guadalupe al norte y la Sierra del Ajusco al sur. Se encuentra en un arco magmático de 1,000 km de extensión y ronda los 80 km de anchura; es resultado de la subducción de la placa de Cocos y Rivera, bajo la placa Norteamericana; esta dinámica permitió la formación de una gran faja volcánica que recorre al país de Este a Oeste (Pardo y Suárez., 1995).

Además, puede considerarse una cuenca de intra-arco debido a su ubicación dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, una zona de intensa actividad volcánica, lo que ha permitido la acumulación de sedimentos volcánicos y fluviales, características comunes en este tipo de cuencas. La Figura 33.12, muestra la ubicación de la Cuenca de México en la FVTM, además en el acercamiento realizado, puede apreciarse el sistema de lagos que alguna vez existieron en la cuenca.

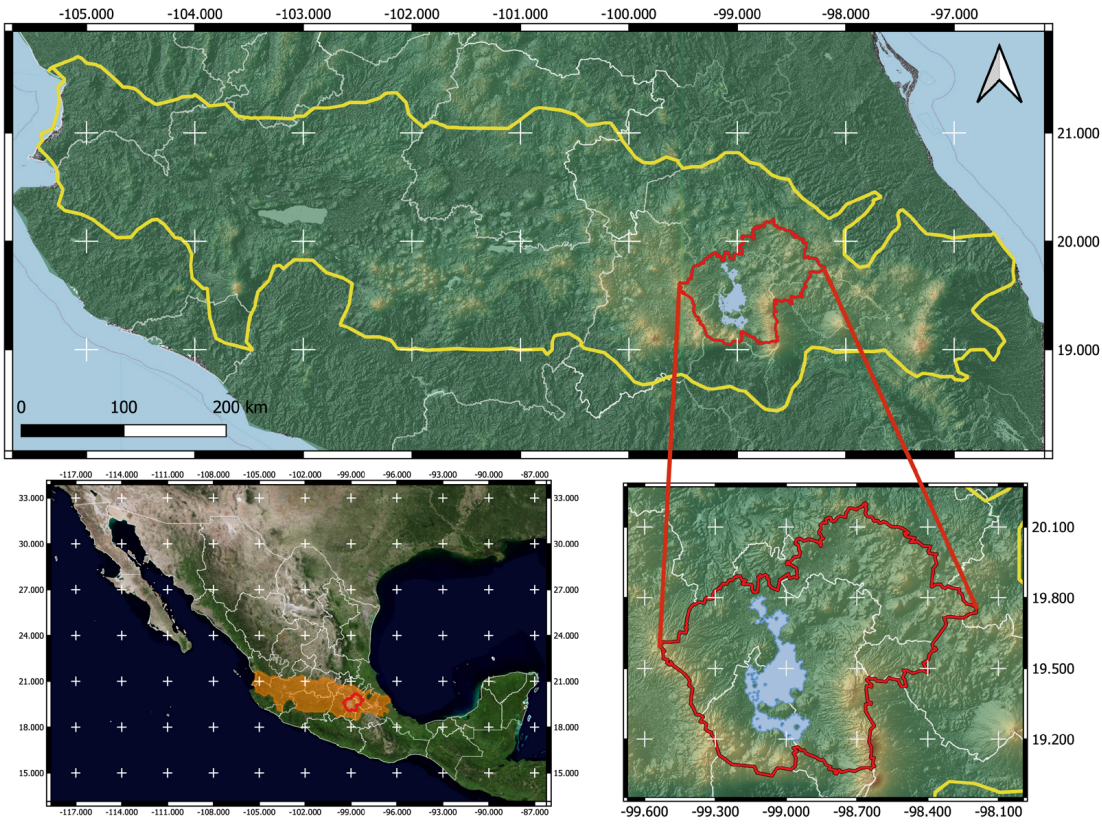


Figura 33.12. Ubicación de la Cuenca de México en la FVTM. (Modificado de González-Torres *et al.*, 2015).

Las unidades geológicas de la Cuenca de México se observan en la Figura 33.13, donde se puede apreciar la distribución de las secuencias que afloran, en su mayoría ígneas, y que se ven coronadas con el emplazamiento de los depósitos lacustres, representados en color amarillo claro.

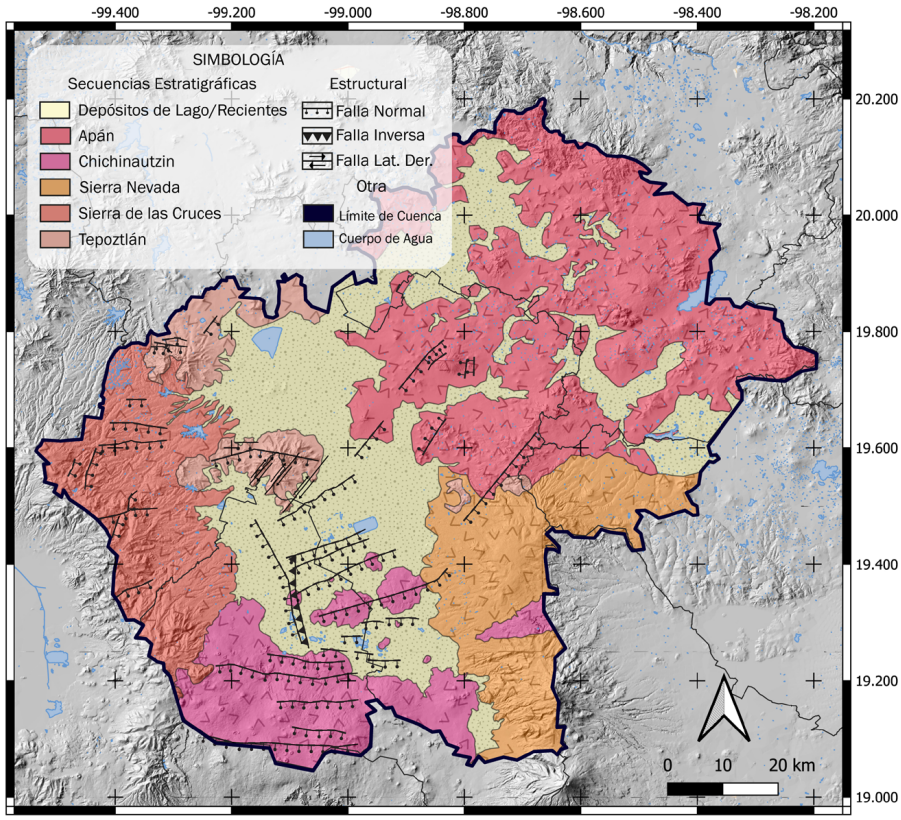


Figura 33.13. Mapa Geológico de la Cuenca de México. (Modificada de: Mooser *et al.*, 2000; Arce *et al.*, 2019; Observatorio Interactivo de Hundimiento y Fracturamiento OIHFra, 2022).

Durante la época prehispánica, la cuenca era endorreica, con 48 ríos que descendían de las montañas y alimentaban grandes zonas lacustres. A pesar de ser una cuenca endorreica, el agua disminuyó por causas naturales como la erupción de la Sierra Chichinautzin, que causó fracturas por donde el agua comenzó a filtrarse hacia el sur. Además, algunos efectos macrosísmicos permitieron la filtración de agua, lo que extendió el lago hacia el norte. Hoy en día, en ausencia de un gran cauce, se cuenta con una serie de ríos que descienden de la Sierra Nevada, como el Río de la Compañía y el Río de los Remedios. Otros ríos drenan las sierras de las Cruces de Monte Alto y Monte Bajo, como el Río Magdalena y el Río de La Piedad, que hoy son conductos de aguas negras. El Río de la Concepción, que originalmente abastecía al Lago de Zumpango, es otro de estos cauces. La Figura 33.14 muestra los elementos morfológicos y geológicos de la cuenca, visto desde la Sierra Chichinautzin, donde se pueden apreciar las 12 serranías que delimitan a la Cuenca, así como algunos de los volcanes monogenéticos que

se formaron en su interior. En la Figura 33.15, se muestra la base de una sección esquemática que cruza perpendicularmente algunos de los sistemas de fallas que bordean a la cuenca y un acercamiento al depósito de evaporación solar "El Caracol" donde se aprecia la correlación de una serie de pozos, mostrando el centro de la cuenca (Carranza-Edwards, 2018).

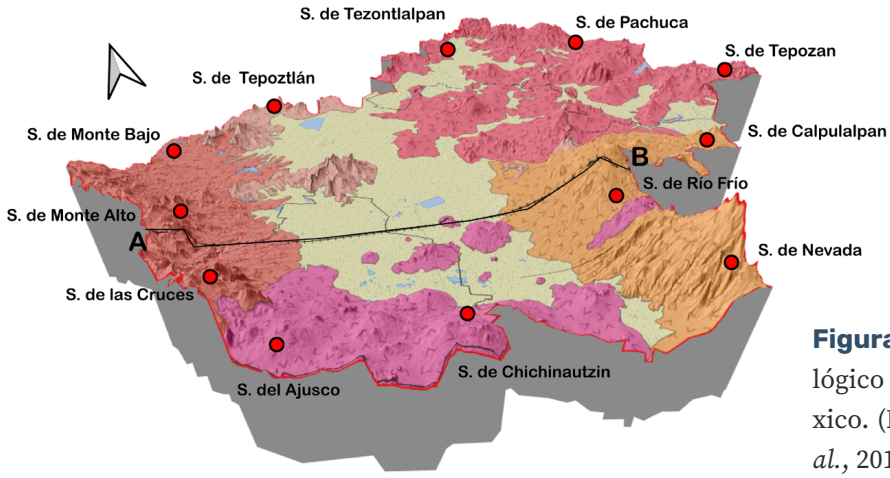


Figura 33.14. Modelo Geológico de la Cuenca de México. (Modificado de Arce *et al.*, 2019; OIHFra, 2022).

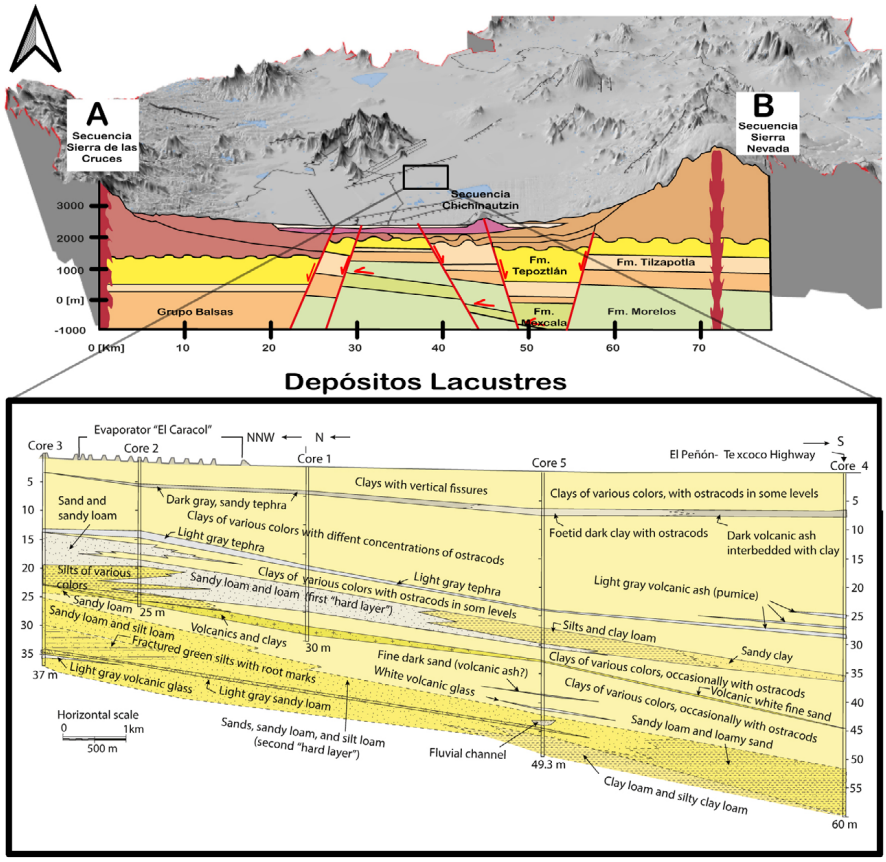


Figura 33.15. Sección esquemática con acercamiento al relleno lacustre. (Modelo de elaboración propia; Sección modificada de Arce *et al.*, 2019; Sección de depósitos lacustres modificada de Carranza-Edwards, 2018).

33.6 Consideraciones económicas y Riesgos Geológicos

El hecho de que en la cuenca habite cerca del 20 % de la población, genera intrínsecamente una preocupación respecto a las oportunidades económicas que se tienen a partir del uso del suelo y sus recursos del subsuelo.

La Cuenca de México cuenta con fértiles suelos, los cuales han sido aprovechados a lo largo de la historia por sus habitantes, inclusive hasta el día de hoy, donde en algunas zonas de la Ciudad de México, como Xochimilco, se sigue sembrando maíz, caña, chiles, y una selección de leguminosas bastante amplia, siendo esto una consideración económica de bajo alcance, pero de alta necesidad para los pobladores.

También es importante mencionar que otra oportunidad económica es la obtención de materiales para la construcción de obras civiles como tezontle, arena y grava.

Una de las aplicaciones económicas de mayor aprovechamiento es la obtención de agua potable mediante la perforación de pozos. Tan solo en la Ciudad de México al año 2024 se tienen perforados 470 pozos para agua potable (Sistema de Aguas de la Ciudad de México, 2024).

El agua, un recurso vital e insustituible, presenta numerosos retos en cuanto a su abastecimiento, localización y desecho, especialmente en las nuevas áreas urbanas. La Cuenca de México, una región con alto estrés hídrico depende de fuentes internas y externas para satisfacer la demanda de agua de sus más de 20 millones de habitantes. Aproximadamente el 65 % del suministro proviene del bombeo de acuíferos. En las últimas décadas, la extracción de agua subterránea ha superado la recarga natural, lo que ha provocado un descenso en los niveles, problemas de subsidencia, incrementando la susceptibilidad a inundaciones y dañando la infraestructura urbana, entre otras afecciones.

El propósito de los proyectos de desagüe de la Cuenca, desarrollados primero por el gobierno colonial español y luego por el estado mexicano independiente, fue proteger la zona urbana de las inundaciones. A diferencia del manejo anterior del lago por parte de los habitantes prehispánicos, esta medida buscaba

controlar el agua para permitir el desarrollo de viviendas y la agricultura. Hoy en día, la expansión urbana del área metropolitana de la Ciudad de México y sus alrededores ha ocupado gran parte de los antiguos lechos lacustres, dejando sólo restos de los antiguos lagos, en su mayoría humedales, junto con una serie de cuerpos de agua artificiales (Córdova, 2022).

La Cuenca está dividida en siete acuíferos: Chalco-Amecameca en el sureste, Zona Metropolitana de la Ciudad de México al oeste, y los acuíferos de Texcoco, Cuautitlán- Pachuca, Soltepec, Ápan y Tecocomulco en el norte y noreste (Figura 33.16).

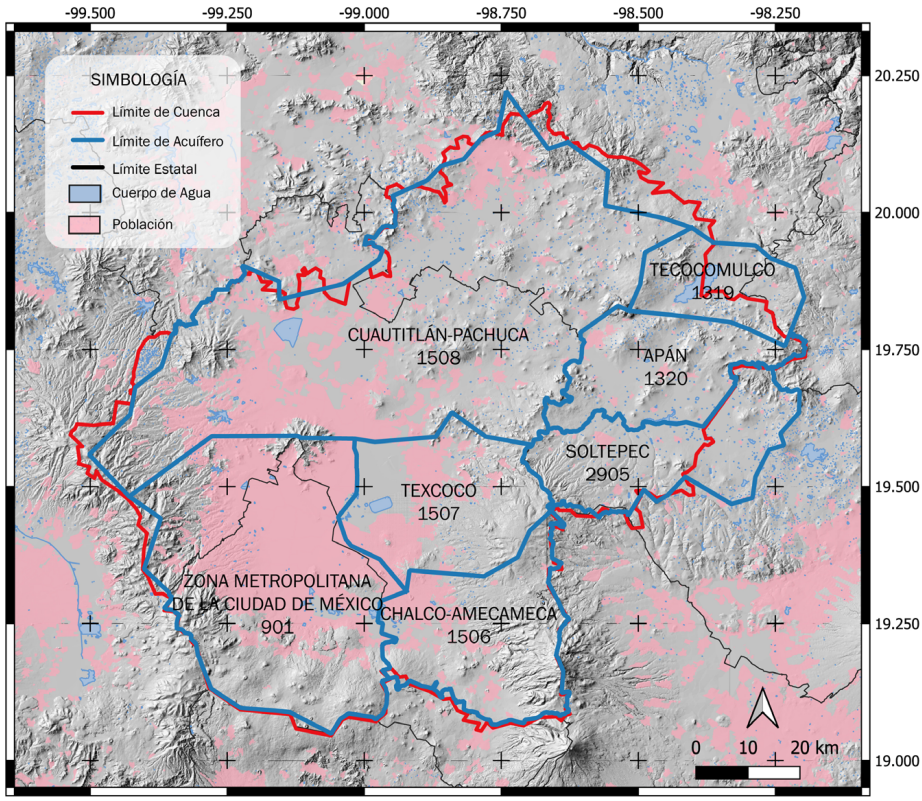


Figura 33.16. Límites de acuíferos administrativos, de la Cuenca de México. (Elaboración propia con base en la Comisión Nacional del Agua, 2024).

La Cuenca de México enfrenta una serie de riesgos geológicos que son cruciales de considerar, especialmente debido a su ubicación y las características del suelo. En primer lugar, al encontrarse suelos blandos y altamente compresibles, se amplifican las ondas sísmicas, haciendo que los terremotos sean más

destructivos en comparación con otras regiones. Además, estos suelos son propensos a hundimientos diferenciales, lo que ha llevado a la aparición de socavones y al colapso de estructuras. Otro riesgo geológico significativo es el vulcanismo, siendo el volcán Popocatépetl, el de mayor riesgo, al ser activo. Otro riesgo importante son las fallas geológicas activas que pueden provocar sismicidad y desplazamientos del terreno, afectando a las personas y a la estabilidad de las construcciones.

33.7 Conclusiones

La cuenca es una depresión cerrada de origen tectónico y volcánico, situada en la parte central del altiplano mexicano y es considerada una cuenca de intra-arco, debido a su ubicación dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, una zona de intensa actividad volcánica producto de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana. Es un área de gran importancia, tanto por su historia geológica como por ser hogar de más de 20 millones de personas; desde hace más de 500 años, ha sido un espacio vital para el desarrollo económico de México.

En el Cretácico, la región formaba parte de una cuenca oceánica, lo que permitió la sedimentación en cuencas profundas durante el Aptiano, un proceso que dio lugar a la formación de depósitos de anhidrita, característicos de la Formación Morelos, la más antigua de la región. A lo largo del tiempo, la actividad tectónica ha sido un factor determinante en la evolución de la cuenca, particularmente por el Orógeno Mexicano. Estos eventos tectónicos provocaron la aparición de fallas y estructuras que facilitaron la actividad volcánica, contribuyendo a la consolidación y relleno de la cuenca, así como a la creación de la Faja Volcánica Transmexicana.

Desde el Eoceno, al área ha sido modelada por una serie de pulsos tectónicos que dieron lugar a la formación de cadenas montañosas y sierras volcánicas, entre las que destaca la Secuencia Chichinautzin, que cerró y culminó el desarrollo de la cuenca. Hoy en día, la Cuenca de México se divide en cuatro valles principales (Valle de México, Cuautitlán-Pachuca, Apan y Tizayuca) y siete acuíferos.

Debido a su impacto en el desarrollo ambiental y social, es esencial continuar fomentando la investigación interdisciplinaria para comprender mejor los procesos geológicos, prever riesgos naturales como la actividad volcánica o las fallas tectónicas, y gestionar de manera sostenible los recursos hídricos. La colaboración entre expertos será clave para garantizar la sostenibilidad de la cuenca y su población.

33.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea cuidadosamente cada uno de los cuestionamientos siguientes y subraya la respuesta correcta.

1. Es considerado uno de los principales procesos geológicos que han modelado la Cuenca de México.

   a) Terremotos
   b) Actividad volcánica
   c) Inundaciones
   d) Colisión de masas continentales

2. Es resultado de la subducción de la placa de Cocos y Rivera, bajo la placa Norteamericana.

   a) Península de Baja California
   b) Plataforma de Yucatán
   c) Faja Volcánica Transmexicana
   d) Cratón de Norteamérica

3. Son ejemplos de volcanes monogenéticos ubicados dentro de la Cuenca

   a) Chapultepec y Peñón de los Baños
   b) Tres Vírgenes y Tepeyac
   c) Ceboruco y Paricutín
   d) Popocatépetl e Iztaccíhuatl

4. Formación que conforma el basamento de la Cuenca de México

   a) Huayacocotla
   b) Zapotitlán
   c) El Morro
   d) Morelos

5. Nombre de la Formación compuesta por sucesiones interestratificadas de areniscas, limolitas y lutitas calcáreas y representan parte del proceso de acreción del sur de México

   a) Mexcala
   b) Cañón de Caballeros
   c) San Juan Raya
   d) Huizachal

6. Edad de la Formación Tilzapotla, según las dataciones radiométricas

   a) 155 Ma
   b) 73.5 Ma
   c) 26.5 Ma
   d) 92 Ma

7. Sucesión de edad Paleógeno, conformada por limolitas, areniscas y conglomerados soportados por matriz, cuyo espesor es cercano a los 2,000 m

a) Formación Huajintlán
b) Andesita Buenavista
c) Toba Teacalco
d) Formación Tepetlapa

8. Cantidad de aparatos volcánicos que conforman a la Secuencia Sierra de la Cruces

a) 16
b) 9
c) 8
d) 2

9. Secuencia que delimita en la porción sureste a la Cuenca de México y cuya orientación es N-S

a) Sierra de las Cruces
b) Sierra de Pachuca
c) Sierra Nevada
d) Chichinautzin

10. Firma isotópica de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatépetl

a) Riolítica
b) Basáltica
c) Andesítica-Riolítica
d) Andesítica-Dacítica

11. Volcán cuya actividad inició hace aproximadamente 330,000 años

a) Popocatépetl
b) Volcán de Fuego
c) Ceboruco
d) Chichonal

12. Cuál fue el pulso magmático más joven emplazado en la Cuenca de México

a) Sierra de las Cruces
b) Sierra de Pachuca
c) Sierra Nevada
d) Secuencia Chichinautzin

13. Producto de los procesos de intemperismo y erosión de los grandes abanicos volcánicos del borde de la Cuenca

a) Depósitos lacustres
b) Materia orgánica
c) Capas de pómez
d) Evaporitas

14. Rasgos estructurales que conforman la Cuenca, sobre el que se alinean algunos pulsos magmáticos

a) Horst y Grabens
b) Cabalgaduras
c) Pliegues
d) Tobas y depósitos de cenizas

15. Nombre que reciben las porciones que contienen los cinco lagos de la Cuenca de México

a) Fosas
b) Subcuencas
c) Fallas
d) Presas

16. Principal actividad económica desarrollada en la Cuenca

a) Minería metálica y metalurgia
b) Extracción de agua y minería de materiales
c) Extracción de hidrocarburos
d) Basada en la agricultura

17. Porcentaje de suministro de agua proveniente de acuíferos

a) 70 %
b) 45 %
c) 65 %
d) 85 %

18. Principal problema causado por la extracción desmedida de agua en la Cuenca

a) Sequías
b) Incendios forestales
c) Subsidencia
d) Inundaciones

19. Algunos de los volcanes monogenéticos son explotados con este fin

a) Minería de materiales
b) Extracción de agua
c) Mayor espacio para construcción
Evitar desastres naturales

20. A qué corresponden los siguientes nombres: Chalco-Amecameca, Tecocomulco, Soltepec, Texcoco, Cuautitlán-Pachuca y Zona Metropolitana de la Ciudad de México

a) Estados de la República
b) Acuíferos
c) Sistemas de Fallas
d) Vasos reguladores

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	c)	11.	a)	16.	d)
2.	c)	7.	d)	12.	d)	17.	c)
3.	a)	8.	b)	13.	a)	18.	c)
4.	d)	9.	c)	14.	a)	19.	a)
5.	a)	10.	d)	15.	b)	20.	b)

33.9 Bibliografía

Aguirre-Díaz, G. J., López-Martínez, M., y Rendón-Márquez, G. (2006). La caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen). *Boletín de la Unión Geofísica Mexicana, 26,* 160–161.

Alaniz-Álvarez, S., y Nieto-Samaniego, Á. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, 57*(1), 65–82.

Anexo A 75. Historia de la Cuenca de México. (s.f.). Archivo PDF . UNAM. http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/132.248.52.100/353/A7.pdf? sequence=7

Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F. J., Benowitz, J., & Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Maps, 15*(2), 320–332.

Arce, J. L., Macías, R., García Palomo, A., Capra, L., Macías, J. L., Layer, P., & Rueda, H. (2008). Late Pleistocene flank collapse of Zempoala volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177*(4), 944–958.

Arroyo-Cabrales, J., Polaco, OJ, Johnson, E., y Ferrusquía-Villafranca, I. (2010). Una perspectiva sobre la biodiversidad de mamíferos y la

zoogeografía en el Pleistoceno tardío de México. *Quaternary International, 212*(2), 187-197.

Carranza-Edwards, A. (2018). Correlación litológica del subsuelo del lago de Texcoco. *Hidrobiológica, 28*(1), 93–101.

Córdova, C. E. (2022). Los lagos de la cuenca de México: dinámica de un sistema lacustre y evolución de una civilización. México. *Springer Nature. 75-95.*

Comisión Nacional del Agua (2004). Sistema Nacional de Información del Agua.

Comisión Nacional del Agua. (2024). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México (0901), 3-10.

Cruz, J. A., Moreno-Flores, O., Corona-Martínez, E., & Arroyo-Cabrales, J. (2024). The first American occurrence of Phoenicopteridae fossil egg and its palaeobiogeographical and palaeoenvironmental implications. *Historical Biology.*

De Cserna, Z., y Fries, C. (1981). Hoja Taxco 14Q-h (7) con resumen de la geología de la hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Michoacán. *Carta Geológica de México. Serie 1: 100 000.* Instituto de Geología UNAM. México.

Del Castillo, R. (1978). El Subsuelo y la Ingeniería de cimentaciones en el área urbana del Valle de México. *Simposio Internacional de Mecánica de Suelos.*

Departamento del Distrito Federal. (1975). Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal: *Historia del desagüe de la Cuenca. Vol.1*

Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews, 183,* 56–84.

Fries, C. Jr. (1960). Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región central Meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología, 60,* 236.

Garcia-Diaz, J. L. (2004). Etude Geologique de la Sierra MAdre del Sur Aux Environs de Chilpancingo et D'Olinala, Gro.: Une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique. *Géologie appliquée.* Université de Savoie. Français.

Gaceta Oficial de la Ciudad de México (2017). Normas técnicas complementarias sobre criterios y acciones para el diseño estructural de las edificaciones.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G. y Mora, J. C. (2002). Estratigrafía volcánica y evolución geológica de la región de Apan, sector centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. *Geofísica Internacional, 41,* 133–150.

García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, C., Ortega, R. y Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25,* 158–178.

González-Torres, E., Morán-Zenteno, D. J., Mori, L., & Martiny, B. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, 67*(2), 285–297.

Guerrero-Suastegui, M. (2004). Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur, with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico. Doctoral (PhD) thesis, Memorial University of Newfoundland.

Haro-Estrop, J. (1985). *Estudio sedimentológico de la porción oriental de la formación Tepoztlán, Morelos.* [Tesis de Licenciatura]. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Instituto de Ingeniería, UNAM. (2024). Sismicidad reciente en el poniente de la Ciudad de México: El segmento o falla Plateros-Mixcoac. *Gaceta marzo-abril 2024.*

Johnson, C. A., Cabral-Cano, E., Harrison, C. G. A., Barros, J. A., & Lang, H. R. (n.d.). Preliminary assessment of stratigraphy and structure, San Lucas region, Michoacan and Guerrero States, SW Mexico. *Mountain Geologist; (United States),* 28: 2-3.

Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J., & Hinderer, M. (2010). Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcaniclastic Tepoztlán Formation: Implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology, 72*(7), 817–832.

Lozano-García, M. S., & Ortega-Guerrero, B. (1998). Late quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico. Correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology, 99,* 77–93.

Macías, J. L., Arce, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., López-Pizaña, F., & Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatépetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. *GSA Field Guides, 25,* 163–193.

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

Martínez-Abarca, R. (2023). Una breve historia de la Cuenca de México. *Revista de la Academia Mexicana de Ciencias. 74*(2), 63-71.

Marsal, R. J. y Mazari, M. (1959). El subsuelo de la Ciudad de México. México: Instituto de Ingeniería, UNAM.

Morett, L.A., Arroyo-Cabrales, J. & Polaco, O. J. (1998). *Tocuila, a remarkable mammoth site in the Basin of Mexico: Current Research in the Pleistocene, 15,* 118-120.

Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., & Iriondo, A. (2004). A major caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 136,* 97-119.

Morán-Zenteno, D. J., Monter-Ramírez, A., Centeno García, E., Alba Aldave, L. A., & Solé, J. (2007). Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(1),* 68-80.

Mooser, F. (1975). Historia geológica de la cuenca de México. En Memoria de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, t. 1, 7-38.

Mooser, F. y Molina C. (1993). Nuevo modelo hidrogeológico para la cuenca de México. *Boletín del Centro de Investigación Sísmica Javier Barros Sierra, 3*(1), 68-84.

Mooser, F. (2018). *Geología del Valle de México y otras regiones del país.* Colegio de Ingenieros Civiles de México, CDMX, México.

Observatorio Interactivo de Hundimiento y Fracturamiento. (2022) https://oihfra.org/expansion-del-conocimiento/geologia-como-se-formo-la-cuenca-de-mexico/

Pardo, M. y Suárez, G. (1995). Forma de las placas subducidas de Rivera y Cocos en el sur de México: implicaciones sísmicas y tectónicas: *Journal of Geophysical Research, 100,* 12357–12373.

Pérez Cruz, Guillermo Alejandro. (1988). *Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México.* [Tesis de Maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México, Coordinación General de Estudios de Posgrado, UNAM.

Reséndiz, D., Springall, G., Rodríguez, J. M. y Esquivel, R. (1970). Información reciente sobre las características del subsuelo y la práctica de la Ingeniería de cimentaciones en la Ciudad de México. *Memorias de la V Reunión Nacional de Mecánica de Suelos.* Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, México.

Sandoval-García, M., Nieto-Torres, A., Lillian, A., Pozzo, M. del, García, M. S., & Del, M. (2024). Reconstrucción del paleo-relieve del área del Volcán Xitle (Ciudad de México) y su impacto en la trayectoria de sus derrames de lava mediante simulaciones probabilísticas. *Geofísica Internacional, 63*(4), 1241–1263.

Santoyo, E., Ovando, E., Mooser, F., y León, E. (2005). *Síntesis geotécnica de la cuenca del Valle de México.* México: TGC Geotecnia.

Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 104,* 45–64.

Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., & Bonasia, R. (2017). The ~ 23,500 y 14C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatépetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 333–334,* 66–95.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004, Edades de radiocarbono de los conos de escoria del Holoceno Pelado, Guespalapa y Chichinautzin, al sur de la Ciudad de México: implicaciones para la arqueología y riesgos futuros: *Boletín de Vulcanología, 66,* 203–225.

Singh, S. K., Mena E. & Castro R. (1988). Some aspects of the source characteristics and ground-motion amplifications in and near Mexico City. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 78.*

Smith, M. (1988). Radioactive Waste Disposal. Worl Tunnellling, Dic. 270-278

Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., & Arce, J. L. (2015). El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatépetl volcano: insights from geochronology and geochemistry. *Bulletin of Volcanology, 77*(10), 1–20.

Suter, M., Aguirre, G., Siebe, C., Quintero, O., Komorowski, J.C., Walawender, M.J., & Hanan, B.B. (1991). Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt, México. *Geological Excursions in southern California and Mexico,* 224- 243.

Universidad Nacional Autónoma de México (2019). La ciudad que secó sus lagos y hoy enfrenta la escasez de agua. Ciencia UNAM.

Vazquez-Sanchez, E., & Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional, 28*(2), 133–190.

Zamudio-Ángeles, J. D. (2005). *Análisis litoestratigráfico y biogeocronológico del Cretácico en el área de Mayanalán-Tulmán, Guerrero nororiental.* [Tesis de maestría], Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.

34 Cuenca de Veracruz

Noé Santillán Piña, Hatziry Yeyetzi Pérez Aquiahuatl y Alexandra Rodríguez Zamora

Sumario

34.1. Resumen
34.2. Abstract
34.3. Introducción
34.4. Generalidades
- 34.4.1. Ubicación
- 34.4.2. Estado del arte
- 34.4.3. Tipo de cuenca
- 34.4.4. Descripción General
- 34.4.5. Sedimentología
- 34.4.6. Estratigrafía
- 34.4.7. Geología Estructural
- 34.4.8. Evolución Geológica
- 34.4.9. Modelo sedimentario
- 34.4.10. Contenido paleontológico
- 34.4.11. Mapa Geológico de la cuenca

34.5. Consideraciones Económicas
34.6. Conclusiones
34.7. Autoevaluación
34.8. Bibliografía

34.1 Resumen

La Cuenca de Veracruz se ubica al oriente de México, ocupando en mayor parte el estado de Veracruz y en una menor proporción los estados de Puebla y Oaxaca, y extendiéndose a la actual plataforma continental del Golfo de México, cubriendo un área aproximada de 34, 825 km^2 y presentando un espesor promedio 9,000 m (Martínez *et al.*, 2006). Se encuentra limitada al norte y noreste por la Faja Volcánica Transmexicana, al oeste por el Orógeno Mexicano (Sierra de Zongolica), y al sur por la Cuenca Salina del Istmo (Prost y Aranda, 2001).

Su origen tectónico se da bajo un régimen de cuenca de antepaís (cuenca Foreland), en donde la deformación generada durante la Orogenia Laramide, producto de la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa Norteamericana, dio lugar a la formación del Orógeno Mexicano, así como la cuenca de Veracruz al este.

Durante el periodo de subsidencia fue rellenada por una serie de secuencias de rocas sedimentarias areno-arcillosas y conglomerados (Comisión Nacional de Hidrocarburos CNH, s.f.), en donde se registra una diversidad de organismos como foraminíferos (bentónicos y planctónicos), moluscos, fragmentos de corales, briozoarios, equinodermos, gasterópodos y restos de plantas, de ambientes someros (costeros y deltaicos) y profundos (batial-abisal).

La cuenca ha sido afectada por diferentes etapas de deformación, lográndose reconocer cuatro tectono-secuencias principales: a) Sinrift, b) Margen Pasiva, c) Antefosa, y d) Prearco (WEC, 2010), así como seis dominios estructurales: Homoclinal oeste, Anticlinal Loma Bonita, Sinclinal de Tlacotalpan, Alto de Anegada, Lineamiento Antón Lizardo y Reentrada de Coatzacoalcos (Jennette *et al.*, 2003).

La cuenca cuenta con una variedad de recursos naturales del subsuelo de interés económico, como son yacimientos de hidrocarburos y minerales, así como recursos hídricos que abastecen a la población y que son de utilidad para la agricultura e industria.

34.2 Abstract

The Veracruz Basin is located in the eastern part of Mexico, mostly occupying the state of Veracruz and to a lesser extent the states of Puebla and Oaxaca, extending to the current continental shelf of the Gulf of Mexico, covering an approximate area of 34,825 km^2 and having an average thickness of 9,000 m (Martínez *et al.*, 2006). It is bordered to the north and northeast by the Trans-Mexican Volcanic Belt, to the west by the Mexican Orogen (Sierra de Zongolica), and to the south by the Salina Basin of the Isthmus (Prost and Aranda, 2001).

Its tectonic origin occurs under a foreland basin regime, where the deformation generated during the Laramide Orogeny, as a result of the subduction of the Farallon Plate beneath the North American Plate, led to the formation of the Mexican Orogen and the Veracruz Basin to the east.

During the subsidence period, the basin was filled by a series of sandy-clayey sedimentary rock sequences and conglomerates (Comisión Nacional de Hidrocarburos CNH, s.f.), where a variety of organisms have been recorded, such as foraminifera (benthic and planktonic), mollusks, coral fragments, bryozoans, echinoderms, gastropods, and plant remains, from shallow (coastal and deltaic) and deep (bathyal-abyssal) environments.

The basin has been affected by different stages of deformation, with four main tectono-sequences recognized: a) Synrift, b) Passive Margin, c) Foredeep, and d) Prearc (WEC, 2010), as well as six structural domains: Western Homocline, Loma Bonita Anticline, Tlacotalpan Syncline, Anegada High, Antón Lizardo Lineament, and Coatzacoalcos Reentry (Jennette *et al.*, 2003).

The basin has a variety of natural subsurface resources of economic interest, such as hydrocarbon and mineral deposits, beside water resources that supply the population and are useful for agriculture and industry.

34.3 Introducción

La Cuenca de Veracruz, está ubicada al oriente del país, quedando comprendida principalmente en el estado de Veracruz y extendiéndose hacia el Golfo de México, en la que se depositaron más de 8, 500 m de sedimentos areno-arcillosos y conglomerados que constituyen sedimentos del Cenozoico desde el Paleoceno hasta sedimentos recientes, que fueron depositadas bajo un régimen de cuenca antepaís (Foreland) (CNH, s.f.).

La historia y desarrollo de la cuenca está relacionada con una serie de eventos que se asocian a la apertura del Golfo de México, donde ocurrió una transgresión que cubrió zonas de bajo relieve y a la Orogenia Laramide, que ocasionó deformaciones que dieron origen a los pliegues y fallas inversas (Varilla, 2008) del Orógeno Mexicano, sobre las que se depositaron las unidades del Mioceno y Plioceno con características estructurales y estratigráficas únicas, en comparación con las cuencas costeras contemporáneas del norte y oeste del Golfo de México (Jennette *et al.*, 2003).

Su historia geológica, marcada por la evolución tectónica y la sedimentación, ha dado lugar a una variedad de recursos naturales del subsuelo, como yacimientos de hidrocarburos, cuya actividad exploratoria se centran en la zona costera de la cuenca, donde se han perforado más de 900 pozos (Comisión Nacional de Hidrocarburos, s.f). Se reporta también la explotación de yacimientos minerales, así como de importantes acuíferos que abastecen a la población y que apoyan a las actividades agrícolas e industriales.

34.4 Generalidades

34.4.1 Ubicación

La cuenca de Veracruz se ubica al oriente de México, ocupando una importante área continental del estado de Veracruz y en una menor proporción de los estados de Puebla y Oaxaca, extendiéndose a la actual plataforma continental del

Golfo de México, cubriendo un área aproximada de 34, 825 km^2, incluyendo la parte marina somera (Comisión Nacional de Hidrocarburos, 2018) (Figura 34.1).

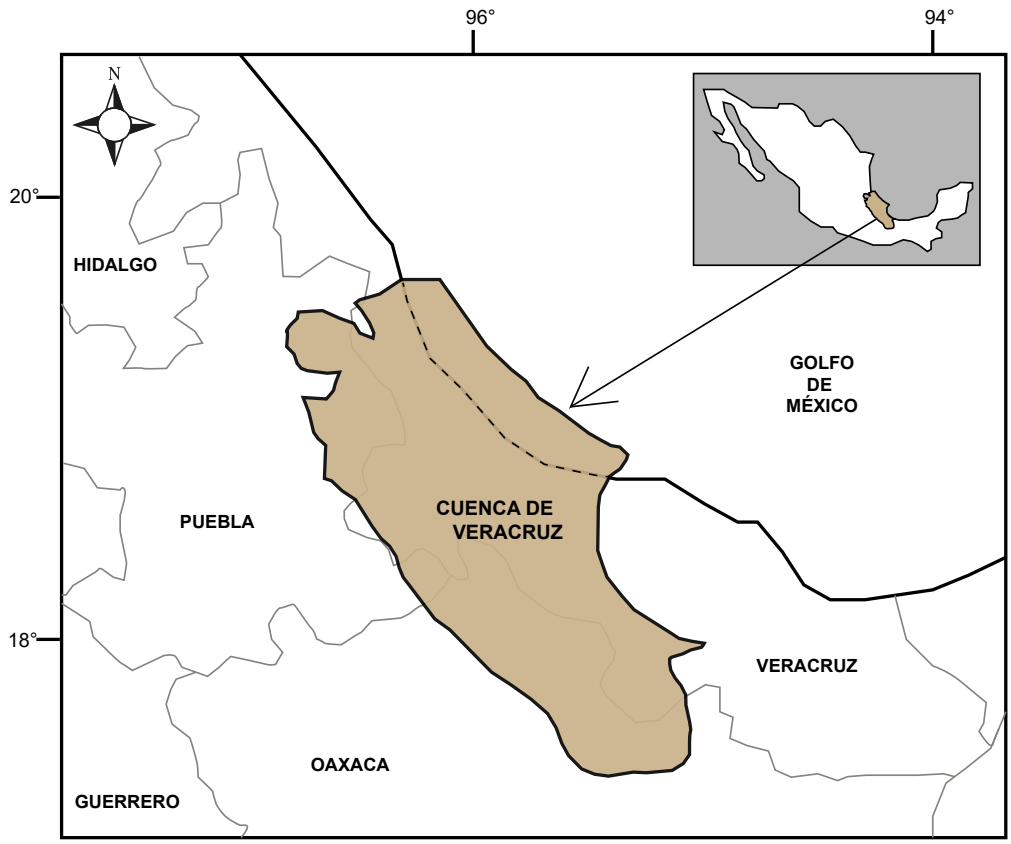


Figura 34.1. Ubicación de la cuenca de Veracruz (Modificada de Mariles, 2018).

34.4.2 Estado del arte

De acuerdo con Rodríguez y Morales (2010), Ezequiel Ordoñez fue el principal responsable de los primeros descubrimientos de yacimientos de petróleo en Veracruz. Fueron varios pozos localizados bajo su asesoría, donde el Pozo número 4 de Cerro Azul fue uno de los más destacados a nivel mundial.

En 1921, compañías extranjeras iniciaron la exploración de la cuenca, siendo Petróleos Mexicanos (PEMEX) quien reactivó su estudio en 1948, aunque la historia de la producción inició en 1953 con el descubrimiento del Campo Angostura, el cual fue productor de aceite (Vázquez, 2010).

Por su parte, Viniegra (1950) realizó un análisis geológico de la cuenca cenozoica de Veracruz, el cual toma en cuenta los cambios sedimentológicos y estratigráficos para analizar las posibilidades petrolíferas (Corona, 2010).

Posterior a ello, en 1956 comienza la producción de gas con el descubrimiento del pozo Mirador-1 y en 1958 con la perforación del pozo San Pablo 4 (Varilla, 2008). Durante el periodo de 1970 a 1980 se descubrieron importantes campos en formaciones del Cretácico como son Cópite, Mata Pionche y Mecayucan, originalmente productores de aceite, aunque en la actualidad son productores de gas húmedo.

Hacia el periodo de 1981 a 2000 el objetivo principal de la cuenca fue mantener la producción y reactivar algunos campos. En el 2000 se descubrieron los campos Playuela y Lizamba, y en ese año se consolidó como la cuenca productora de gas más rentable del país, con más de 15 campos productores de gas seco, asociado y no asociado.

La prospección geoquímica en la Cuenca de Veracruz comienza en 1982, con los primeros estudios geoquímicos, y en 1993 se empieza a utilizar la geoquímica isotópica analizado composiciones del carbono e hidrógeno, en los aceites, bitúmenes y gases. También se han logrado importantes resultados en rocas generadoras y sus factores de carga de hidrocarburos, que conforman el subsistema generador y los procesos para la acumulación y evolución de los yacimientos (Vázquez, 2010), en donde destacan los trabajos más recientes realizados por González y Holguín (1992), Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000) y Ferket *et al.* (2003).

Rodríguez y Morales (2010) mencionan que la geología de Veracruz tiene un alto impacto económico puesto que existen yacimientos importantes de hidrocarburos como la Faja de Oro, yacimientos de minerales no metálicos como el caolín en Huayacocotla, azufre en el Istmo de Tehuantepec, arena sílica, importantes depósitos de calizas para la fabricación del cemento y bancos de arena proveniente de actividad volcánica para la construcción.

Quilatan y Reyes (2012) hace una caracterización petrofísica de arenas del Neógeno en un pozo de gas el cuál ayudo a reevaluar las reservas de la cuenca,

optimizar la explotación de los yacimientos e implementar ajustes en las estrategias de desarrollo como la perforación de pozos horizontales.

34.4.3 Tipo de cuenca

La cuenca de Veracruz se clasifica como de tipo foreland, relacionada al límite convergente entre la Placa Farallón (litósfera océanica) y la Placa Norteamericana, en donde los esfuerzos compresivos generados por la Orogenia Laramide durante el Paleoceno-Eoceno, favorecieron el desarrollo de los pliegues y cabalgaduras de la Sierra de Zongolica (parte del Orógeno Mexicano), el Frente Tectónico Sepultado y la subsidencia de la litósfera (Loza, 2014, en Rodríguez, 2025) (Figura 34.2).

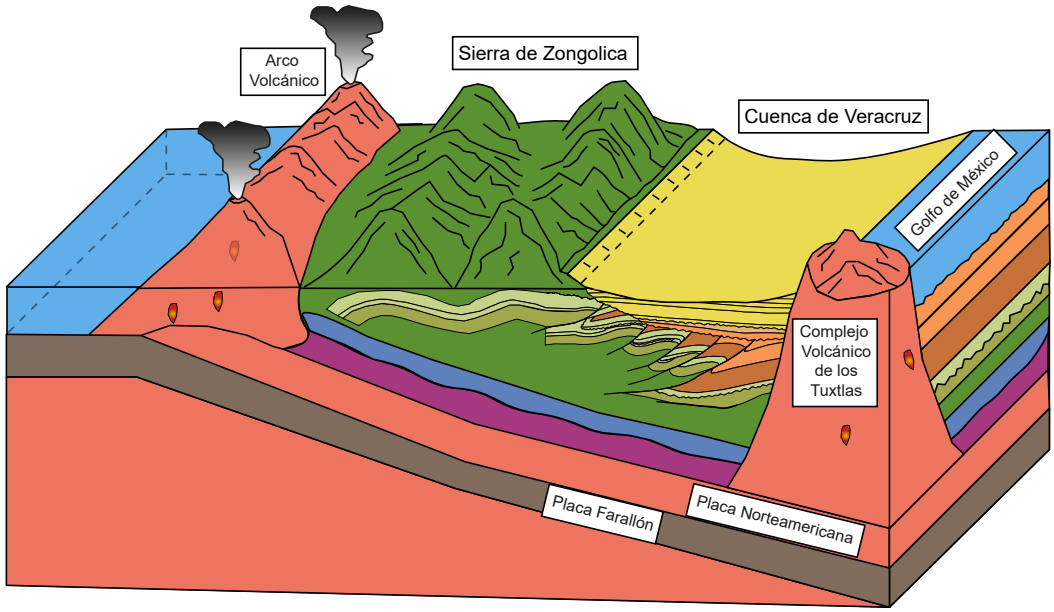


Figura 34.2. Modelo de la cuenca foreland del Estado de Veracruz, en donde se observa el límite convergente entre las placas Farallón y Norteamericana, así como el Frente Tectónico Sepultado (Complementada y modificada de Loza (2014) y Rodríguez (2025)).

Debido a que la Cuenca del Estado de Veracruz se ubica detrás del arco magmático y tiene relación con la subducción de la litósfera oceánica de la Placa Farallón, se le clasifica como una cuenca Foreland de retro-arco asociado a un margen tipo Andino (Loza, 2014).

34.4.4 Descripción General

La cuenca de Veracruz tiene una forma irregular y se encuentra limitada al norte y noreste por la Faja Volcánica Transmexicana, al oeste por el cinturón deformado de la Sierra de Zongolica (sur del Orógeno Mexicano), al sur por la Cuenca Salina del Istmo y hacia el sureste con los Campos Volcánicos de Los Tuxtlas y Anegada (Prost y Aranda, 2001) (Figura 34.3).

Las secuencias de rocas sedimentarias areno-arcillosas y conglomerados que constituyen el relleno de la cuenca de Veracruz fueron depositadas bajo un régimen de cuenca de antepaís (CNH, s.f.), desde el Paleoceno al Reciente, a través de sistemas deltaicos y turbidíticos (abanicos submarinos) (Martínez *et al.,* 2009).

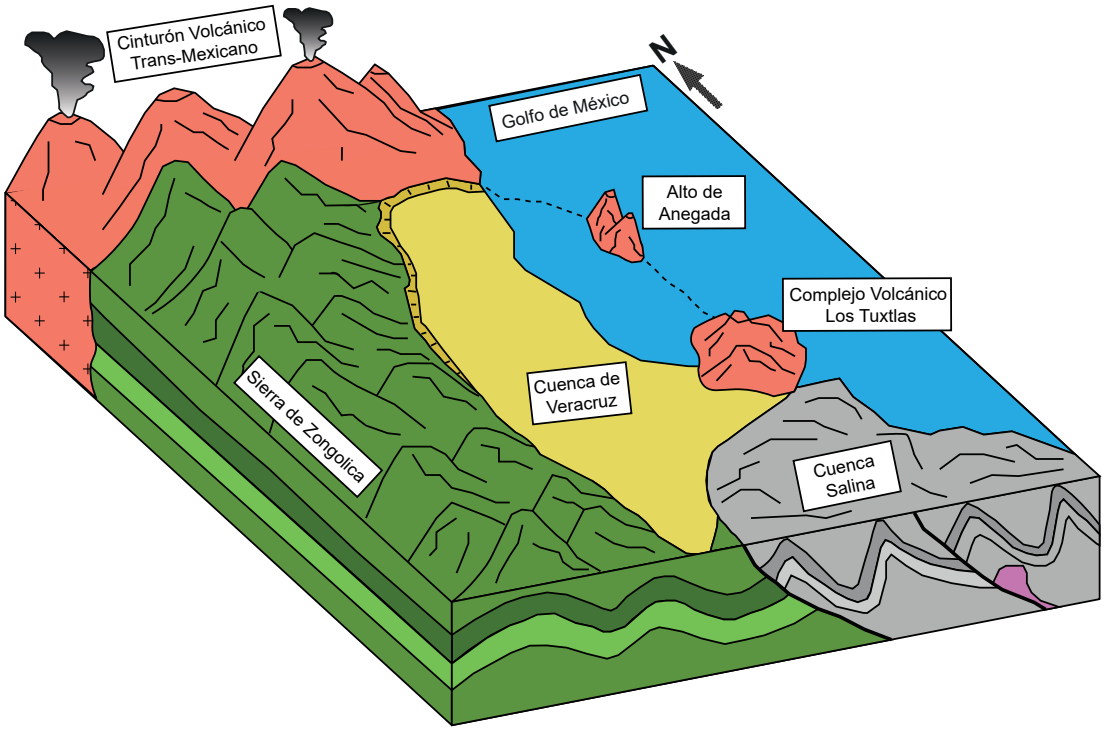


Figura 34.3. Elementos geológicos que limitan la cuenca de Veracruz (Modificada de Hidalgo, 2006)

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

34.4.5 Sedimentología

El proceso de sedimentación dentro de la cuenca de Veracruz se vio favorecido por los procesos de subsidencia flexural, proceso simultáneo a la deformación compresiva que ocurrió en el occidente durante el Paleógeno, permitiendo el desarrollo principalmente de ambientes neríticos y batiales (Varilla, 2008), con un claro predominio de sedimentos terrígenos aportados por el cinturón orogénico (Sierra de Zongolica).

Las unidades que conforman la base de la columna estratigráfica de la cuenca de Veracruz descansan discordantemente sobre un basamento metamórfico granítico del Paleozoico-Triásico, lográndose diferenciar las siguientes tecto-no-secuencias (WEC, 2010).

La tectono-secuencia *Synrift*, está representada por lechos rojos continentales del Jurásico medio correspondientes a la Formación Todos Santos depositados sobre el basamento, asociados a la apertura del Golfo de México.

La tectonosecuencia de *Margen Pasivo*, está conformada por calizas areno-arcillosas, en partes oolíticas y calizas arcillosas que se correlacionan con las formaciones San Pedro y San Andrés del Kimmeridgiano, las cuales son sobreyacidas por calizas bituminosas y areno-arcillosas con potencial generador de la Formación Tepexilotla del Titoniano (WEC, 2010). Para el Jurásico superior la cuenca recibe un gran aporte de sedimentos siliciclásticos, depositándose conglomerados, areniscas y lutitas carbonatadas. En el Aptiano una transgresión genera nuevamente condiciones de mar abierto (Álvarez, 2017), con influencia volcánica de la Formación Xonamanca. También se depositaron calizas arcillosas del Horizonte Otates.

El Cretácico medio está representado por calizas de plataforma de la Formación Orizaba, las cuales presentan en la parte inferior dolomitización en grados variables, mientras que en la parte superior ésta desaparece. Las rocas de la Formación Orizaba fueron cubiertas por calizas arcillo-carbonosas con foraminíferos planctónicos de la Formación Maltrata, depositadas en condiciones anóxicas y calizas de mar abierto de la parte inferior de la Formación Guzmantla

(WEC, 2010). Para el Campaniano se depositaron calizas arcillosas, margas y brechas carbonatadas de la Formación San Felipe. Durante el Maastrichtiano se desarrolló una plataforma aislada representada por las calizas bioclásticas de la Formación Atoyac, mientras que hacia las partes más profundas se depositaron calizas arcillosas, brechas calcáreas y lutitas de la Formación Méndez. Al final del Cretácico la Placa del Pacífico subduce bajo la costa oeste generando esfuerzos que plegaron y formaron la Sierra de Zongolica (Prost y Aranda, 2001).

Rodríguez (2025) menciona que estas dos primeras tectono-secuencias corresponden al basamento de la cuenca de Veracruz.

El cambio de sedimentación predominantemente carbonatada a siliciclástica, marca el inicio de la tercera tectono-secuencia de Antefosa a principios del Paleógeno, en donde la Orogenia Laramide dio lugar al levantamiento y erosión de las formaciones cretácicas y jurásicas. Sobre las calizas arcillosas de la Formación Méndez se depositaron areniscas de grano fino y arcillas calcáreas de las formaciones Velasco y Chicontepec del Paleoceno. Al oriente del frente tectónico estas rocas fueron sobreyacidas por areniscas de grano fino a medio, lutitas y algunos intervalos de conglomerados de la Formación Aragón (WEC, 2010).

Durante el Eoceno se tienen un predominio de depósitos generados por flujos de escombros que se intercalaron con conglomerados y areniscas turbidíticas, formando abanicos a la base del talud y en el piso de la cuenca. Posteriormente disminuyen las granulometrías gruesas, y se depositan los sedimentos arcillosos de la Formación Guayaba. Para el Eoceno tardío se depositan los conglomerados y las limolitas con lutitas de las Formaciones Tantoyuca y Chapopote respectivamente. En el Oligoceno hacia el oeste, se depositan clásticos gruesos de la Formación La Laja que cambian de facies hacia el este, a lutitas de la Formación Horcones (Gutiérrez, 2005).

La tectono-secuencia de *Prearco* inicia en el Mioceno medio con el establecimiento de la Faja Volcánica Trans-mexicana en su conFiguración actual, al norte de la cuenca de Veracruz. Esto provocó el emplazamiento de intrusivos y vulcanismo (derrames y ceniza volcánica), cuya erosión dio paso a un fuerte aporte de sedimentos desde el norte y noroeste (WEC, 2010), intercalando

conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas del Neógeno, bajo condiciones de margen pasivo.

Finalmente, durante el Plioceno-Pleistoceno se lleva a cabo la depositación de sedimentos terrígenos cada vez más someros, en márgenes litorales y planicies aluviales, los cuales caracterizan a los depósitos de la planicie costera de Veracruz (Varilla, 2008).

34.4.6 Estratigrafía

El basamento de la cuenca de Veracruz está integrado por las formaciones del Jurásico y Cretácico que descansan discordantemente sobre rocas metamórficas y graníticas del Paleozoico-Triásico (WEC, 2010).

Inicia con sedimentos marinos someros, calizas oolíticas y brechas de talud carbonatadas correspondientes a las formaciones jurásicas San Pedro y San Andrés. Posteriormente se encuentran las calizas y lutitas carbonosas correspondientes a la Formación Tepexilotla, además de una intercalación de calizas marinas someras (oolíticas) y margas con dolomía y anhidrita del Cretácico Inferior correspondientes a Formación Xonamanca. Del Aptiano se encuentra la Formación Otates conformada por calizas y lutitas carbonosas, subyacente a la Formación Orizaba conformada por una intercalación de calizas oolíticas y dolomías. Posteriormente se tiene el depósito durante el Cretácico Superior de la Formación Maltrata conformada por calizas y lutitas carbonosas, seguida de la Formación Guzmantla conformada por calizas pelágicas, calizas marinas someras (plataforma) y oolíticas. También se encuentran las formaciones San Felipe y Méndez conformadas por calizas pelágicas, de rampa media-externa y oolítica.

Corona (2010, en Rodríguez, 2025), refiere que “la estratigrafía de la Cuenca de Veracruz está comprendida por la Formación Velasco, las formaciones del grupo de Chicontepec (Inferior, Medio y Superior), las formaciones Aragón, Guayabal, Chapopote, Tantoyuca, Horcones y La Laja, correspondientes al Paleógeno, y por las formaciones Depósito, Encanto, Concepción Inferior, Concepción Superior y Paraje solo correspondientes al Neógeno” (Figura 34.4).

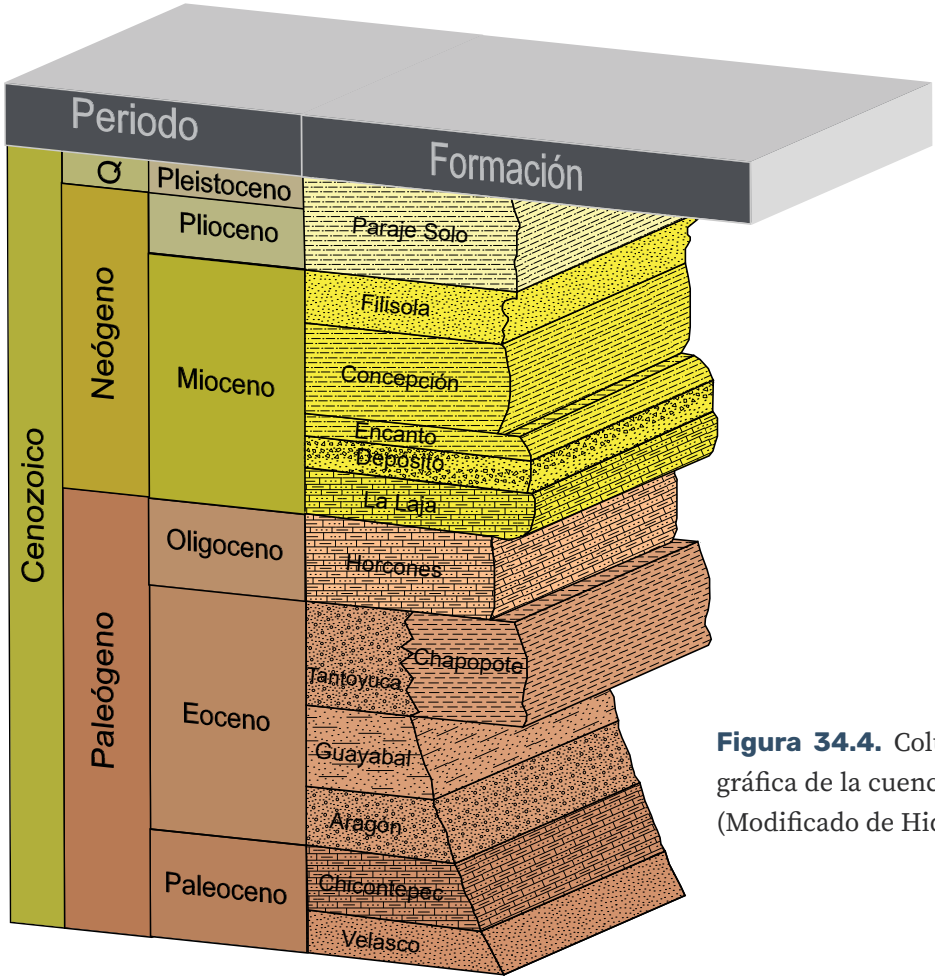


Figura 34.4. Columna Estratigráfica de la cuenca de Veracruz (Modificado de Hidalgo, 2006).

La Formación Velasco está integrada por areniscas de grano fino y sedimentos arcillosos calcáreos, y tiene una edad del Paleoceno. López (1979) reporta espesores variables dependiendo el lugar de afloramiento que va desde los 70 a 125 m. Subyace a las rocas de la Megasecuencia Chicontepec Inferior y suprayace concordantemente con rocas de la Formación Méndez del Cretácico. Alegret *et al.* (2001) sugiere en base al contenido de foraminíferos, un ambiente de depósito batial y abisal.

Las unidades que conforman al Grupo Chicontepec (descrito por Muir, 1936), han sido referidas por Aguayo *et al.* (2018) como tres megasecuencias separadas por una serie de discordancias, denotadas como Inferior, Media y Superior, y cuyas características representen diferentes episodios de sedimentación, con edades que van del Paleoceno Inferior al Eoceno Inferior; constituidas primordialmente de areniscas de grano fino y arcillas calcáreas con espesores que

incrementan de sur a norte y que varían entre 300 y 900 m. Su límite superior es concordante con la Formación Aragón y su límite inferior es concordante por traslape con la Formación Velasco (PEMEX, 1988). Su contenido fósil es muy abundante, representado principalmente por foraminíferos. López (1979) menciona la presencia de algunos moluscos, fragmentos de corales, briozoarios, equinodermos y resto de plantas. Busch y Govela (1978) determinan que esta formación es una secuencia de turbiditas depositada en aguas profundas, determinado por la asociación de foraminíferos bentónicos. Por su parte, Bitter (1993) registra la presencia de estructuras sedimentarias que confirman su depositación por corrientes turbidíticas.

Al oriente del frente tectónico, estás megasecuencias fueron cubiertas en su unidad superior por areniscas de grano fino a medio, lutitas y algunos intervalos de conglomerados de la Formación Aragón de edad Eoceno Inferior, con espesores variables de 80 a 200 m. López (1979) menciona que el contacto superior con la Formación Guayabal está bien marcado litológicamente mientras que el contacto inferior con la Megasecuencia Chicontepec Superior se determina por medios paleontológicos ya que las diferencias litológicas son casi imperceptibles, además PEMEX (1988) menciona que la parte inferior también es concordante con la Formación Velasco. Su ambiente de depósito es nerítico externo a batial y nerítico interno por su asociación con foraminíferos bentónicos.

Durante el Eoceno medio disminuyen gradualmente los depósitos de grano grueso y se depositan lutitas limolíticas con intercalaciones de areniscas de gran fino, arcillosa y calcárea de la Formación Guayabal con espesores que varían entre 30 y 1200 m. Su contacto inferior es concordante con la Formación Aragón, mientras que la relación con las formaciones Tantoyuca y Chapopote es por discordancia angular (PEMEX, 1988). Por sus características litológicas y su contenido fósil su ambiente de depósito varía entre batial superior a nerítico externo y nerítico interno.

Para el Eoceno tardío se depositaron areniscas de grano medio a conglomerático y conglomerados de la Formación Tantoyuca, con espesores que varían de unos cuantos metros a 400 m (Moreira *et al.*, 1997). Subyace a la Formación Horcones y sobreyace a la Formación Guayabal. Por el material detrítico indica un

depósito cerca de la costa, dentro de un ambiente nerítico, es una zona marginal en su sedimentación, lo que permitió la acumulación de conglomerados (Moreira *et al.*, 1997).

La Formación Chapopote se compone de limolitas y lutitas del Eoceno superior; tiene un espesor que llega a ser de 412 m, pero se considera que este aumenta hacia el occidente (Muir, 1936). Descansa en discordancia angular sobre la Formación Guayabal y en concordancia bajo la Formación Horcones (PEMEX, 1988). Su ambiente de depósito corresponde de nerítico externo a batial superior. Aguirre (2003) sugiere que es plataforma externa a talud superior. Esta formación contiene abundantes foraminíferos.

Durante el Oligoceno inferior se depositaron lutitas calcáreas intercaladas con areniscas de grano fino a grueso y conglomerática de la Formación Horcones, con un espesor que varía entre 60 y 450 m (PEMEX, 1988). Subyace en aparente concordancia a la Formación La Laja y sobreyace de igual manera a las formaciones Tantoyuca y Chapopote. Las condiciones de depósito fueron en un mar de costa oscilante (S.G.M., s.f.).

La Formación La Laja está compuesta por lutitas con intercalaciones de arenisca de edad Mioceno. PEMEX (1988) reportó que el espesor para esta unidad es de 520 m en la porción marina de la CTV, estimando un alcance de cerca de 2500 m. El contacto inferior es concordante con la Formación Horcones y el contacto superior es concordante con la Formación Depósito. De manera general, se interpreta un ambiente batial (PEMEX, 1988).

En el Mioceno se depositaron lutitas con intercalaciones de tobas y algunos horizontes de ceniza volcánica de la Formación Depósito, con un espesor máximo del orden de 1500 m (Aguilera *et al.*, 2003a). El contacto inferior es concordante con la Formación La Laja y el superior es concordante con la Formación Encanto. Cabrera y Lugo (1984) interpretan un ambiente batial.

La Formación Encanto de edad Mioceno está compuesta por areniscas de grano fino a grueso y por lutitas arenosas. Su espesor varía entre 200 m y 800 m. Sobreyace a la Formación Depósito y subyace a la Formación Concepción. Aguilera *et*

al. (2003a) sugiere un ambiente infralitoral (a fondo marino) y menciona que la fauna característica de esta formación es de tipo planctónico.

También de edad miocénica, la Formación Concepción está compuesta de lutitas con intercalaciones de arenisca; en la cima puede presentar conglomerados. PEMEX (1988) considera que el espesor es variable, engrosándose hacia el Golfo de México con rangos de 120 a 400 m. Descansa concordantemente sobre la Formación Encanto y subyace concordantemente a la Formación Filisola. Su ambiente de depósito varía entre nerítico externo a batial superior.

La Formación Filisola del Mioceno consiste en areniscas cuarcíferas de grano fino a grueso con delgadas intercalaciones de lutitas. De manera general el espesor es variado entre 250 y 350 m (S.G.M, s.f). Su contacto inferior es concordante con la Formación Concepción y su límite superior es concordante con la Formación Paraje Solo. Benavides (1956) considera está formación de origen marino y de aguas someras, aunque Aguilera *et al.* (2003b) menciona que es un ambiente de alta energía, perteneciente probablemente a un ambiente infralitoral.

La última formación que integra la columna estratigráfica de la Cuenca de Veracruz es la Formación Paraje Solo de edad Plioceno al Pleistoceno, compuesta por areniscas de grano fino a grueso que alternan con lutitas y gran cantidad de ceniza volcánica. Tiene un espesor variable, con un promedio de 800 m. El contacto inferior es registrado con la Formación Filisola, mientras que la parte superior esta erosionada y cubierta por arenas y gravillas recientes sin nombre formacional. Aguilera *et al.* (2003a) interpreta su ambiente de depósito de aguas someras y salobres, mientras que PEMEX (1988) interpreta el ambiente como de facies deltaicas.

34.4.7 Geología Estructural

De acuerdo con Jennette *et al.* (2003) en la cuenca cenozoica de Veracruz se reconocen seis dominios estructurales, que tienen relación con diferentes etapas de deformación durante su desarrollo (Figura 34.5).

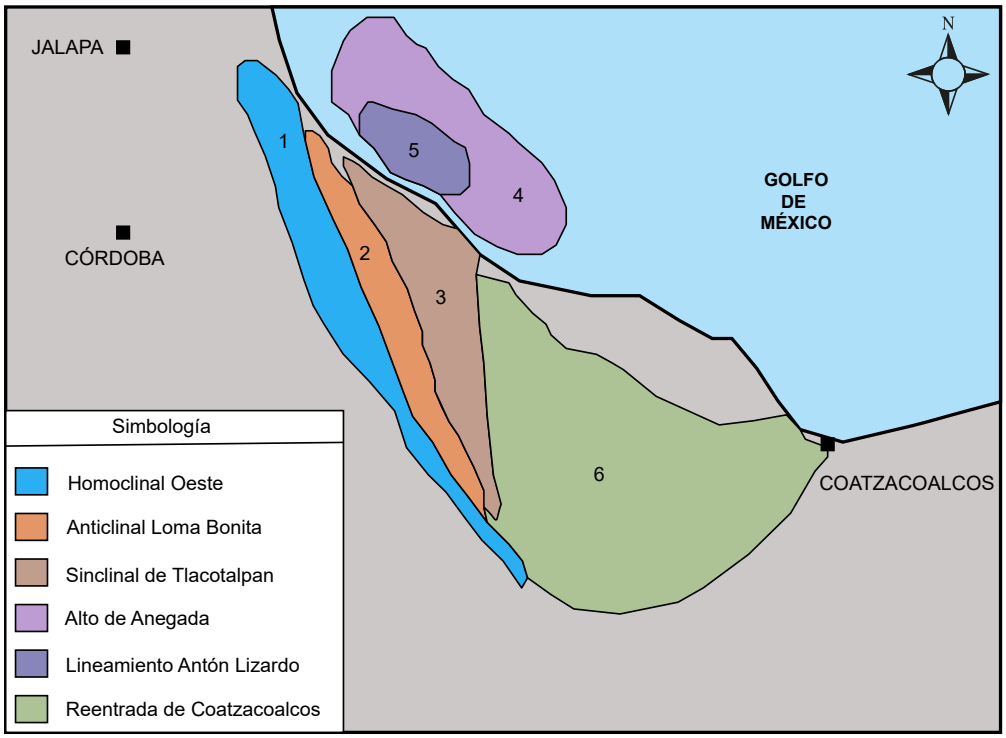


Figura 34.5. Ubicación de los dominios estructurales que conforman la cuenca de Veracruz (Modificado de WEC, 2010).

El *Homoclinal* Oeste es una alineación estructural de las más simples dentro de la cuenca. Es una depresión que se localiza entre el frente tectónico sepultado y el Anticlinal Loma Bonita. Su formación comienza en el Mioceno medio y continúa hasta el Mioceno tardío. Consiste en amplios pliegues (anticlinales) con sus ejes principales con orientación norte-sur, formados en rocas del Paleoceno-Eoceno (Mariles, 2018). Se atribuye la formación de este homoclinal al levantamiento en el Cenozoico temprano del Cinturón Plegado de la Sierra de Zongolica y su decaimiento gradual debido a la subsidencia y erosión (Jennette *et al.*, 2003).

El *Anticlinal Loma Bonita* es un pliegue notablemente lineal que se extiende hacia el norte-noroeste por casi 125 km (Jennette *et al.*, 2003). Se asocia a fallas inversas y transformantes, su origen y comportamiento se atribuye a la reactivación de una estructura del basamento de alto ángulo durante el Mioceno superior. La inversión dio resultado a un levantamiento y creó geometrías importantes y vías de migración para la acumulación de hidrocarburos (CNH, s.f.).

El *Sinclinal de Tlacotalpan* es la parte más profunda de la cuenca, ubicado entre el Anticlinal Loma Bonita y el Alto de Anegada. La subsidencia y expansión comenzaron en el Oligoceno y continuaron a lo largo del Mioceno y Plioceno (Gandulay, 2015). Hacia el centro del sinclinal, los estratos se hacen más gruesos y se adelgazan hacia los márgenes de frontera, levantados e invertidos. Está extensión que presentan los estratos en el sinclinal y la inversión de los márgenes del sinclinal durante el Mioceno y Plioceno, indican que la cuenca de Veracruz se sitúa en un ambiente compresional durante Cenozoico tardío (Jennette *et al.*, 2003).

El *Alto de Anegada* es una estructura orientada al noroeste que se extiende hacia el mar desde el centro volcánico Los Tuxtlas y termina en alta mar cerca de la ciudad de Veracruz. Esta estructura define el margen este de la cuenca, donde forma la elevación del flanco este del sinclinal Tlacotalpan. La alineación se manifiesta como una ligera flexión hacía arriba, sin afectar la secuencia del Mioceno Inferior. Está estructura se generó por un arqueamiento periférico generado por la subsidencia de la cuenca, relacionado al frente tectónico (Meneses, 2001, en Jennette *et al.*, 2003).

Lineamiento Antón Lizardo se ubica a lo largo del margen este de la cuenca y consiste principalmente en fallas normales que se fusionaron en una zona irregular a lo largo de la cresta del Alto de Anegada. El crecimiento tabular de las secuencias es particularmente importante en intervalos someros, porque significa que parte de la deformación es reciente y sugiere un deslizamiento lateral. El lineamiento Antón Lizardo también está asociado a dos centros volcánicos: el centro volcánico submarino de Anegada y el centro volcánico de Los Tuxtlas (Jennette *et al.*, 2003). Este lineamiento está activo desde el Mioceno medio y está asociado a un volcanismo activo.

El dominio estructural *Reentrada de Coatzacoalcos* es un cinturón de pliegues y cabalgaduras localizado en la parte sur cuya vergencia es hacia el oriente y norte, cuya formación ocurrió al final del Mioceno al Plioceno temprano. Los pliegues más grandes ocurren en la parte central, muchos de estos pliegues siguen activos hoy en día. Jennette *et al.* (2003) interpretan este dominio como una región de tectonismo activo que comenzó justo antes del inicio del Mioceno medio, y

creen que su inusual geometría es el resultado de un efecto contrafuerte inducido por los centros volcánicos a lo largo del lineamiento Antón Lizardo.

34.4.8 Evolución Geológica

La historia geológica de la cuenca de Veracruz está relacionada con los eventos previos ocurridos durante el Mesozoico, como son la fragmentación del supercontinente Pangea en el Triásico, produciendo una zona de *rifting*, originando un sistema de grabens y horst, asociados a la apertura del Golfo de México durante el Jurásico. La Orogenia Laramide, en el Cretácico tardío y el Cenozoico temprano, generó una deformación de tipo compresional con pliegues y cabalgaduras, originando el levantamiento de la Sierra de Zongolica, que forma parte del Orógeno Mexicano (Meneses, 1991, en Jennette *et al.*, 2003) y la subsidencia de la litósfera, formando la cuenca foreland de Veracruz a lo largo del margen oriental del cinturón cabalgado, en donde la subsidencia continuó hasta finales del Cenozoico, acumulándose secuencias clásticas con espesores mayores a los 10, 000 m (Loza, 2014) (Figura 34.6).

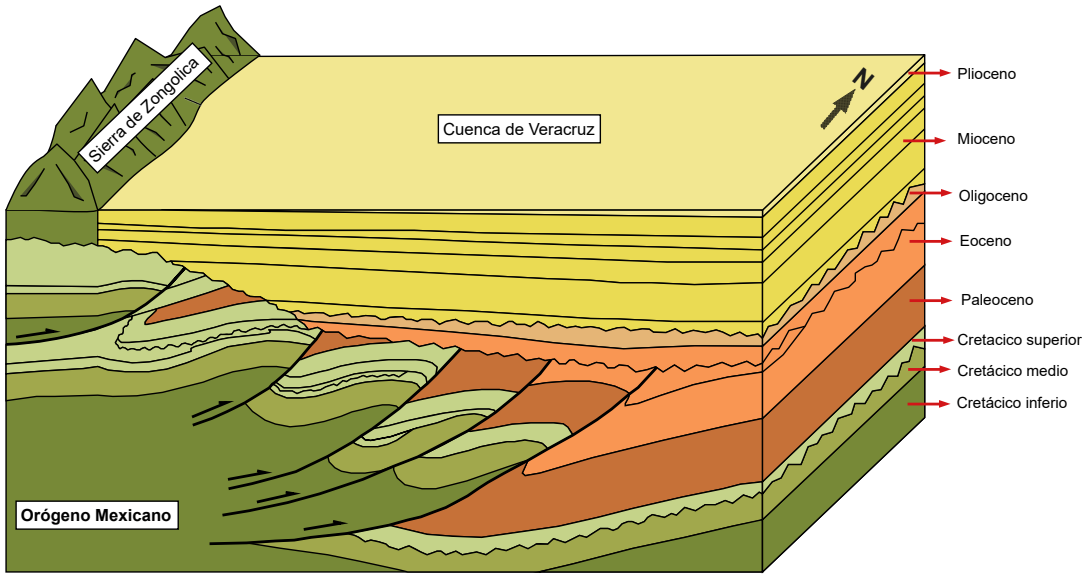


Figura 34.6. Modelo geológico donde puede observarse el relleno sedimentario de la cuenca de Veracruz, descansando discordantemente sobre las unidades cretácicas del Orógeno Mexicano que conforman su basamento. (Modificado de Loza, 2014).

Al continuar los esfuerzos compresivos sobre la Plataforma de Córdoba durante el Eoceno-Oligoceno, se originó un estilo estructural de pliegues asimétricos orientados de norte a sur con vergencia hacia al oriente, con un arreglo cabalgado e imbricado (Gutiérrez, 2005), favoreciendo el levantamiento gradual de la cuenca durante el Mioceno inferior, extendiéndose de manera continua, alcanzando su máximo desarrollo a finales del Mioceno medio.

Durante el Mioceno, la cuenca se caracterizó por la acumulación de sedimentos en un sistema de talud, mientras se llevaba a cabo la subducción de la Placa de Cocos. Para el Mioceno tardío, la subsidencia se detuvo y la cuenca se llenó de sedimentos de origen fluvial, marino y volcánico (Loza, 2014).

34.4.9 Modelo sedimentario

Dentro de los principales ambientes de depósito que aportaron sedimentos durante el levantamiento del Orógeno Mexicano, contribuyendo al relleno de la cuenca, se encuentra el desarrollo de una serie de sistemas fluviales, como los ríos Papaloapan, Matagallina, Mangos, Jamapa, Alta Luz y Paso de Ovejas (Loza, 2014) (Figura 34.6), cuyos sedimentos al emplazarse inicialmente sobre la plataforma, dieron paso al desarrollo de diversos sistemas turbidíticos que se movilizaron a través de cañones submarinos a través del talud, generando sistemas canalizados como abanicos submarinos (algunos de ellos progradantes) y grandes movimientos de masas, que se entendieron perpendiculares a la cuenca (Figura 34.7).

La distribución de sedimentos dentro de estos abanicos se dio en función de su cercanía con la fuente de aporte, permaneciendo los sedimentos más gruesos como los conglomerados y las arenas muy gruesas, dentro o cerca de la zona canalizada (abanico interno), dando paso a los sedimentos arenosos para su depósito dentro del abanico medio, y finalmente, los sedimentos más finos (limolitas y arcillas primordialmente) se depositaron en el abanico externo, presentando una mayor distribución lateral.

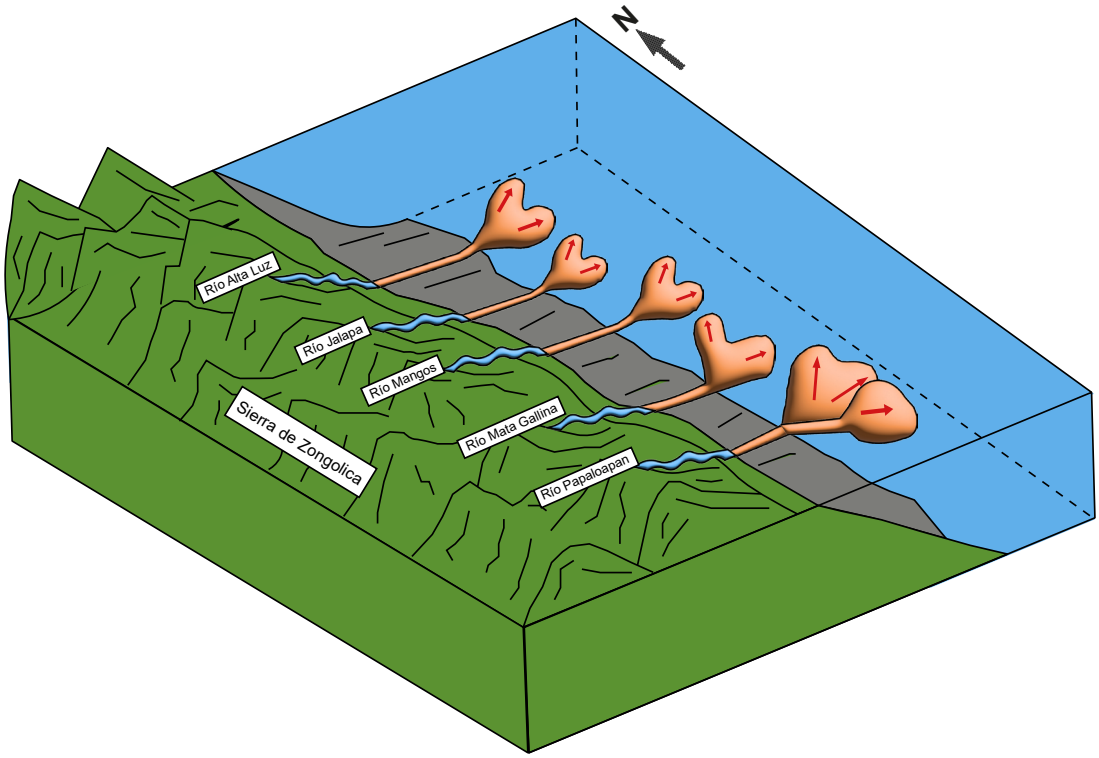


Figura 34.7. Modelo sedimentario de la cuenca de Veracruz, en donde se esquematizan las principales fuentes de aporte de sedimentos que conformaron su relleno (modificado de Loza, 2014).

34.4.10 Contenido paleontológico

Respecto al contenido paleontológico de las unidades que integran el relleno de la cuenca de Veracruz, el SGM (s/f) reporta que la Formación Velasco presenta foraminíferos de las familias *Globorotaliidae, Globigerinidae* y *Globiferinidae.* Alegret *et al.* (2001) destacan grupos de foraminíferos bentónicos y determinan las biozonas *Guembelitria cretacea, Parvularugoglobigerina eugubina* y *Parasybbotina pseudobulloides.*

Las Megasecuencias Chicontepec, de acuerdo con Aguayo *et al.* (2018), se caracterizan por un conjunto de foraminíferos entre los que destacan globigerínidos (*Acarinina mckannai, A. primitive, Globanomalina pseudomenardii, Globorotaloides quadrocam-eratus, M. velascoensis, Parvularugoglobigerina eugubina, Subbotina triangulari, y S. triloculinoides*), rotálidos (*Allomorphina macrostoma,*

Globotruncana arca, Guembelina sp. Planoheterohelix globulosa y *Oridorsalis plummerae*), nodosarios (*Chrysalogonium deceptorium, Lenticulina muensteri, Neugeborina longiscata, Reussoolina apiculate* y *Siphonodosaria consobrina*), ammodíscidos (*Ammodiscus cretaceous y Glomospira charoides*) y textuláridos (*Conglophragmium irregulare, Haplophragmoides eggeri, Marssonella trochus, Textulariella barrettii* y *Trochamminoides velascoensis*).

PEMEX (1988) destaca que la Formación Aragón presenta los géneros de foraminíferos *Globorotalia, Globigerina, Aragonia, Texturalia* y *Haplophragmiodes.* Mientras que la Formación Guayabal en cuanto a su contenido fósil está representado por microforaminíferos, entre los que Figuran la *Amphistegina mexicana Cole, Eponides guayabalensis Cole y la Globigerina mexicana Cushman,* y por macrofósiles de moluscos como *Glycimeris cookei Dall, Ostrea sellaeformis Conrad y Veniricardia planicosta Lamarck,* entre otros (SGM, s/f).

Nájera (1952) reporta para la Formación Tantoyuca *Lepidocyclina tuberculata, L. acrobiculata, L. cf. marginata, Bulimina jacksonensis* y *Operculina wilcoxi.* y equinodermos de las especies *Oligopygus rotundus,* y *Eupatagus (E.) mooreanus* (Buitrón y Silva, 1979); mientras que dentro de la Formación Chapopote se presentan una gran variedad de foraminíferos, entre los que destacan por servir para precisar su edad, *Globigerina alabamensis, Globigerina mexicana, Globigerapsis semiinvoluta, Globorotalia cerroazulensis, Globorotalia centralis, Hantkenina alabamensis y Discorbis jacksonensis* (PEMEX, 1988), y la *Turborotalia cerroazulensis cunialensis, T. cerroazulensis cocoaensis, T. cerroazulensis pomeroli y Cribohantkenina inflat.* (Aguirre, 2003).

El contenido fósil de la Formación Horcones está representado por *Globigerina ampliaperturata, Globigerina parva, Cassigerinella chipolensis* y *Lepidocyclina (Eulepidina) favosa* Cushman (PEMEX, 1988), así como por *Planulina cocoaensis* (Cushman); *Rotaliatina mexicana Cushman* y *Textularia eocaena* (Gümbel) (Salas, 1949).

Por su parte, en la Formación La Laja, Castillo (1955) registra la presencia de *Haplophragmoides coronatus, Cibicides cushmani, C. tuxpamensis, C. cf. haidingerii, Bulimina semicostata, Cyclamina cancellata, Sigmoidella elegantísima, Siphonodosaria abyssorum, Amodiscus cf. polygyrus, Bulmina elegans* y *chilostomelloides*

aff. Orbiformia para la parte inferior, mientras que en el sector superior reporta la presencia de *Ammodiscus insertus, Nodosarella subnodosa, Nodosaria schlichti, Globigerina bulloides, Globigerinoides trilobus, Alvelophragmoides aff. Subglobosum* y *Pleurostomella alternans.*

Aguilera *et al.* (2003a) estudia el contenido fósil de la Formación Depósito, destacando la presencia de foraminíferos plantónicos como son la *Praeorbulina glomerosa, Catapsydrax stainforthi,* y *Catapsydrax dissimilis;* así como los foraminíferos bentónicos *Gyroidinoides broeckiana* y *Heterolepa granosa.* La fauna de la Formación Encanto, de acuerdo con Aguilera *et al.* (2003a), se caracteriza por la presencia de organismos planctónicos como la *Globoratalia siakensis* y la *Globoratalia fohsirobusta.*

El contenido paleontológico de la Formación Concepción puede dividirse por la presencia en su porción inferior de microfósiles de *Cibicides floridanus, C. concentricus, C. filisolaensis, Bolivina nobilis, B. plicatella, B. subaenariensis, B. ovata, Saracenaria limbata, Clavulina parisiensis, Robulus clericii, Bulimina mexicana, Vaginulina alzanensis, Siphonina reticulata, Rectuvigerina transversa* y *Buliminella subfusiformis,* y de especies como *Saracenaria limbata, Lenticulina rotulata, Amphisteguina lessonii, Planulina aff. Rotula Hanzawaia concéntrica, Cibicides floridanus y Cristellaria vaughani* en su porción superior (Castillo, 1955). Por su parte, Martínez *et al.* (2000) mencionan la presencia de gasterópodos, lamelibranquios y ostreas.

Existe controversia respecto al contenido fósil de la Formación Filisola, ya que, por un lado, Castillo (1955) reporta ejemplares de ostreas, *Mactra, Pecten* y *Solarium*, mientras que Aguilera *et al.* (2003b) señalan que debido a sus características sedimentarias esta unidad carece de fauna.

Finalmente, dentro de la Formación Paraje Solo, se reporta en su parte inferior la presencia de microfósiles como Amphistegina lessonii (Pérez, 1959), así como de macrofauna como pelecípodos: *Ostrea, Corbula, Andara, Arca, Pecten,* y gasterópodos: *Fulgur, Melania, Alectryon, Turritela, Drilla, Neritica, Anachis y Cerithiospis* (López, 1979; PEMEX, 1988).

34.4.11 Mapa Geológico de la cuenca

En el mapa geológico de la cuenca de Chicontepec hay un claro predominio de areniscas y conglomerados del Mioceno en la parte centro-SE, y depósitos del Cuaternario distribuidos en el sector centro-NW. También podemos observar un pequeño sector de rocas ígneas extrusivas en el centro-este de la cuenca (Figura 34.8).

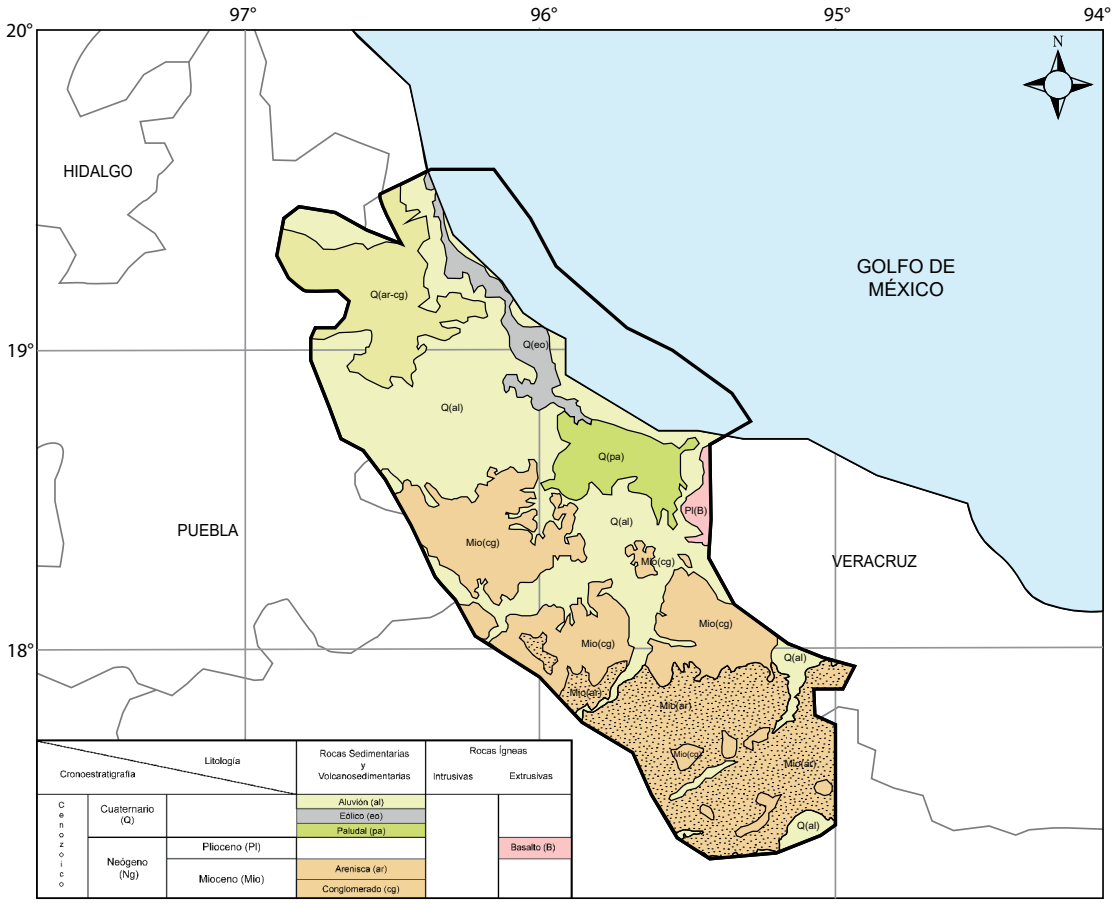


Figura 34.8. Mapa Geológico de la cuenca de Veracruz (Compilado y modificado de las cartas geológicas INEGI 1:250 000, Veracruz E14-3, Orizaba E14-6, Oaxaca E14-9, Coatzacoalcos E15-4 y Minatitlán E15-7).

34.5 Consideraciones Económicas

La Cuenca de Veracruz constituye una región muy importante de México en términos de recursos naturales. Su geología y posición geográfica la han dotado de una gran variedad de recursos energéticos, minerales e hídricos.

La cuenca de Veracruz representa un punto de interés económico dentro del ámbito petrolero, ya que, debido a su historia geológica se dieron las condiciones idóneas para la formación de rocas generadoras, rocas almacenadoras, trampas y migración, permitiendo la formación de importantes yacimientos de hidrocarburos, generadores principalmente gas y aceite.

La cuenca cuenta con rocas generadoras de edad miocénica que contienen materia orgánica inmadura y que han generado el gas biogénico (kerógeno tipo I) que se encuentra almacenado en las rocas que van del Mioceno superior al Plioceno inferior, conformadas por las areniscas depositadas por los sistemas turbidíticos desarrollados durante el Mioceno-Plioceno. Las características de los plays principales se muestran en la Tabla 34.1.

Tabla 34.1. Principales plays de la cuenca de Veracruz, donde se muestras sus principales características. (Modificado de CNH, s.f).

Nombre	Litología roca almacén Formación, Edad	Sello Formación	Trampas	Tipo de hidrocarburos Edad de roca generadora	Campos representativos
Conglomerados cenozoicos	Conglomerados con escasa porosidad primaria y secundaria (Eoceno medio-Mioceno inferior)	Lutitas calcáreas (Eoceno, Oligoceno, Mioceno)	Combinadas (anticlinal erosionado y afallado, truncamiento por erosión)	Aceite (Jurásico-Cretácico)	Perdíz-Mocarroca, Novillero, Mirador.
Arenas turbidíticas	Areniscas de canales y abanicos submarinos (Depósito-Encanto, Mioceno-Plioceno)	Lutitas intercaladas (Depósito-Encanto)	Estratigráficas y combinadas (cambio de facies, anticlinales cenozoicos y cierre contra falla)	Gas seco (Jurásico, Cretácico, Oligoceno, Mioceno)	Lizamba, Vistoso, Papán, Cocuite, Playuela.

Por su parte, la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH, 2018), reporta la existencia de tres intervalos generadores probados que, si bien no corresponden al relleno sedimentario de la cuenca, estos forman parte de su basamento; uno es del Jurásico (Superior) y dos del Cretácico (Barremiano a Cenomaniano); conformados por rocas sedimentarias de excelente calidad, que contienen aceite termogénico y gas (kerógeno tipo II).

La cuenca está formada por 48 campos petroleros, de los cuales 34 son productores, entre los que destacan Lizamba, Cópite, Papán, Apertura, Cocuite, Mecayucan, Arquimia y Mata Pionche (CHN, 2013).

En lo referente al sector minero, Rodríguez (2025) menciona que "la cuenca de Veracruz cuenta con yacimientos epitermales, skarn y hornfels con mineralización de sulfuros como argentita, galena y calcopirita como mena, así como pirita, barita, cuarzo y calcita como ganga (Servicio Geológico Mexicano, 2004). Además, cuenta con los distritos mineros: Tetela de Ocampo, Cuyoaco, Teziutlán, Tatatila Las Minas, San Luis Atexcac-Chichicuautla, Gallo de Oro y Caballo Blanco, donde se extrae principalmente Au, Ag, Pb, Zn y Cu, generados por yacimientos tipo chimenea, en stockwork, metamorfismo de contacto, hidrotermales y de sulfuros masivos (Servicio Geológico Mexicano, 2002). Y con relación a yacimientos de minerales industriales, existen bancos de mármol en la región de Tepexi de Rodríguez, calizas y lutitas en las zonas de Tecamachalco, Cañada de Morelos, Zona de Orizaba y Zona de Córdoba, y finalmente, grava y arena en la Zona de Cotaxtla. Estos bancos de minerales industriales son explotados y aprovechados para la industria cementera y de construcción (Servicio Geológico Mexicano, 2001)".

Uno de los principales recursos con que cuenta la cuenca de Veracruz, es el referente al aspecto hídrico, cuya explotación de 11 acuíferos principales (Tabla 34.2), sirve para el suministro de agua para el consumo humano, así como para apoyar las actividades agrícolas e industriales.

El medio poroso que constituye el almacén de los acuíferos libres varía desde sedimentos del tamaño de gravas hasta arcillas, correspondientes a diversos ambientes sedimentarios como abanicos aluviales, eólicos, litorales y depósitos

volcanoclásticos. En el caso de los acuíferos confinados o semiconfinados, la porosidad se da principalmente por la disolución de rocas calcáreas y/o fracturamiento, intercaladas generalmente con areniscas, basaltos, andesitas, tobas y brechas volcánicas.

Tabla 34.2. Acuíferos importantes de la Cuenca de Veracruz. Los valores que se muestran en la tabla son: Recarga Media Anual (R), Descarga Natural Comprometida (DNC), Volumen de Extracción de Aguas Subterráneas (VEAS) y Disponibilidad Media Anual de Agua Subterránea (DMA) (Modificado de CONAGUA, s. f).

Acuífero	Tipo de Acuífero	R	DCN	VEAS	DMA
Valle de Actopan	Libre	211.3	116.2	82.866177	12.233823
Costera de Veracruz	Libre Semiconfinado	293.5	102.5	206.617630	-15.617630
Orizaba-Córdoba	Libre Confinado	78.8	45.0	40.099535	-6.299535
Cotaxtla	Libre Semiconfinado	356.5	170.6	215.104653	-29.204653
Omealca-Huixcolotla	Libre Confinado	86.8	27.2	53.104401	6.495599
Los Naranjos	Libre Confinado Semiconfinado	1446.0	834.7	493.726362	117.573638
Soteapan-Hueyapan	Libre Confinado Semiconfinado	285.3	193.3	16.204825	75.795175
Sierra De San Andrés Tuxtla	Libre Confinado Semiconfinado	197.7	163.5	13.824816	20.375184
Cuenca Río Papaloapan	Libre Confinado Semiconfinado	4217.3	4086.9	113.371206	17.028794
Jalapa-Coatepec	Libre	90.0	8.7	8.638638	72.661262
Costera del Papaloapan	Libre	716.5	599.4	39.298366	77.801634

34.6 Conclusiones

La diversidad de procesos geológicos que se llevaron a cabo en la cuenca de Veracruz, desde su origen y desarrollo, marcados por eventos de deformación y sedimentación, le proporcionaron características que la hacen de interés científico y económico.

Su ubicación detrás de un arco magmático y su relación con la subducción de la litósfera oceánica de la Placa Farallón ha convertido a la cuenca de Veracruz en un ejemplo obligado, de una cuenca tipo foreland de retro-arco.

La cuenca de Veracruz destaca en el ámbito económico al contabilizar la explotación de importantes yacimientos de gas y aceite asociados a sus rocas del Mioceno, así como de una diversidad de yacimientos minerales metálicos e industriales, sin dejar de lado la importancia y valor del recurso hídrico.

El estudio de la cuenca de Veracruz debe de extenderse utilizando nuevas metodologías de investigación para la obtención y análisis de datos, lo que permitirá generar nuevas áreas de investigación como la geotermia y el almacenamiento geológico de carbono.

34.7 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cómo puede clasificarse la cuenca de Veracruz desde el punto de vista tectónico?

a) Cuenca de Rift
b) Cuenca tipo Aulacógeno
c) Cuenca Retro Foreland
d) Cuenca *Pull-Apart*

2. ¿Cuáles son las 2 placas tectónicas relacionadas en una margen convergente, que dieron origen a la cuenca de Veracruz?

a) Placa de Cocos y Pacifico
b) Placa Farallón y Norteamericana
c) Placa Farallón y Cocos
d) Placa Norteamericana y Pacífico

3. Son 3 elementos geológicos que limitan a la cuenca de Veracruz.

a) Cuencas del Sureste, Plataforma de Yucatán y Cuenca de Sabinas
b) Sierra Madre Occidental, Macizo Ígneo Palma Sola y Campo Volcánico de los Tuxtlas
c) Macizo de Teziutlán, Plataforma de Orizaba y Cuenca de Burgos.
d) Cinturón Volcánico Transmexicano, Cinturón Plegado de Zongolica y Cuenca Salina del Istmo

4. ¿Cuáles son las 4 tectono-secuencias principales que se identifican en la cuenca de Veracruz?

a) Rift, Post-orogénicas, Antefosa y Prearco
b) Synrift, Margen Pasiva, Antefosa y Prearco
c) Synrift, Rift, Margen Pasiva y Antefosa
d) Synrift, Antepaís, Margen Pasiva y Prearco

5. ¿Qué caracteriza a la tectono-secuencia synrift de la Cuenca de Veracruz?

a) Rocas con edades cretácicas y registran una deformación
b) Sedimentos volcánicos de edad Jurásica
c) Rocas que registran la apertura del Golfo de México
d) Rocas con plegamiento y fallas inversas

6. ¿A qué periodo corresponde la tectono-secuencia Antefosa?

a) Cuaternario
b) Neógeno
c) Paleógeno
d) Triásico

7. ¿Cuáles son las litologías principales de la tectono-secuencia Antefosa de la Cuenca de Veracruz?

a) Areniscas, conglomerados, limolitas y lutitas
b) Rocas volcánicas y piroclásticas
c) Calizas y dolomías
d) Evaporitas

8. ¿Qué tipo de sedimentos constituyen la tectono-secuencia Prearco?

a) Sedimentos calcáreos
b) Sedimentos volcánicos
c) Sedimentos clásticos
d) Sedimentos marinos

9. ¿A qué era geológica pertenece el relleno sedimentario de la cuenca de Veracruz?

a) Cenozoico
b) Mesozoico
c) Paleozoico
d) Proterozoico

10. Son 2 formaciones de edad paleógena que forman parte del relleno sedimentario de la cuenca de Veracruz.

a) Velasco y Chicontepec
b) Guayabal y Depósito
c) Concepción y La Laja
d) Horcones y Paraje Solo

11. Es una de las formaciones del Neógeno que conforman el relleno de la cuenca de Veracruz

a) Formación Huizachal
b) Formación Encanto
c) Formación El Doctor
d) Formación La Peña

12. ¿Cuántos dominios estructurales presenta la Cuenca de Veracruz?

a) Dos
b) Seis
c) Cinco
d) Siete

13. ¿Qué edad tienen el Lineamiento Antón Lizardo?

a) Paleoceno
b) Eoceno
c) Oligoceno
d) Mioceno

14. ¿Con qué evento tectónico del Jurásico inicia la evolución geológica y tectónica de la cuenca de Veracruz?

a) Origen de Pangea
b) Movimiento del Bloque Chortis
c) Orogenia Laramide
d) Apertura del Golfo de México

15. ¿Qué orogenia generó los pliegues y cabalgaduras del Orógeno Mexicano, dando lugar al origen de la cuenca de Veracruz?

a) Orogenia Laramide
b) Orogenia Caledoniana
c) Orogenia Grenvilliana
d) Orogenia Ouachita

16. ¿Cuáles son los ríos que aportan sedimentos a la Cuenca de Veracruz?

a) Río Papaloapan, Matagallina, Mangos, Jamapa, Alta Luz y Paso de Ovejas
b) Río Lerma, Grijalva, Pánuco y Coatzacoalcos
c) Río Colorado, Matagallinas, Jamapa y Bravo
d) Río Balsas, Tecolutla y Mangos

17. ¿Cuál es el modelo sedimentario de la Cuenca de Veracruz?

a) Sistema turbidítico
b) Cuenca oceánica profunda
c) Sistema de dunas
d) Laguna costera

18. ¿Cuál es el principal contenido paleontológico de la Cuenca de Veracruz?

a) Amonites
b) Foraminíferos
c) Angiospermas
d) Trilobites

19. ¿Cuáles son los principales recursos naturales que se presentan en la Cuenca de Veracruz?

a) Hidrocarburos, yacimientos minerales y acuíferos
b) Carbón y madera
c) Energía eólica y biomasa
d) Fosfatos y sales

20. Es una roca industrial que se explota en la cuenca de Veracruz.

a) Diamantes
b) Magnetita
c) Mármol
d) Oro

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	c)	11.	b)	16.	a)
2.	b)	7.	a)	12.	b)	17.	a)
3.	d)	8.	b)	13.	d)	18.	b)
4.	b)	9.	a)	14.	d)	19.	a)
5.	c)	10.	a)	15.	a)	20.	c)

34.8 Bibliografía

Aguayo, C. J. E., Santillán, P. N., y Arellano, G. J. (2018). Prograding low-density turbidite systems and oil traps at the Lower Paleogene Chicontepec Foreland Basin, East-Central Mexico. Ingeniería, investigación y tecnología, 19(4), 035.

Aguilera, M. M. A., Cureño, S. R., Zarate, L. J., De La Calleja, M. A., y López, G. A. (2003a). Carta Geológico-Minera Minatitlán E15-7, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, Informe, 68 p.

Aguilera, M. M. A., Zarate, L. J., Jiménez, H. A., y Barrios, R. F. (2003b). Carta Geológico-Minera Coatzacoalcos E-15-4 y Frontera E-15-5, escala 1:250, 000: Pachuca Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, Informe, 90 p

Aguirre, M. A. L. (2003). Bioestratigrafía y biosedimentologia de tres localidades del terciario de la Cuenca Tampico-Misantla. *2º Simposio de Bioestratigrafía en la Exploración Petrolera de México y Exposición,* AMGP, PEMEX, IMP, Reynosa, Tamaulipas, Mex., 19-21 Junio, 2003. Resumen.

Alegret, L., Molina, E., Thomas, E. (2001). *Benthic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary around the Gulf of Mexico: Geological Society of America, 29*(10), 891-894.

Álvarez Solís, G. (2017). *Análisis Sísmico de Inversión simultanea aplicado a yacimientos Terciarios, en la Cuenca de Veracruz, México.* [Tesis Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México .

Benavides, L (1956). Notas sobre la Geología Petrolera de México: in Simposium sobre yacimientos de Petróleo y Gas, Congreso Geológico Internacional, 20, México, 3, p. 351-562.

Bitter, M.R. (1993). Sedimentation and Provenance of the Chicontepec Sandstones with Implications from Uplift of the Sierra Madre Oriental and Teziutlán Massif, East-Central Mexico. In: Pindell J.L. y Perkins R.F. (eds.). Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: A context for Hydrocarbon Exploration. Transactions, 13th Annual Gulf Coast Section of Society for Sedimentary Geology (GCSSEPM). Research Conference, 155-172.

Busch, D.A., Govela, A.S. (1978). Stratigraphy and Structure of Chicontepec Turbidites, Southern Tampico-Misantla Basin, Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62* (2): 235-246.

Buitrón, B. E., Silva, S. B. (1979). Dos especies de equinoides (Echinodermata-Echinoidea) del Eoceno Tardío de Tantoyuca, *Veracruz: Revista del Instituto de Geología, 3*(2), 122-125.

Cabrera, C. R. y Lugo, R. J. E. (1984). Estratigrafía-Sedimentología Cuencas Terciarias del Golfo de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 36*(2), 3-55.

Castillo T. C. (1955). Bosquejo Estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 7*(5- 6), 175-212.

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (s.f). Atlas Geológico Cuenca de Veracruz. Archivo PDF . www.cnh.gob.mx.

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2018). *Atlas Geológico Cuenca de Veracruz,* (pp. 1-57).

Corona, B. M. (2010). *Estratigrafía de Secuencias de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.* [Tesis Ingeniería], Universidad Nacional Autónoma de México .

Eguiluz De Antuñano, S., Aranda, G. M., y Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53*(1), 1–26.

Ferket, H., Ortuño, A. S., Roure, F., y Swennen, R. (2003). Lithologic control on matrix porosity in shallow-marine Cretaceous reservoir limestones: A study of the Peñuela Reservoir outcrop analog (Cordoba Platform, southeastern Mexico). In C. Bartolini, R. T. Buffler, & J. Blickwede (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (AAPG Memoir 79, pp. 283–304). American Association of Petroleum Geologists.

Gandulay, O. D. (2015). *Modelado del Sistema Petrolero en 2D del Transeco A, Ubicado en la Porción Sur de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.* [Tesis Ingeniería], Universidad Nacional Autónoma de México.

González, R., y Holguín, Q. L. (1992). Las rocas generadoras de México. *Petróleos Mexicanos, Coordinación de Exploración, 42*(1), 16–30.

Gutiérrez, P. H. (2005). *Áreas de Proveniencia de los Clásticos del Mioceno medio y superior de la Cuenca de Veracruz.* [Tesis Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México .

Hidalgo, C. F. M. (2006). *El sistema petrolero de la cuenca de Veracruz* [Tesis de licenciatura], Universidad Nacional Autónoma de México .

Jennette, D., Wawrzyniec, T., Fouad, K., Dunlap, D. B., Meneses R, J., Grimaldo F., Muñoz, R., Barrera D., Williams R, C. y Escamilla H, A. (2003). Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 87*(10), 1599-1622.

López, R. E. (1979). Geología de México: México, D.F., Tomo III, 446 p.

Loza, E. R. (2014). *Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias Foreland, con ejemplos representativos.* [Tesis Ingeniería], Universidad Nacional Autónoma de México .

Mariles, A. M. C. (2018). *Predicción Geoestadística Multivariada para la Identificación de Propiedades de Yacimientos en un Campo en la Cuenca de Veracruz.* [Tesis Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México .

Martínez, A. H., Zarate, B. R., Loaeza, G. J. P., Sáenz, P. M. R., y Cardoso, V. E. A. (2000). Carta

Geológico-Minera Orizaba E14-6, escala 1:250,000 Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe, 96 p.

Martínez, M. M., Vázquez, B. R., Víctor M. Valdivieso, R. V. M., Arreguin, L. M. A. y Rivera, C. S. (2006). Upper Miocene-Pliocene Plays and their Economical Importance in the Tertiary Veracruz Basin, Mexico. GCAGS Annual Convention Lafayette, Louisiana. AAPG Search and Discovery Article #90056©2006.

Martínez, M. M., Vega, E. R., Flores, C. F., Ángeles, M. D. y López, M. C. (2009). Integrated seismic and petrographic analyses of the sandstone reservoirs of the Tertiary Veracruz Basin, Mexico. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 90,* 217-235.

Meneses, R. J. J. (1991). Tectonic development of the Ixtapa Graben, Chiapas, México. Ph. D. dissertation. University of Texas at Austin .

Meneses, R. J. J. (2001). Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems. En Bartolini, C., Buffler, R. T. y Cantú Chapa, A. (Eds), *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems* (75, 271-291). AAPG Memoir.

Moreira, R. F., Flores, A. G., Reyes, R. N. A., Maldonado, L. J. M., Martínez, R. L., Carrizales, A. A., De Santiago, C. J., y López, A. L. (1997). Carta Geológico-Minera Ciudad Valles F14-8, San Luis Potosí, Querétaro, Veracruz, Hidalgo y Guanajuato: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, informe, 44 p.

Muir, J. M., 1936, Geology of the Tampico Region: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 280 p.

Nájera, CH. H. (1952). Estudio de las formaciones del Eoceno en la Región de Poza Rica: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 4*(3-4), 71-115.

Pérez, R. H. (1959). Estudio Geológico del Campo Petrolero Rodolfo Ogarrio: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 22*(3), 3-28.

Petróleos Mexicanos (PEMEX) (1988). Estratigrafía de la República Mexicana, Cenozoico: México, D.F., Subdirección de Producción Primaria, Coordinación ejecutiva de Exploración, Informe inédito, 136 p.

Prost, G. y Aranda, M. (2001). Tectonics and Hydrocarbon Systems of the Veracruz Basin, Mexico. En En Bartolini, C., Buffler, R. T. y Cantú Chapa, A. (Eds), *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems* (75, 271-291). AAPG Memoir.

Quilantan, P. A. y Reyes, S. M. A. (2012). Caracterización Petrofísica de arenas del Neógeno en un pozo gasífero de la Cuenca de Veracruz. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64*(3), 295-304.

Rodríguez, E. S. y Morales, B. W. (2010). Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz: Geología (pp. 43–64). Gobierno del Estado de Veracruz.

Rodríguez, Z. A. (2025). *La Cuenca de Veracruz, síntesis geológica e importancia de sus recursos naturales, como parte del libro digital: Las cuencas sedimentarias de México y sus recursos naturales del subsuelo.* [Tesis Ingeniería], Universidad Nacional Autónoma de México .

Salas, G. P. (1949). Geology and development of Poza Rica Oil Field, Veracruz, Mexico, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 33* (8), 385-1, 409.

Servicio Geológico de México, (s.f). Léxico Estratigráfico de México. https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/

Servicio Geológico Mexicano (2001). Carta geológico-minera Orizaba E15-6 Veracruz, Puebla y Oaxaca Mapa. 1:250,000. Servicio Geológico Mexicano.

Servicio Geológico Mexicano (2002). Carta geológico-minera Veracruz E14-3 Veracruz, Puebla y Tlaxcala. Mapa . 1:250,000. Servicio Geológico Mexicano.

Servicio Geológico Mexicano (2004). Carta geológico-minera Coatzacoalcos E15-1-4 Veracruz, Oaxaca y Tabasco. Mapa. 1:250,000. Servicio Geológico Mexicano.

Varilla, A. S. (2008). *Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en la Cuenca de Veracruz.* [Tesis Ingeniería], Universidad Nacional Autónoma de México .

Vázquez, C. E. (2010). *Los Gases de la Cuenca de Veracruz: Origen, Distribución y Perspectivas Exploratorias.* [Tesis Maestría], Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura .

Viniegra, O. F. (1950). Breve análisis geológico de la llamada Cuenca de Veracruz, sus posibilidades petrolíferas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 2,* 281-289.

WEC México. (2010). Descubra el yacimiento. En *Provincias petroleras de México* (Capítulo 1, pp. 1.2–1.75). WEC México.

35 Cuenca Paleógena del noroeste de Oaxaca

Eduardo Jiménez Hidalgo, Javier Arellano Gil y Gabriela Reyes Agustín

Sumario

35.1. Resumen
35.2. Abstract
35.3. Introducción
35.4. Generalidades
35.4.1. Ubicación
35.4.2. Trabajos previos
35.5. La Cuenca Paleógena del noroeste de Oaxaca
35.5.1. Sedimentología y estratigrafía
35.5.2. Geología estructural
35.5.3. Contenido paleontológico
35.5.4. Evolución geológica y modelo de cuenca
35.6. Consideraciones económicas
35.7. Conclusiones
35.8. Autoevaluación
35.9. Bibliografía

35.1 Resumen

La Cuenca Paleógena del noroeste de Oaxaca es una estructura de perímetro aproximadamente rectangular, se localiza entre los 17° 00' 00"-18° 15' 00" Lat N y los 97° 15' 00"-98° 00' 00" Long W, con su eje mayor en sentido noroeste-sureste y un área aproximada de 6,371 Km^2. Sus secuencias sedimentarias cubren a los terrenos tectonoestratigráficos Mixteco y Oaxaquia y, sobreyacen discordantemente a las secuencias jurásicas y cretácicas de la Cuenca de Tlaxiaco. Los sedimentos del Cenozoico incluyen conglomerados calcáreos del Paleoceno?-Eoceno temprano, arcillas, limos y areniscas del Eoceno medio, así como areniscas, ceniza y toba volcánica, limos arenosos, conglomerados y brechas del Eoceno-Oligoceno, las cuales son sobreyacidas por diversas rocas volcánicas oligocénicas. Los depósitos del cuaternario incluyen aluviones, piedemonte y lacustres. La cuenca está afectada por varias fallas, como la Caltepec/Tamazulapan, Cieneguilla, Las Pilas y Petlalcingo-Huajuapan. También existen dos importantes anticlinales, el Diquiyú y el Teposcolula, que corresponden con la deformación de las rocas mesozoicas. En esta cuenca existe un importante registro fósil continental del Oligoceno temprano y del Pleistoceno Tardío-Holoceno conformado por ostrácodos, gasterópodos, bivalvos, dulceacuícolas y terrestres, así como anfibios, reptiles y mamíferos. Se propone que esta cuenca se desarrolló primero como una cuenca de antepaís de retroarco (retroforeland) durante el Paleoceno-Eoceno y posteriormente evolucionó a una cuenca de intraarco en el Oligoceno.

35.2 Abstract

The Paleogene Basin of northwestern Oaxaca is a structure with an approximately rectangular perimeter, located between 17° 00' 00"– 18° 15' 00" Latitude N and 97° 15' 00"– 98° 00' 00" Longitude W, with its major axis oriented northwest–southeast and an approximate area of 6,371 km^2. Its sedimentary sequences cover the Mixteco and Oaxaquia tectonostratigraphic terrains and unconformably overlie the Jurassic and Cretaceous sequences of the Tlaxiaco Basin. The Cenozoic sediments include Paleocene?–Early Eocene limestone conglomerates, Middle Eocene clays, silts, and sandstones, as well as Eocene-Oligocene sandstones, volcanic ash and tuff, sandy silts, conglomerates, and breccias, which are overlain

by various Oligocene volcanic rocks. The Quaternary deposits include alluvial, lacustrine and foothill deposits. Several faults are known in this basin, such as the Caltepec / Tamazulapan, Cieneguilla, Las Pilas, or the Petlalcingo-Huajuapan Fault. There are also two significant anticlines, the Diquiyú and the Teposcolula, which are the result of mesozoic rocks deformation. This basin holds an important continental fossil record from the Early Oligocene and Late Pleistocene–Holocene, constituted by ostracods, gastropods, bivalves, freshwater and terrestrial, as well as amphibians, reptiles, and mammals. It is proposed that this basin initially developed as a retro-foreland basin during the Paleocene-Eocene and later evolved into an intra-arc basin in the Oligocene.

35.3 Introducción

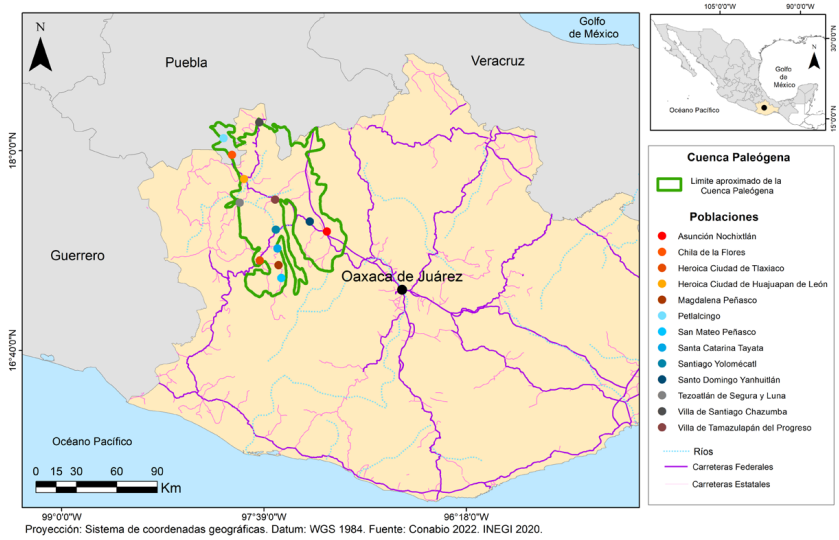
En el noroeste del Estado de Oaxaca existieron grandes sistemas fluviales y lacustres durante el Paleógeno, cuyos sedimentos se depositaron en cuencas sedimentarias intermontañas y fosas tectónicas (Arellano-Gil *et al.*, 2021). Dichos depósitos afloran extensamente en esta área del estado; también afloran de forma extensa depósitos volcánicos y volcanoclásticos que sobreyacen a los depósitos fluviolacustres y evidencian gran actividad volcánica en el final del Eoceno y durante el Oligoceno (Martiny *et al.*, 2000). Ambos tipos de rocas tienen como basamento rocas metamórficas paleozoicas y secuencias sedimentarias mesozoicas plegadas.

Aun cuando existen diversos trabajos geológicos a nivel local y regional en el área de estudio, en ninguno de ellos se ha realizado un análisis de cuencas sedimentarias en el noroeste de Oaxaca, por lo que los objetivos del presente capítulo son caracterizar la Cuenca Sedimentaria Paleógena del noroeste de Oaxaca, describir su estratigrafía y contenido paleontológico, además de proponer un modelo de desarrollo de la cuenca sedimentaria.

35.4 Generalidades

35.4.1 Ubicación

En este trabajo denominamos Cuenca Paleógena del noroeste de Oaxaca a la depresión de la corteza terrestre que se ubica entre los 17° 00' 00"-18° 15' 00" Lat N y los 97° 15' 00"-98° 00' 00" Long W, con su eje mayor en sentido noroeste-sureste en el estado de Oaxaca, y que abarca una pequeña área de la porción más sureña del estado Puebla (Figura 35. 1). Tiene una longitud aproximada de 133 km, una anchura aproximada 67 km y un área aproximada de 6,371 Km^2. Las secuencias sedimentarias cubren los terrenos tectonoestratigráficos Mixteco y Oaxaquia (también llamado Zapoteco), que conforman el basamento, además de sobreponerse discordantemente a las secuencias jurásicas y cretácicas de la Cuenca de Tlaxiaco. Forma parte de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre del Sur y la Subprovincia Fisiográfica Montañas y Valles de Occidente (Ortiz Pérez *et al.*, 2004; Arellano-Gil *et al.*, 2021). Entre las poblaciones que se ubican en el área de estudio en el Estado de Puebla están Petlalcingo y Chila de las Flores, mientras que las del Estado de Oaxaca son, Santiago Chazumba, Huajuapan de León, Tezoatlán de Segura y Luna, Villa de Tamazulapan del Progreso, Santiago Teotongo, Santo Domingo Yanhuitlán, Asunción Nochixtlán, Santiago Yolomécatl, Heroica Ciudad de Tlaxiaco, Santa Catarina Tayata, Cuauhtémoc Tayata, Magdalena Peñasco y San Mateo Peñasco (Figura 35.1).



Proyección: Sistema de coordenadas geográficas. Datum: WGS 1984. Fuente: Conabio 2022. INEGI 2020.

Figura 35.1. Mapa de localización donde se muestran los límites aproximados de la Cuenca Paleógena del Estado de Oaxaca, así como las principales poblaciones que incluye.

35.4.2 Trabajos previos

Las publicaciones que incluyen el área de estudio son diversas. En 1949, Salas realiza el primer bosquejo geológico de lo que llamó "Cuenca Sedimentaria de Oaxaca", en el que describe diversas unidades que van del Pre-Mesozoico al Reciente. Con relación al Paleógeno, describe y nombra por primera vez a las formaciones Huajuapan y Yanhuitlán (aunque él las llamó capas). Este autor menciona que la Formación Huajuapan tiene más de 100 m de espesor en el valle homónimo, que está formada por rocas detríticas de grano muy grueso (conglomerados) a muy fino (arcillas) y ceniza volcánica; la Formación Yanhuitlán es muy diferente, ya que se compone de aproximadamente 350 m de espesor y está constituida por arcilla mal litificada con intercalaciones de areniscas y cenizas volcánicas. Consideró que la Formación Huajuapan subyace a la Yanhuitlán. De acuerdo con Erben (1956), ambas formaciones representan dos facies distintas de la misma unidad estratigráfica, en el que las facies de la Formación Huajuapan afloran en el sur de Puebla, noreste de Guerrero y norte y noroeste de Oaxaca, mientras que la Formación Yanhuitlán aflora en la cuenca de Yanhuitlán-Nochixtlán y entre las poblaciones de Yanhuitlán y Tlaxiaco.

En 1970, Ferrusquía-Villafranca describió de forma preliminar la geología del área Tamazulapam, Teposcolula, Yanhuitlán, en la porción centro-sur de la cuenca. En este mismo año, Schlaepfer describe la geología cenozoica del área Yanhuitlán-Nochixtlán. Con relación a las unidades del Paleógeno, menciona que se reconocieron tres unidades: el Conglomerado Tecomatlán, la Formación Yanhuitlán y la Formación Sosola; el primero está integrado por un conglomerado calizo mal clasificado; la Formación Yanhuitlán está formada por limolitas rojas semi-consolidadas y capas limo-arcillosas más compactas que rellenan una cuenca endorreica; finalmente, la Formación Sosola está formada por gravas moderadamente consolidadas. Adicionalmente, se menciona la presencia de una serie de derrames lávicos dacíticos. Por su parte, los depósitos cuaternarios consisten en rellenos del valle, los cuales contienen fauna pleistocénica en algunas zonas. En 1974, Ferrusquía-Villafranca y colaboradores reportan tres edades radiométricas de muestras oaxaqueñas, entre ellas una edad promedio de 26.2 millones de años (Ma) para la Toba Llano de Lobos y de 28.9 Ma para la Andesita Yucudaac.

Posteriormente, Ferrusquía-Villafranca (1976) describe la geología detallada del área Tamazulapam, Teposcolula, Yanhuitlán. En este trabajo se describen 11 unidades litológicas y se erigen formalmente ocho, de las cuales siete son formaciones paleogénicas (Conglomerado Tamazulapam, Toba Llano de Lobos, Toba Cerro Verde, Andesita Yucudaac, Andesita San Marcos, Formación Chilapa y Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca). Los depósitos cuaternarios incluyen aluvión, travertino y suelo. En algunas zonas con aluvión se hallaron restos de fauna pleistocénica.

Tanto Schlaepfer (1970) como Ferrusquía-Villafranca (1976), mencionan que Hisazumi (1932) fue el primero en nombrar a la Formación Yanhuitlán y la Formación Chilapa como tales.

En 1984 el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) publica la Carta Geológica Oaxaca E14-9, y la Carta Geológica Orizaba, ambas con escala 1:250,000, donde además de la descripción de las unidades de roca se describe la geología estructural y la geología económica. En los años 2000 y 2001 se publica la cartografía geológico-minera de las Cartas Oaxaca E14-9 y Orizaba E14-6, escala 1:250,000, por parte del Servicio Geológico Mexicano. En ellas las formaciones Tamazulapam, Yanhuitlán, Huajuapan y Chilapa se agrupan bajo las claves TpaeCgp-Ar y TeoTa-Ar, mientras que las unidades volcánicas paleogénicas (Toba Llano de Lobos, Toba Cerro Verde, Andesita Yucudaac, Andesita San Marcos, tobas andesíticas y andesitas) se agrupan como TemTA-A. Adicionalmente, se describe la geología estructural de ambas áreas y sus yacimientos minerales (González *et al.*, 2000; Martínez *et al.*, 2001).

Entre el 2000 y el 2021 y el Servicio Geológico Mexicano publica siete cartas geológico-mineras escala 1:50:000 donde se detalla la litoestratigrafía, geología estructural, yacimientos minerales y la geoquímica de varias zonas dentro del área de estudio (Tabla 35. 1).

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

Tabla 35. 1. Cartas geológico-mineras escala 1:50,000 publicadas por el Servicio Geológico Mexicano que cubren el noroeste de Oaxaca.

Año de publicación	Autores	Nombre de la carta geológico-minera
2000	Procesos Analíticos e Informáticos S.A. de C.V.	Tlaxiaco E14-D34
2007	Islas Tenorio y Armenta de la Cruz	Asunción Nochixtlán E14-D36
2018	Castillo Reynoso y Ramírez Velázquez	Villa de Tamazulápam del Progreso E14-D25
2020	Márquez Pérez y colaboradores	Santiago Yolomécatl E14-D35
2021	Márquez Pérez y Soni Peña	San Agustín Tlacotepec E14-D45
2009	Fitz Bravo y Ríos Martínez	Tezoatlán de Segura y Luna E14-D24
2009	Salinas Rodríguez y García González	Huajuapan de León E14-D14

Por su parte, Santamaría-Díaz *et al.* (2008) estudiaron la estratigrafía y las estructuras de la región de Tamazulapam; el análisis estructural mostró que la deformación es heterogénea y que, en el caso estudiado, la falla de basamento (Falla Caltepec) influyó en la deformación de la cobertura mesozoica y cenozoica. Posteriormente, Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2016) describen la geología cenozoica del área Yolomécatl-Tlaxiaco (en la porción centro sur del área de estudio), donde erigen algunas unidades litoestratigráficas, como la Formación Yolomécatl o los piroepiclásticos Tayata (unidad informal), y describen la geología estructural. Dos años después, Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2018) describe los ambientes de depósito de la Formación Yolomécatl, la cual incluye sistemas fluviales y lacustres.

En 2021 Jiménez-Hidalgo *et al.,* describen la estratigrafía del área Chilapa-Yolomécatl, sinonimizan varias unidades litoestratigráficas, como la Formación Yolomécatl con la Formación Chilapa o los piroepiclásticos Tayata con la Formación Yanhuitlán, y establecen la edad de la Fauna Local Iniyoo en la parte tardía del Oligoceno Temprano (edad mamífero Arikareeano 1); tomaron como

base la bioestratigrafía de algunos de sus taxa, las edades máximas de depósito sedimentario U-Pb en circones detríticos de la secuencia fosilífera de alrededor de 30 millones de años, y de edades corregidas K-Ar y Ar/Ar de unidades que subyacen y se interdigitan con la Formación Chilapa.

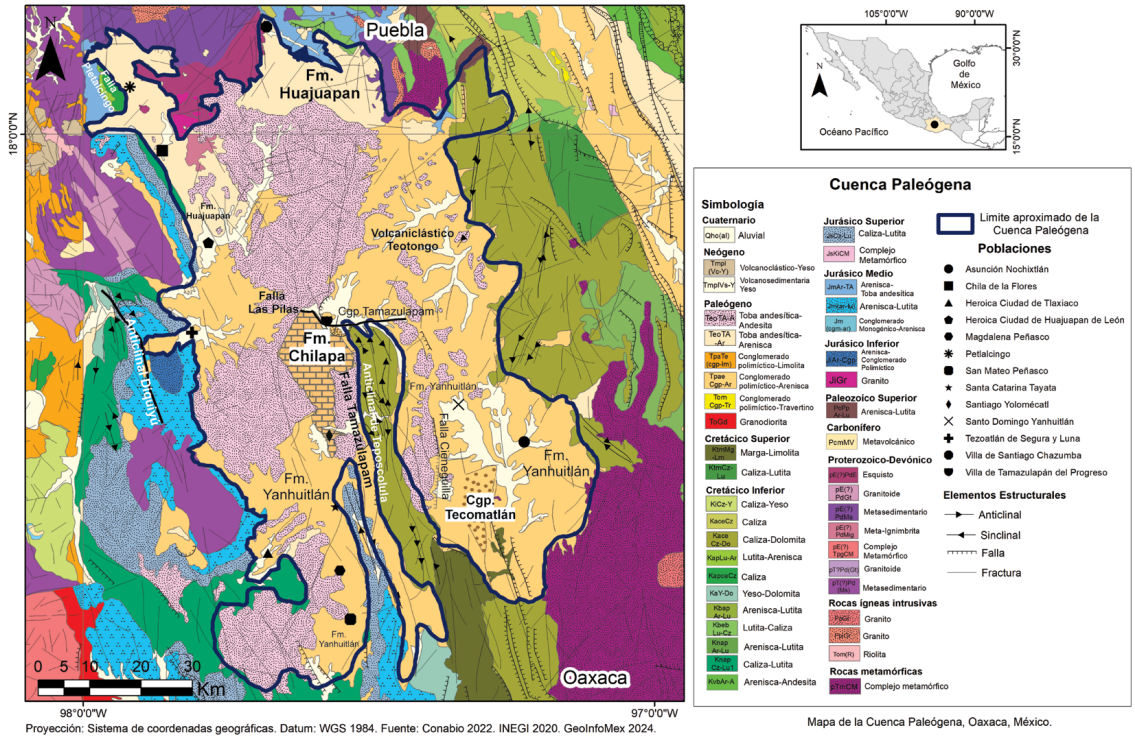
Por otro lado, en el año 2000 Martiny y colaboradores describen la estratigrafía, la geoquímica y la importancia tectónica de las rocas magmáticas oligocénicas del oeste de Oaxaca. Consideran que estas rocas corresponden a un arco relativamente amplio que estuvo activo principalmente en el Oligoceno (de aproximadamente 35 millones de años a 25 millones de años) y que los rasgos tectónicos generales en la región indican una tasa de deformación transtensional más activa en la región volcánica continental que a lo largo del margen costero.

Con relación a publicaciones relacionadas mayormente con la geología regional, Morán-Zenteno *et al.* (2005) presentan una revisión sobre la evolución geológica cenozoica del sur de México, principalmente de la Sierra Madre del Sur, donde hablan de la deformación orogénica de finales del Cretácico, del magmatismo y la sedimentación continental de finales del Cretácico e inicios de Paleoceno, del plutonismo y la evolución del margen continental y el vulcanismo, de la deformación del Eoceno al Mioceno, y realizan una síntesis tectónica relacionándola con la cinemática de las placas en el entorno del sur del país. Un año después, Nieto-Samaniego *et al.* (2006) identifican tres diferentes grupos de estructuras que representan tres eventos de deformación sucesivos en el este de la Sierra Madre del Sur. El primer evento corresponde a la Orogenia Laramide, el segundo evento generó fallamiento con desplazamiento lateral asociado a acortamiento NE-SW., el tercer evento corresponde a fallamiento normal asociado a extensión NE-SW. Por su parte, Cerca *et al.* (2007), presentan datos geológicos, geocronológicos y estructurales que usan para describir la geometría, la cinemática y el tiempo de la deformación cretácica y del Paleógeno de la plataforma Guerrero-Morelos y del área Huajuapan-Tamazulapam. En 2024, Velasco de León publicó el libro Paleobiota y Geología del Sur de México, donde el capítulo 1, trata sobre los terrenos tectonoestratigráficos y su cubierta sedimentaria, donde se describen de manera general a las unidades cenozoicas de la región.

35.5 La Cuenca Paleógena del noroeste de Oaxaca

35.5.1 Sedimentología y estratigrafía

Las unidades más antiguas corresponden a los Complejos Acatlán y Oaxaqueño, sobre los cuales se desarrolló la Cuenca de Tlaxiaco durante el Jurásico Medio-Tardío; primero se formaron depósitos continentales y posteriormente secuencias transicionales y marinas como parte de la evolución de una cuenca de rift, que posteriormente cambió a una cuenca de margen pasivo, que se caracteriza por depósitos de carbonatos de plataforma durante el Cretácico Inferior y la base del Cretácico Superior. Las secuencias anteriores son el basamento sobre el que se depositaron las unidades del Paleógeno, que constituyen el relleno sedimentario de la Cuenca Paleógena del noroeste del Estado de Oaxaca (Figura 35.2).



Proyección: Sistema de coordenadas geográficas. Datum: WGS 1984. Fuente: Conabio 2022. INEGI 2020. GeoInfoMex 2024.

Mapa de la Cuenca Paleógena, Oaxaca, México.

Figura 35.2. Mapa geológico generalizado de la Cuenca Paleógena del Estado de Oaxaca. Se señalan las áreas donde afloran las formaciones paleógenas sedimentarias. Las unidades volcánicas paleogénicas están agrupadas como Teo TA -A. Fuentes: Servicio Geológico Mexicano, INEGI, Santamaría-Díaz *et al.* (2008).

La columna estratigráfica cenozoica tiene cambios verticales y horizontales contrastantes, donde las rocas más antiguas corresponden con el primer depósito sedimentario del relleno de la cuenca Paleógena; están constituidas por conglomerados calcáreos de matriz arcillo-arenosa depositados discordantemente sobre calizas cretácicas. En la porción centro y sur del área de estudio, estos conglomerados han sido llamados Conglomerado Tamazulapam (Figura 35.3) y Conglomerado Tecomatlán, los cuales llegan a tener espesores de hasta 400 m; la edad propuesta es Paleoceno?-Eoceno Temprano (Ferrusquía-Villafranca, 1976; González Ramos *et al.*, 2000; Santamaría-Díaz *et al.*, 2008). A esta unidad la sobreyace en discordancia la Formación Yanhuitlán, la cual está compuesta por capas de arcillas y limos de color rojo y crema (Figura 35.4), semi-consolidados, y arena limosa, con un espesor de 300 a 600 m (Schlaepfer, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1976; Santamaría-Díaz *et al.*, 2008); aflora en la porción central y sur de la cuenca. Existen edades K-Ar de 40.5 Ma y Ar-Ar de 43.0 Ma para esta formación (Martiny *et al.*, 2000; Cerca *et al.*, 2007), correspondientes con el Eoceno Medio (edades Lutetiano-Bartoniano).

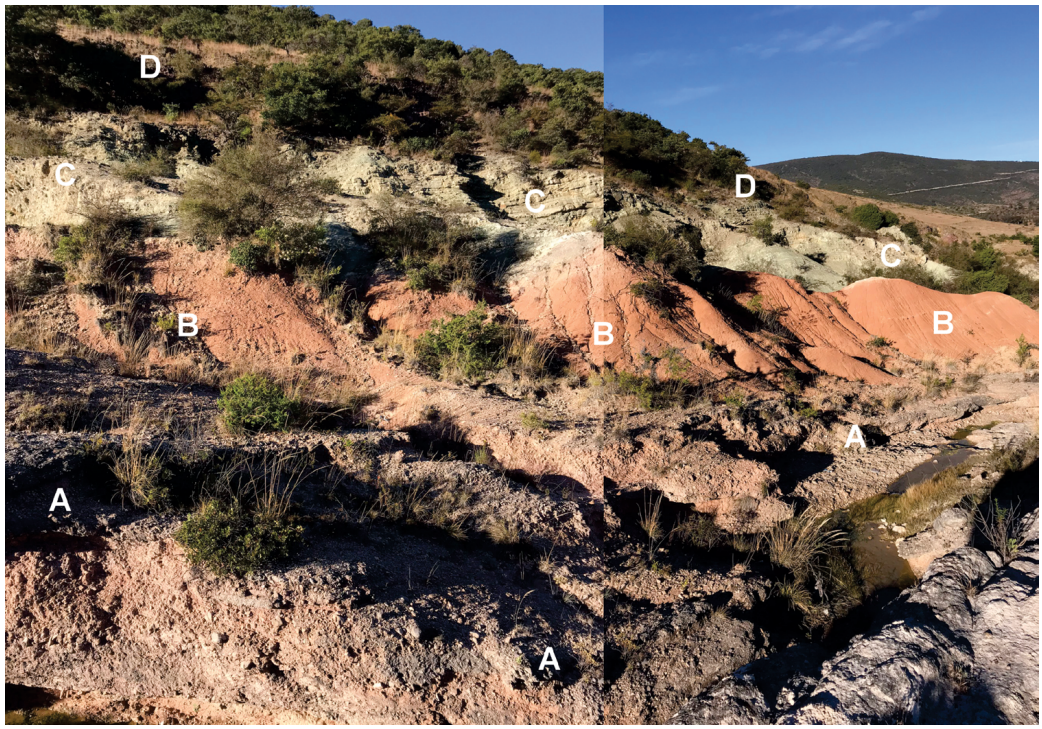


Figura 35.3. Sucesión estratigráfica paleogénica en los alrededores de Villa de Tamazulapam del Progreso. A. Conglomerado Tamazulapam, B. Formación Yanhuitlán, C. Toba Llano de Lobos, D. Andesita Yucudaac.

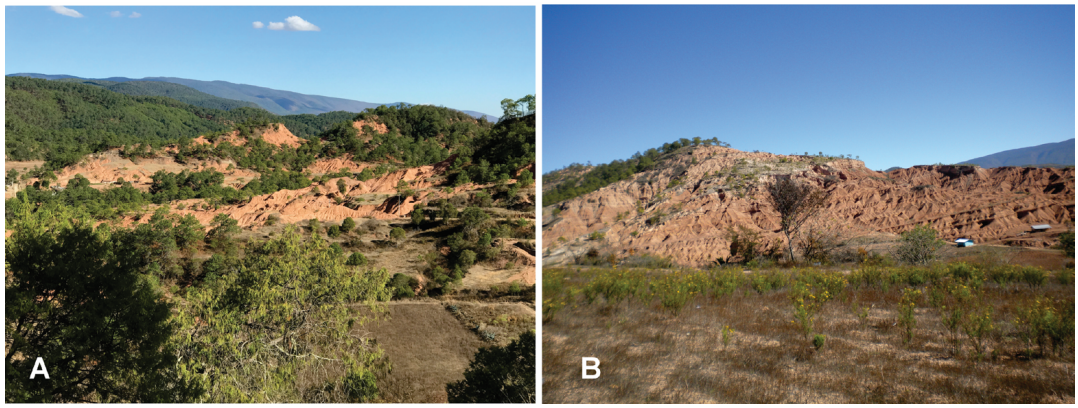


Figura 35.4. Panorámicas de la Formación Yanhuitlán del Eoceno en A. Los alrededores de Huamelulpan y B. Magdalena Peñasco.

Hacia el norte de la cuenca también aflora un conglomerado rojo conformado por fragmentos redondeados de caliza y con algunas rocas ígneas, con matriz arenosa que sobreyace discordantemente a las calizas cretácicas y que según Salas (1949), representa la porción basal de la Formación Huajuapan, la cual está formada por arenisca, ceniza y toba volcánica, limo arenoso y capas intercaladas de conglomerados y brechas de colores rojo, verde, azul e incluso morado. La edad de esta formación es Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano (Jiménez-Hidalgo y Gurrero-Arenas, 2018) y su espesor estimado sobrepasa los 100 m (Salas, 1949). De acuerdo con González Ramos *et al.* (2000) el espesor de la Formación Huajuapan es de aproximadamente 500 m.

Estos depósitos fluvio-lacustres son sobreyacidos por rocas volcánicas formadas por varios eventos de vulcanismo. En los alrededores de Huajuapan de León están constituidos por hasta 14 flujos de lavas andesíticas y autobrechas con intercalaciones de toba en su parte baja y aproximadamente 600 m de espesor (Martiny *et al.*, 2000). En los alrededores de Tamazulapam se describió el Volcaniclástico Teotongo, una secuencia de arenisca con influencia volcánica y toba lítica interestratificada de 300 m de espesor que sobreyace discordantemente a la Formación Yanhuitlán y con una edad Ar/Ar de 31.6 Ma, que lo ubica en el Oligoceno (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008). También se describió la Toba Llano de Lobos (Figura 35.3), constituida por limolita tobácea e ignimbrita con conglomerado y arenisca, con un espesor de 350-500 m (Ferrusquía-Villafranca, 1976; Santamaría-Díaz *et al.*, 2008). Otra unidad volcánica que aflora en los alrededores de Tamazulapam es la Andesita Yucudaac (Figura 35.3), constituida por lavas andesíticas de

clinopiroxena de 500 m de espesor y una edad K-Ar de 28.9 Ma. Esta andesita se interdigita y subyace a la Formación Chilapa y sobreyace discordantemente a la Formación Yanhuitlán y a la Toba Llano de Lobos (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

Otras unidades volcánicas que afloran en el área de estudio son la Toba Cerro Verde, formada por toba andesítica lítico-cristalina soldada, con un espesor de 150 m; el "Grupo" Nduayaco, formado por derrames de lava andesítica, brechas y depósitos de avalancha, con un espesor de al menos 200 m y edad eocénica?-oligocénica, así como el "Grupo" Nundichi, de edad oligocénica, constituido por tobas félsicas y lavas andesíticas con cerca de 350 m de espesor (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016; Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2021).

Entre Villa de Tamazulapam del Progreso y Santiago Yolomécatl aflora la Formación Chilapa, la cual está constituida por arenisca, limo, calizas silicificadas, arcillas y conglomerados color rojizo, crema, ocre, verde claro y blanco (Figura 35.5) con un espesor de hasta 400 m. Esta formación sobreyace discordantemente a la Formación Yanhuitlán y se interdigita con la Andesita San Marcos, formada por lavas andesíticas de oxihorblenda, microporfirítica que tiene espesores entre 150 a 200 m (Ferrusquía-Villafranca, 1976; Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2021).

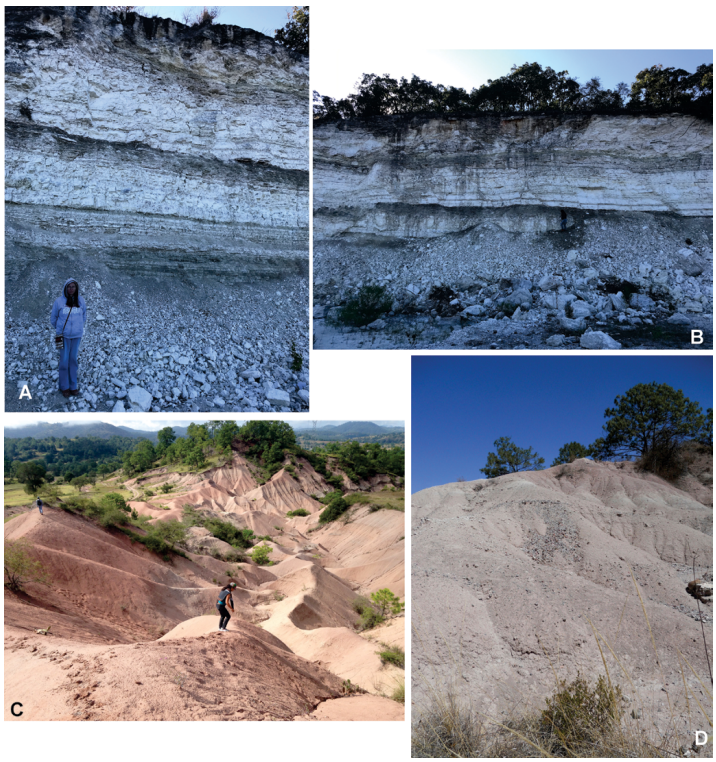


Figura 35.5. Afloramientos de la Formación Chilapa del Oligoceno. A, B. Afloramientos de la facie de lago profundo en los alrededores de Villa de Tamazulapam de la Unión. C, D. Facies marginales y de playa con desarrollo de paleosuelos en los alrededores de Santiago Yolomécatl.

Finalmente, los depósitos cuaternarios están formados por depósitos aluviales y de pie de monte (grava, arena, limo y arcilla) derivados de las unidades preexistentes (Figura 35.6).

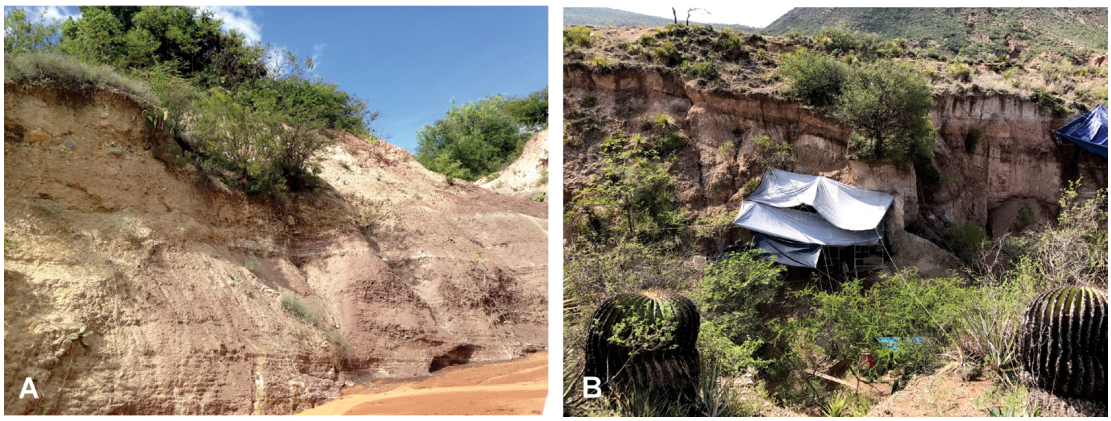


Figura 35.6. Sedimentos aluviales de la Cuenca Paleógena del Estado de Oaxaca. A. Aluviones en discordancia sobre la Formación Yanhuitlán en los alrededores de Villa de Tamazulapan de la Unión. B. Rellenos aluviales en los alrededores de Santiago Chazumba.

35.5.2 Geología estructural

Esta cuenca se desarrolló sobre los terrenos tectonoestratigráficos Mixteco y Oaxaquia, cuyo límite en el área de estudio es la Falla Caltepec/Falla Tamazulapam, la cual pone en contacto a los complejos Acatlán y Oaxaqueño (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008; Arellano Gil *et al.*, 2024). En la zona donde aflora (al norte de la cuenca), la Falla Caltepec es una zona de cizalla dúctil que se formó en el Pérmico temprano con una anchura de 2 a 6 km con un rumbo general NNW (Elías-Herrera *et al.*, 2005). Hacia el sur, está cubierta por rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, pero hay una falla de rumbo similar en el borde occidental del anticlinal de Teposcolula que pone en contacto rocas cretácicas con rocas cenozoicas y que se ha propuesto como la continuación hacia el sur de la Falla Caltepec (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008); esta es la Falla Tamazulapam (Figura 35. 2). Tiene una longitud mayor a 100 km, un rumbo promedio N-S, aunque su trazo varía 20° siguiendo la forma del borde del anticlinal, y en la zona de contacto entre la Formación Teposcolula y la Formación

Tamazulapam tiene planos de falla con dos direcciones de movimiento (como falla normal y falla lateral derecha) (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008), es una falla de transtensión que contribuyó a la formación de la depresión topográfica donde se acumularon las secuencias cenozoicas.

Al oriente de la Falla Tamazulapam, está la Falla Cieneguilla, que tiene un rumbo N-S, una longitud continua de 22 km, y corre por otros 32 km de forma discontinua hacia el norte como segmentos pequeños de falla (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

Al norte de las fallas anteriores está la Falla Las Pilas, con una longitud de aproximadamente 20 km, un rumbo E-W que cambia a WNW al occidente de Tamazulapam (Figura 35. 2). Esta falla es el límite norte de la Formación Chilapa y el conglomerado Tamazulapam y corresponde con una falla lateral izquierda (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

En la porción noroeste está la Falla Petlalcingo-Huajuapan, que es de tipo lateral izquierda, con una longitud aproximada de 37 km, una orientación NW 20° SE y afecta a la Formación Huajuapan y a las rocas volcánicas del Paleógeno (González Ramos, 2000).

El anticlinal de Teposcolula divide en dos la parte sur de la cuenca; se trata de una expresión topográfica de gran relieve, ya que alcanza los 3,100 msnm, tiene una orientación casi norte-sur, su eje mayor tiene 17.5 km aproximadamente con echados en los flancos de los 13° a los 31° (González Ramos, 2000). Se formó durante la Orogenia Laramide, la cual provocó deformación con acortamiento a lo largo del oriente y sur del país (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

El anticlinal Diquiyú también es resultado de la Orogenia Laramide, se ubica al suroeste de Huajuapan de León, tiene una dirección N-S a NNW y tiene vergencia al norte. Este pliegue limita la parte centro-occidental de la cuenca y afecta rocas jurásicas y cretácicas marinas (Martiny, 2008).

35.5.3 Contenido paleontológico

Se han reportado fósiles procedentes de unidades paleogénicas y cuaternarias. Los fósiles más antiguos proceden de la Formación Chilapa del Oligoceno Temprano, los cuales incluyen icnofósiles de insectos (cámaras pupales de escarabajos y cámaras de abejas minadoras), icnofósiles de roedores (galerías), fósiles de reptiles y de mamíferos (Tabla 35. 2). A esta asociación faunística se le nombró Fauna Local Iniyoo (Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2015).

Las icnoespecies de escarabajos, de abejas y de galerías de roedores son los únicos registros para el Paleógeno de México.

Jiménez-Hidalgo y colaboradores (2015) reportaron dos taxones de tortugas terrestres y una especie de lagartija excavadora, pero años después, la recolecta y estudio de material adicional permitió reconocer que sólo está presente una nueva especie de tortuga en Yolomécatl (Carbot-Chanona *et al.*, 2022) y la lagartija excavadora *Rhineura sp.* (Tabla 35.2). En el caso de los mamíferos, estos mismos autores reportaron al camélido *Poebrotherium,* pero el estudio de material adicional permitió modificar esa asignación a *Nothokemas.* Algo similar ocurrió con el protocerátido indeterminado, ya que nuevos descubrimientos de fósiles permitieron modificar la asignación a *Oreodontoides oregonensis;* también, el material identificado como el rinoceronte *Trigonias* en realidad es *Diceratherium,* lo cual se determinó con el estudio de molariformes superiores. Finalmente, la identificación taxonómica del roedor que fue incluido en *Geomyina,* se precisó más y ahora se sabe que es parte de la familia *Florentiamyidae.*

Por su parte, Díaz de León Muñoz (2020) con base en restos poscraneales, identificó un anficiónido de la subfamilia Daphoeninae, distinto a *Mamacyon,* identificó también una especie de mericoidodóntido distinta a las ya reconocidas anteriormente, refinó la identificación del tapiroideo y lo incluyó en la familia Tapiridae, e identificó un équido anquiterino de mayor tamaño distinto a *Miohippus.*

Tabla 35.2. Listado taxonómico actualizado de los taxones identificados en la Fauna Local Iniyoo del Oligoceno temprano del noroeste de Oaxaca (varios taxones fueron tomados de Carbot-Chanona *et al.*, 2022; Guerrero-Arenas y Jiménez-Hidalgo, 2024; Guerrero-Arenas *et al.*, 2018, 2020, 2023; Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2015, 2018; Jiménez-Hidalgo y Bravo-Cuevas, 2021; Jiménez-Hidalgo y Carbot-Chanona, 2023; Ortiz-Caballero *et al.*, 2020; Ferrusquía-Villafranca et al 2018; Ferrusquía-Villafranca y Wang, 2021; otros taxones se identificaron a partir de nuevos ejemplares).

Icnofósiles

Icnofamilia Celliformidae
Icnoespecie *Celliforma curvata*
Icnoespecie *Celliforma germanica*
Icnoespecie *Celliforma rosellii*
Icnoespecie *Teisseirei barattinia*
Icnoespecie *Rosellichnus sp.*

Ichnofamilia Pallichnidae
Icnoespecie *Fictovichnus gobiensis*
Icnoespecie *Fictovichnus sciuttoi*
Icnoespecie *Pallichnus dakotensis*

Galerías de roedores
Icnoespecie *Yaviichnus iniyooensis*

Reptiles
Familia *Testudinidae*
Aff. *"Stylemys" gisellae*
Familia *Rhineuridae*
Especie *Rhineura sp.*

Mamíferos

Orden Eulipotyphla
Familia Erinaceidae
Especie *Dzavui landeri*

Orden Carnivora
Familia Mustelidae
Especie *Oaxacagale ruizi*
Familia Canidae
Especie *Cormocyon copei*
Familia Amphicyonidae
Especie *Mammacyon sp.*
Especie indeterminada *(Daphoeninae)*

Orden Lagomorpha
Familia Leporidae
Especie *Archaeolagus sp.*

Orden Rodentia
Familia Sciuridae
Especie *Douglassciurus oaxaquensis*
Especie indeterminada

Orden Rodentia
Familia Jimomyidae
Especie Aff. *Jimomys sp.*
Familia Zetamyidae
Especie *Protozetamys mixtecus*
Familia Aplodontidae
Familia Eutypomyidae
Familia Eomyidae
Familia Florentiamyidae
Familia Geomyidae
Especie *Gregorymys mixtecorum*
Especie *Gregorymys veloxikua*
Familia Heteromyidae

Mamíferos

Orden Artiodactyla
Familia Leptochoeridae
Especie *Leptochoerus* sp.
Familia Tayassuidae
Especie *Perchoerus probus*

Familia Anthracotheriidae
Especie *Arretotherium* sp.
Familia Merycoidodontidae
Especie *Merycoidodon* sp.
Especie *Oreodontoides oregonensis*
Especie *indeterminada*
Familia Camelidae
Especie *Nothokemas* sp.
Familia Hypertragulidae
Especie *Nanotragulus* sp.

Orden Perissodactyla
Familia Tapiridae
Especie *indeterminada*
Familia Chalicotheriidae
Especie indeterminada
Famila Amynodontidae
Especie cf. *Amynodontopsis* sp.
Familia Rhinocerotidae
Especie *Diceratherium* sp.
FamiliaEquidae
Especie *Miohippus assiniboiensis*
Especie indeterminada
(Anchiteriinae grande)

Los icnofósiles de Yolomécatl indican un ambiente semiárido a semihúmedo asociado a ambientes palustres en las zonas de topografía bajas y en las zonas de mayor relieve hubo predominancia de matorrales o de bosque seco (Guerrero-Arenas *et al.*, 2018).

En la Cuenca Paleógena de Oaxaca, también existe un amplio registro de invertebrados y mamíferos del Pleistoceno Tardío y Holoceno Temprano (Tabla 35. 3) asociado a los depósitos aluviales. Ferrusquía-Villafranca (1976) reportó algunos restos de bisontes, caballos y mamuts en los alrededores de San Marcos Pérez que él consideró pleistocénicos. Entre Concepción Buenavista y Tejupam, existen diversas localidades fosilíferas con mamíferos de diversos tamaños, reptiles, anfibios e invertebrados pleistocénicos que en su conjunto se conocen como Fauna Local Viko Vijin (Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2011; Guerrero-Arenas et al 2011; Guerrero-Arenas y Jiménez-Hidalgo, 2015; Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2019; Jiménez-Hidalgo y Bravo-Cuevas, 2021; Merlín-Hernández *et al.*, 2021; Carrillo-López *et al.*, 2023). En Cuauhtémoc Tayata también se ha reportado fauna pleistocénica (Jiménez-Hidalgo y Guerrero-Arenas, 2015; Bravo-Cuevas y Jiménez Hidalgo, 2020).

En 2011, Jiménez-Hidalgo y colaboradores reportaron al camélido *Hemiauchenia macrocephala,* sin embargo, el estudio detallado del material asignado demostró que esta asignación es errónea, por lo que en realidad no existe registro de la llama cabezona en el noroeste de Oaxaca.

Por su parte, Carrillo-López *et al.* (2023) reportaron nuevos ejemplares de bisontes procedentes de la cuenca bajo estudio. Ellos determinaron que existen dos morfotipos en la especie *Bison antiquus,* uno que es de edad predominantemente pleistocénica (morfología de "antiquus"), y otra forma que es primordialmente holocénica (morfología de "occidentalis"). Identificaron al bisonte de San Marcos Pérez como la forma holocénica, que también se identificó en las inmediaciones de San Mateo Tlapiltepec. Esto es importante, dado que antes se consideraba que toda la megafauna del país era de edad pleistocénica, sin embargo, el reconocimiento de una forma de bisonte del Holoceno indica que parte de la megafauna sobrevivió la extinción del final del Pleistoceno. En Valsequillo, Puebla, también existe un registro de un *Bison antiquus* fechado mediante radiocarbono que es holocénico (Díaz-Sibaja *et al.*, 2020).

En el límite norte de la cuenca, en los alrededores de Santiago Chazumba se han reportado mamíferos fósiles de diversas tallas (Tabla 35.3). Esta asociación faunística es importante ya que junto con los fósiles se hallaron algunos artefactos líticos de probable origen humano, lo cual indicaría que humanos y fauna pleistocénica convivieron en Chazumba (Jiménez-Hidalgo y Bravo-Cuevas, 2021).

La fauna asociada en la cuenca paleogénica de Oaxaca indica que durante el Pleistoceno Tardío existieron hábitats heterogéneos constituidos por parches de bosque templado, pastizales y cuerpos perenes e intermitentes de agua (Jiménez-Hidalgo *et al.*, 2019).

Tabla 35.3. Listado actualizado de la fauna del Cuaternario de la Cuenca Paleógena del noroeste de Oaxaca.

Fauna Local Viko Vijin		
Invertebrados **Clase Ostracoda** Familia Candonidae Especie *Candona* spp **Clase Gastropoda** Familia Physidae Familia Lymnaeidae Familia Planorbidae Especie *Gyraulus parvus* Especie *Planorbella tribolis* Familia Succineidae Familia Pupillidae Especie *Pupilla muscorum* Familia Punctidae Especie *Paralaoma vitreum* Familia Euconulidae Especie *Euconulus fulvus* Familia Polygyridae Especie *Polygyra couloni* Familia Helicinidae Hendersonia occulta Familia Gastrodontidae Especie *Mesomphix lucubratus* Familia Urocoptidae Especie *Coelocentrum* sp. Famila Zonitidae Especie *Glyphyalinia identata paucilirata* Clase Bivalvia Familia Pisiididae Especie *Pisidium casertanum* **Vertebrados** **Clase Amphibia** Familia Ambystomidae Especie *Ambystoma* sp. **Clase Reptilia** Orden Squamata Especie indeterminada	**Clase Mammalia** **Orden Rodentia** Familia Cricetidae Especie Microtus mexicanus Especie Peromyscus difficilis Especie Reithrodontomys megalotis Especie Neotoma mexicana Familia Muridae Especie Neotomodon alstoni **Orden Lagomorpha** Familia Leporidae Silvilagus floridanus **Orden Xenarthra** Familia Pampatheriidae Especie Holmesina sp. Familia Nothrotheriidae Especie Nothrotheriops shastensis Familia Mylodontidae Especie Paramylodon sp. Familia Glyptodontidae Especie Glyptotherium cilindricum	**Orden Perissodactyla** Familia Tapiridae Especie Tapirus haysii Familia Equidae Especie Equus conversidens Especie Equus mexicanus Especie Haringtonhippus francisci **Orden Artiodactyla** Familia Camelidae Especie Camelops hesternus Familia Cervidae Especie Odocoileus virginianus Familia Bovidae Especie Bison antiquus **Orden Proboscidea** Familia Gomphotheriidae Especie Cuvieronius hyodon Familia Elephantidae Especie Mammuthus columbi

Santiago Chazumba	San Marcos Pérez	Santiago Chazumba
Orden Artiodactyla Familia Cervidae Especie *Odocoileus lucasi* Familia Bovidae Especie *Bison cf. Bison latifrons* **Orden Proboscidea** Familia Gomphotheriidae Especie *Cuvieronius hyodon* Familia Elephantidae Especie *Mammuthus columbi*	**Clase Mammalia** **Orden Perissodactyla** Familia Equidae Especie *Equus* sp. **Orden Artiodactyla** Familia Bovidae Especie *Bison antiquus* **Orden Proboscidea** Familia Elephantidae Especie *Mammuthus columbi*	**Clase Mammalia** Orden Rodentia Familia Cricetidae Especie Microtus sp. Especie Neotoma sp. Orden Xenarthra Familia Pampatheriidae Especie Pampatherium mexicanum Familia Glyptodontidae Especie Glyptotherium cilindricum Familia Mylodontidae Especie Paramylodon sp. Familia Megatheriidae Especie Eremotherium sp. Orden Perissodactyla Familia Equidae Especie Equus sp. Orden Proboscidea Familia Gomphotheriidae Especie Cuvieronius hyodon Familia Elephantidae Especie Mammuthus columbi

35.5.4 Evolución geológica y modelo de cuenca

Las condiciones tectónicas del sur de México a finales del Mesozoico e inicios del Cenozoico, se deben a la interacción de las placas Norteamericana, paleo-placa Farallón (Paleo-Pacífica), y Cocos. Dicha interacción es la que dio origen a la Cuenca Paleógena de Oaxaca, favoreciendo el desarrollo del sector sur de la Sierra Madre Oriental (Orógeno Mexicano) y la parte norte de la Sierra Madre del Sur (Arellano Gil *et al.,* 2024). Siendo la segunda de gran interés en la formación y evolución de las cuencas Paleógenas en el Estado de Oaxaca, se considera que tiene como origen una estructura de cuña orogénica de antepaís (Fitz-Díaz *et al.,* 2018), denominada Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), en inglés *"Mexican fold and thrust belt* (MFTB)" producto de la deformación de estilo estructural de piel delgada de la cubierta sedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Superior. Las estructuras de antepaís del orógeno mexicano tienen una tendencia NW-SE en el centro de México y cambian casi E-W en el norte de México (Monterrey) y hacia el NW-SE en el noreste de México. Al sur del CPCM se bifurca para formar dos cinturones (cinturón oriental de la Plataforma Morelos-Guerrero; Fries, 1956; y el cinturón occidental Zongolica) de

deformación que bordean los bloques metamórficos del sur de México. El CPCM se caracteriza por pliegues y fallas inversas que afectan a estratos del Mesozoico-Paleógeno, dominados por caliza, lutita y arenisca. La arquitectura del CPCM es controlada por la distribución de elementos paleogeográficos, tales como cuencas extensionales del Jurásico y bloques de basamento, y horizontes de despegue en varios niveles estratigráficos, así como la dirección de transporte de las estructuras, la cual es dominantemente hacia el NE. Estructuralmente las fallas de alto ángulo se sobreponen a fallas de bajo ángulo y pliegues asociados en varias localidades. La intensidad de acotamiento predice la teoría de la cuña orogénica, decreciendo hacia el antepaís. Los valores de acortamiento mayores al 70 % se observan en el transpaís, y decrecen a valores menores del 15 % hacia el frente del orógeno, donde sucesiones eocénicas en la planicie del Golfo de México se traslapan discordantemente con los estratos deformados de la cuña orogénica. La edad de deformación ha sido constreñida utilizando fechamientos de Ar-Ar en illita generada por deslizamiento paralelo a capa en los flancos de pliegues tipo chevron, y es consistente con la edad de depósito de sucesiones sedimentarias sinorogénicas. Los resultados obtenidos hasta ahora sugieren que el CPCM se formó en al menos tres episodios de deformación, 90-80 Ma, 75-65 Ma y 55-42 Ma. Las causas de la deformación en el CPCM, han sido abordadas en trabajos previos, pero permanecen enigmáticas. En el centro-sur de México es evidente la asociación de la acreción del terreno Guerrero con el continente mexicano, después del cierre de la cuenca de Arperos. No obstante, la acreción del terreno Guerrero en el Cretácico Temprano, precedió la acumulación de depósitos sinorogénicos por 20 Ma. Se considera que la subducción de la Paleoplaca de Farallón pudo ser la principal causa de la formación del CPCM, y los episodios de deformación en este cinturón pudieron ocurrir por la aceleración de la placa Norteamericana durante su traslado hacia el poniente.

Dichos en otras palabras, La Paleoplaca de Farallón al estar en subducción con la placa Norteamericana permitió el desarrollo de los orógenos del sur de México y al ocurrir el levantamiento, al frente se originó una depresión topográfica causada por descompensación isostática, por lo que se inició el desarrollo de una cuenca de antepaís de retroarco (retroforeland) (Figura 35.7) durante el Paleoceno-Eoceno, la cual evolucionó a una cuenca de intraarco en el Oligoceno (Figura 35.8).

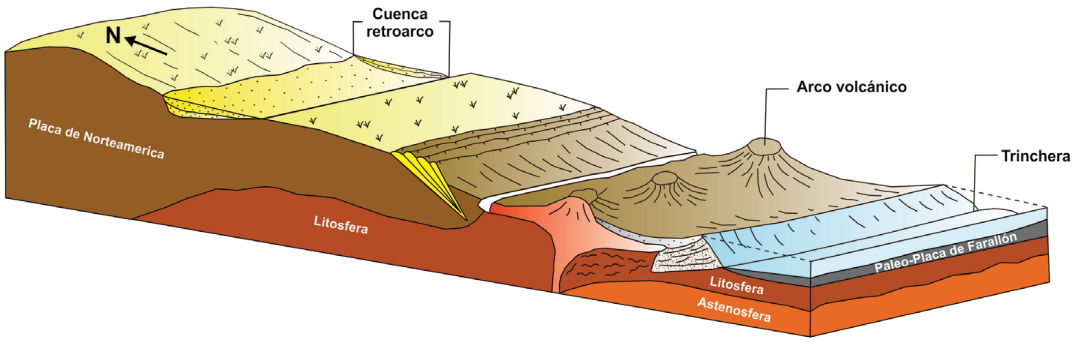


Figura 35.7. Modelo de cuenca retroarco (retroforeland) originada por el desplazamiento de las placas Norteamérica y Paleo Farallón durante el Paleógeno-Eoceno.

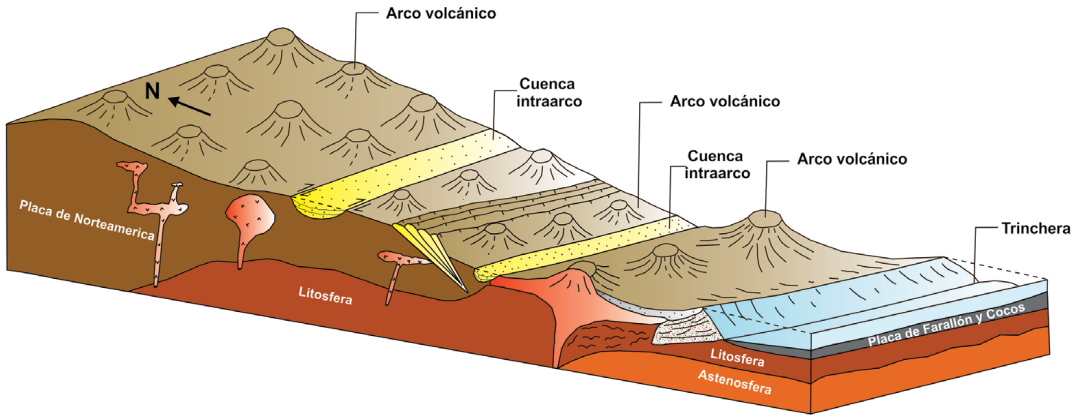


Figura 35.8. Modelo de cuenca intra-arco evolucionada a finales del Oligoceno originada por la subducción de la Placa de Norteamérica, Placa de Farallón y posiblemente Cocos.

35.6 Consideraciones económicas

De acuerdo con González Ramos *et al.* (2000), en Santa María Xochixtlapilco y en Santiago Tejupan existen bancos de roca con equipo de prelavado y clasificado de gravas y arenas con una producción de 24,000 m^3 anuales en Xochixtlapilco y 19,000 m^3 anuales en Tejupan.

Según Torales (2008), en los municipios de Tepelmeme Villa de Morelos, San Juan Bautista Coixtlahuaca y Concepción Buenavista, existen depósitos minerales de grafito, cuarzo, granate travertino, mica y lutita carbonosa. En San Miguel Tulancingo se explota mármol a baja escala, y en San Mateo Tlapiltepec se explota caolín, con un potencial de 340,000 toneladas. Hacia el noroeste de la cuenca, en el municipio de San Jerónimo Silacayoapilla se detectaron valores de oro, plata, plomo, cobre y zinc con reservas potenciales de 14,000 toneladas. En los municipios de San Pedro y San Pablo Tequixtepec, al norte de la cuenca, existen yacimientos de arcilla bentonítica y arena sílica, con reservas potenciales de 5.6 millones de toneladas. Por su parte, en Asunción Nochixtlán este autor estimó 38,000 toneladas potenciales de manganeso y en Santo Domingo Yanhuitlán estimó reservas potenciales de 64,000 m^3 en las canteras de rocas tobáceas.

En Villa Chilpa de Díaz, Torales (2008) registró yacimientos de oro y plata, depósitos de carbón, ónix, travertino y caolín, con 80,000 toneladas de reserva potenciales para este último. También se reportaron potenciales yacimientos de cobre en Monte Verde. Finalmente, en la Heroica Ciudad de Tlaxiaco este autor registró los siguientes minerales metálicos: manganeso, antimonio, mercurio y hierro, y carbón como mineral no metálico. Cabe destacar que el carbón está ampliamente distribuido en la zona de Tlaxiaco.

En el municipio de Villa Tejupan de la Unión existen yacimientos de caliza marmolizada de color rosa a beige, con reservas estimadas en 120,000 m^3, otro yacimiento con caliza blanca a beige claro, con reservas de 135,000 m^3 y también cantera color rosa con 100,000 m^3 de reservas calculadas (Gómez *et al.*, 2005).

Los recursos hidrológicos corresponden a la cuenca hidrológica del Río Mixteco, pertenecientes a la Región Hidrológica Balsas (Sistema de Información del Agua SINA, 2024); además, se tienen pequeñas subcuencas que forman el caudal de ríos y arroyos perennes e intermitentes cuyo patrón de la red de drenaje es de tipo dendrítico y son afluentes del Río Balsas (INEGI, 2004; SINA, 2024). Los acuíferos son de tipo libre, heterogéneos y anisótropos, siendo el de Huajuapan de León el que cubre la mayor área de la cuenca paleógena, con algunos segmentos de los acuíferos de Tlapa-Huamuxtitlán y Mariscala (Comisión Nacional del Agua CONAGUA, 2024).

Al suroeste de la ciudad de Huajuapan de León, en el cauce del río Mixteco, se ubica la Presa de Yosocuta, la cual tiene un volumen útil de almacenamiento de agua de 28.15 millones de metros cúbicos que se utilizan para riego, piscicultura y también se extrae agua potable para Huajuapan de León y comunidades adyacentes (Sustaita, 2008).

Finalmente, dentro de la porción sureste de esta cuenca se halla el Geoparque Mixteca Alta, con una superficie de 415 km^2 incluidos en nueve municipios del noroeste de Oaxaca (Geoparque Mixteca Alta, 2025).

35.7 Conclusiones

La Cuenca Paleógena de Oaxaca se desarrolló sobre los terrenos Mixteco y Oaxaquia, primero como una cuenca de antepaís de retroarco (retroforeland) durante el Paleoceno-Eoceno, y posteriormente evolucionó a una cuenca de intraarco en el Oligoceno. Es una estructura aproximadamente rectangular que se ubica entre los 17° 00' 00"– 18° 15' 00" Lat N y los 97° 15' 00"– 98° 00' 00" Long W. Sus secuencias sedimentarias sobreyacen discordantemente a las secuencias jurásicas y cretácicas de la Cuenca de Tlaxiaco.

La secuencia cenozoica está constituida por conglomerados calcáreos del Paleoceno?-Eoceno Temprano, arcillas, limos y areniscas del Eoceno Medio, así como areniscas, ceniza y toba volcánica, limos arenosos, conglomerados y brechas del Eoceno-Oligoceno, las cuales son sobreyacidas por diversas rocas volcánicas oligocénicas. De manera discordante, existen depósitos cuaternarios formados por aluviones y de pie de monte.

Entre las fallas más relevantes de esta región están la Caltepec/Tamazulapan, Cieneguilla, Las Pilas o la Falla Petlalcingo-Huajuapan. También existen dos importantes anticlinales, el Diquiyú y el Teposcolula.

El registro fósil de la Cuenca Paleógena del noroeste de Oaxaca es importante y está conformado por invertebrados dulceacuícolas y terrestres, así como vertebrados continentales.

En las distintas poblaciones de la cuenca se tienen bancos de roca caliza y tobáceas; también existen yacimientos de diversos minerales, y elementos, como manganeso, oro, mercurio y hierro.

La principal fuente de agua corresponde a la cuenca del Río Mixteco y la presa de Yosocuta.

35.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Qué terrenos tectonoestratigráficos están cubiertos parcialmente por las secuencias sedimentarias de La Cuenca Paleógena del noroeste de Oaxaca?

a) Terreno Mixteco y Maya
b) Terreno Chatino y Terreno Mixteco
c) Terreno Mixteco y Oaxaquia
d) Oaxaquia y Terreno Chanino

2. ¿Qué autor describe y nombra por vez primera las formaciones Yanhuitlán y Huajuapan en 1949?

a) Erben, H. K.
b) Salas, G.
c) Maldonado-Koerdell, M.
d) Aguilera, J. G.

3. Martini y colaboradores (2000) establecieron que el arco magmático del noroeste de Oaxaca estuvo activo principalmente ¿durante el?

a) Mioceno
b) Eoceno
c) Plioceno
d) Oligoceno

4. El primer depósito sedimentario de la Cuenca Paleógena de Oaxaca corresponde a:

a) Conglomerado Tamazulapam y Conglomerado Tecomatlán
b) Conglomerado Tamazulapam
c) Conglomerado Tecomazúchitl
d) Conglomerado Limón

5. ¿Que falla regional es la que limita a terrenos tectonoestratigráficos Mixteco y Oaxaquia?

a) Las Pilas
b) Oaxaca
c) Cieneguilla
d) Caltepec/Tamazulapam

6. ¿Qué falla limita al norte la Formación Chilapa y el conglomerado Tamazulapam?

a) Caltepec/Tamazulapam
b) Cieneguilla
c) Las Pilas
d) Oaxaca

7. Se han encontrado fósiles de estas edades en las rocas cenozoicas de la Cuenca Paleógena de Oaxaca:

a) Oligoceno y Pleistoceno
b) Eoceno y Oligoceno
c) Mioceno y Pleistoceno
d) Eoceno y Mioceno

8. ¿Cuáles son los icnofósiles más representativos del Oligoceno de la Cuenca Paleógena de Oaxaca?

a) Cámaras de abejas y escarabajos
b) Huellas de dinosaurios carnívoros
c) Galerías de roedores y de cangrejos
d) Restos de perezosos terrestres y bisontes

9. ¿Qué género de équido anquiterino se ha identificado en la Fauna Local Iniyoo?

a) Merychippus primus
b) Miohippus assiniboiensis
c) Pliohippus pernix
d) Equus mexicanus

10. Los recursos hidrológicos más importantes de la Cuenca Paleógena de Oaxaca ¿corresponden a la cuenca hidrológica del río?

a) Papaloapan
b) Perros
c) Balsas
d) Mixteco

11. ¿En qué zona se desarrolló la Cuenca Paleógena de Oaxaca?

a) Marina profunda
b) Continental intermontana
c) Transicional mar-tierra
d) Marina somera

12. ¿Cuántas poblaciones principales se ubican en la Cuenca Paleógena de Oaxaca?

a) 12
b) 10
c) 14
d) 8

13. En la cuenca paleógena de Oaxaca se han registrado invertebrados y mamíferos con edades de:

a) Pleistoceno tardío y Holoceno temprano
b) Oligoceno y Paleoceno
c) Jurásico y Cretácico
d) Triásico y Jurásico

14. ¿En qué años se publicó la cartografía geológica-minera de las Cartas Oaxaca E14-9 y Orizaba E14-6?

a) 2020 y 2021
b) 1970 y 1976
c) 2000 y 2001
d) 2018 y 2019

15. ¿Qué anticlinales importantes limitan a la Cuenca Paleógena de Oaxaca?

a) Petlalcingo y Huajuapan
b) Las Pilas y Tamazulapam
c) Cieneguillas y Santamaría
d) Teposcolula y Diquiyú

16. Nieto-Samaniego en el 2006 identificó tres eventos de deformación sucesiva de la Sierra Madre del Sur correspondientes a la Orogenia Laramide, fallamiento con desplazamiento lateral asociado a extensión y:

a) Fallamiento normal asociado a fallas de crecimiento N-S
b) Desplazamiento lateral asociado a transpresión E-W
c) Fallamiento lateral asociado a transtensión N-S
d) Fallamiento normal asociado a extensión NE-SW.

17. ¿En qué localidad, según Torales (2008) existe un registro de yacimientos de oro y plata?

a) Villa Chilpa de Díaz
b) Huajuapan de León
c) Villa Tejupan
d) Miguel Tulancingo

18. ¿Qué placas tectónicas influyeron en la formación de la cuenca Paleógena de Oaxaca?

a) Pacífico y Caribe
b) Norteamericana, Cocos y paleo-placa Farallón
c) Cocos y Pacifico
d) Farallón y Caribe

19. ¿Qué ambientes sedimentarios predominaron durante el desarrollo de la Cuenca Paléogena de Oaxaca?

a) De plataforma carbonatada
b) De cuenca marina profunda
c) De plataforma terrígena
d) Continental: Fluvial, piedemonte y lacustre

20. La cuenca paléogena de Oaxaca se desarrolló primero como una cuenca de antepaís de retroarco (retroforelandurante el Paleoceno-Eoceno y posteriormente evolucionó a una cuenca de:

a) Rift
b) Pull Apart
c) Intraarco
d) Antearco

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	c)	11.	b)	16.	d)
2.	b)	7.	a)	12.	c)	17.	a)
3.	d)	8.	a)	13.	a)	18.	b)
4.	a)	9.	b)	14.	c)	19.	d)
5.	d)	10.	d)	15.	d)	20.	c)

Bibliografía

Arellano-Gil, J., Schulze-Schreiber, C. H., Santillán-Piña, N., Velasco-de-León, P., Domínguez-Trejo, I., Arcos-Hernández, J. L., y López-Miguel, C. (2021). Aspectos geológicos del estado de Oaxaca. En R. Guerrero Arenas, E. Jiménez Hidalgo, y K. A., y González Rodríguez (Eds.), *El patrimonio paleontológico y geológico de Oaxaca* (pp. 15-40). Universidad del Mar, México.

Arellano-Gil, J., Santillán-Piña N., Sánchez-Guillen, L., y Cruz Gaspar, J. M. (2024). El Terreno Mixteco y su cubierta sedimentaria. En M.P. Velasco de León (Ed.), *Paleobiota y geología del Jurásico del sur de México* (pp. 15-48). Universidad Nacional Autónoma de México.

Bravo-Cuevas, V. M. & Jiménez-Hidalgo, E. (2020). Advances on the paleobiology of Late Pleistocene mammals from central and southern Mexico. En G. Huard, & J. Gareau (Eds.), *The Pleistocene Geography, Geology, and Fauna* (pp. 277-313). Nova Science Publishers.

Carbot-Chanona, G., Jiménez-Hidalgo, E., Díaz-Cruz, J. A., Rivera-Velázquez, G., & Reynoso, V. H. (2022). A new large tortoise from the early Oligocene (Arikareean NALMA) of Oaxaca, southern Mexico and its phylogenetic position within Pan-Testudinidae. *Historical Biology,* 1-14.

Carrillo-López, R., Velasco-Rodríguez, A., Vázquez-Simon, R., Valera-Venegas, G., & Jiménez-Hidalgo, E. (2023). New records of Bison (Mammalia: Bovidae) from Southern Mexico and some comments on their distribution and biochronology. PalZ, 98, 145–159

Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., & Iriondo, A. (2007). Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction. *Tectonics, 26,* TC3007.

Comisión Nacional del Agua. (2024). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Huajuapan De León (2014), estado de Oaxaca. Ciudad de México: Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.*

Díaz de León Muñoz, E. M. (2020). *Clasificación taxonómica de elementos poscraneales de mamíferos (órdenes Carnivora, Artiodactyla, y Perissodactyla) del Oligoceno temprano de Oaxaca y sus implicaciones paleobiológicas* [Tesis de maestría], Universidad Autónoma de México .

Díaz-Sibaja, R., Jiménez-Moreno, F. J., Palomino-Merino, R., Espinosa Rosales, J. E., Lagunas-Rodríguez, Z., Arroyo-Cabrales, J., Alarcón-D, I., & Carbot-Chanona, G. (2020). A fossil Bison antiquus from Puebla, Mexico and a new minimum age for the Valsequillo fossil area. *Journal of South American Earth Sciences, 103,* 102766.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., y Iriondo, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre los terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57*(1), 83-109.

Erben, H. K. (1956). Estratigrafía a lo largo de la carretera entre México, D.F. y Tlaxiaco, Oaxaca, con particular referencia a ciertas áreas de los estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca. En M. Maldonado-Koerdell (Ed.), *Estratigrafía y Paleontología del Mesozoico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca y Guerrero, especialmente del Jurásico Inferior y Medio. XX Congreso Geológico Internacional, Excursión A-12* (pp. 11-36). México, D.F.

Ferrusquía-Villafranca, I. (1970). Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. En *Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía excursión Mexico-Oaxaca* (pp. 97-119).

Ferrusquía-Villafranca, I. (1976). Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca, Pt. 1: geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México. Universidad Nacional Autónoma de México. *Instituto de Geología Boletín, 97,* 1–160.

Ferrusquía-Villafranca, I., Wilson, J.A., Denison, R.E., McDowell, F.W., y Solorio Munguía, J. (1974). Tres edades radiométricas oligocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de las regiones Mixteca Alta y Valle de Oaxaca, Estado de Oaxaca. In: Contribuciones a la geocronología de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 26*(4–6), 249–262.

Ferrusquía-Villafranca, I., Ruiz-González, J. E., Torres-Hernández, J. R., Anderson, T. H., Urrutia-Fucugauchi, J., Martínez-Hernández, E., & García-Villegas, F. (2016). Cenozoic geology of the Yolomécatl-Tlaxiaco area, Northwestern Oaxaca, Southeastern Mexico: Stratigraphy, structure and regional significance. *Journal of South American Earth Sciences, 72,* 191-226.

Ferrusquia-Villafranca, I., Flynn, L. J., Ruiz-Gonzalez, J. E., Torres-Hernandez, J. R., & Martinez-Hernandez, E. (2018). New Eocene rodents from Northwestern Oaxaca, Southeastern Mexico, and their paleobiological significance. *Journal of Vertebrate Paleontology, 38*(5),1-11.

Ferrusquía-Villafranca, I. & Wang, X. (2021). The first Paleogene mustelid (Mammalia, Carnivora) from southern North America and its paleontologic significance. *Journal of South American Earth Sciences, 109,* 103236.

Fitz-Díaz, E., Lawton F. T., Juárez-Arriaga E., & Chávez-Ceballos, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews, 183,* 56-84.

Fries, C. (1956). Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. En *20th International Geological Congress* (pp. 17-53).

Geoparque Mixteca Alta (2025). Descubre y conoce el Geoparque de la Mixteca Alta. https://geoparquemixtecaalta.org/

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42

Gómez Anguiano, M., de la O Vizcarra, M. A., González Contreras, E. y Ramírez Chávez, R. J. (2005). Rocas dimensionables del municipio Villa Tejúpan de la Unión, Oaxaca. *Elementos: Ciencia y Cultura, 12*(59), 55-60.

González Ramos, A., Sánchez Rojas, L. E., Mota Mota, S., Arceo y Cabrilla, F. A., Onofre Espinosa, L., Zárate-López, J., y Soto Araiza, R. (2000). Carta geológico-minera Oaxaca, E14-9, Oaxaca y Puebla. Servicio Geológico Mexicano, Escala 1:250,000.

Guerrero-Arenas, R., y Jiménez-Hidalgo, E. (2015). Las comunidades del Pleistoceno tardío de la Mixteca Alta oaxaqueña: cómo el pasado nos permite conservar el presente. En R. Ortiz Escamilla (Comp.), *El pasado lejano de la Mixteca* (pp. 25-38). Universidad Tecnológica de la Mixteca, México.

Guerrero-Arenas, R., & Jiménez-Hidalgo, E. (2024). Trace fossils of incisor marks indicate multiple inhabitants of burrowing systems rodents (Geomyidae) in the Oligocene (Chilapa Formation) of southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences, 148,* 105171.

Guerrero-Arenas, R., Jiménez-Hidalgo, E., & García-Barrera, P. (2013). New records of temperate mollusks in two Late Pleistocene terrestrial localities from northeastern Oaxaca, Southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences, 47,* 213-219.

Guerrero-Arenas, R., Jiménez-Hidalgo, E., & Genise, J. F. (2018). The Oldest Beetle and Bee Ichnofossils from Mexico and their Paleoenvironmental Implications. *Ichnos, 25*(4), 269–273.

Guerrero-Arenas, R., Jiménez-Hidalgo, E., & Genise, J. F. (2020). Burrow systems evince non-solitary geomyid rodents from the Paleogene of southern Mexico. *PLOS ONE, 15*(3), e0230040.

Guerrero-Arenas, R., Hernández-Ramos, B., Jiménez-Hidalgo, E., & Genise, J. F. (2023). An Oligocene high insect ichnodiversity locality in southern Mexico. En E. Vlachos, V. D. Crespo, M. Ríos Ibañez, F. A. M. Arnal, A. Gamonal, P. Cruzado-C., J. González-Dionis, R. Guerrero-Arenas, & A. Sánchez García (Eds.), *Book of Abstracts of the 4th Palaeontological Virtual Congress* (p. 295).

Hisazumi, H. (1932). Geología de la región Mixteca del Estado de Oaxaca. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, informe inédito,* 98 pp.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (1984). Carta Geológica Oaxaca E14-9, Escala 1, 250,000.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (1984). Carta Geológica Orizaba E14-6, Escala 1, 250,000.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2004). Síntesis de Información Geográfica del Estado de Oaxaca: Hidrología.

Jiménez-Hidalgo, E., y Bravo-Cuevas, B. (2021). Los mamíferos del Cenozoico oaxaqueño y su importancia paleobiológica. En R. Guerrero Arenas, E. Jiménez Hidalgo, & K. A. González Rodríguez (Eds.), *El patrimonio paleontológico y geológico de Oaxaca* (pp. 139-159). Universidad del Mar, Puerto Escondido.

Jiménez-Hidalgo, E., y Guerrero-Arenas, R. (2015). Primeros registros de mamíferos pleistocénicos en Cuauthémoc Tayata, noroeste de Oaxaca, sur de México. En Reunión Anual 2015, Unión Geofísica Mexicana. *Libro de Resúmenes* (p. 127). Puerto Vallarta, Jalisco.

Jiménez-Hidalgo, E., & Guerrero-Arenas, R. (2018). The Oldest Camel Footprints from Mexico. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, 70*(2), 351-359.

Jiménez-Hidalgo, E., Guerrero-Arenas, R., MacFadden, B., & Cabrera-Pérez, L. (2011). The Late Pleistocene (Rancholabrean) Viko vijin Local Fauna from La Mixteca Alta, northwestern Oaxaca, southern Mexico. *Revista Brasileira de Paleontologia, 14*(1), 15-28.

Jiménez-Hidalgo, E., Lander, E. B., & Guerrero-Arenas, R. (2018). A Revised (Early Arikareean) Age for the Late Paleogene Iniyoo Local Fauna of Oaxaca State, Southern Mexico. *1st Palaeontological Virtual Congress.*

Jiménez-Hidalgo, E., Carbot-Chanona, G., Guerrero-Arenas, R., Bravo-Cuevas, V. M., Holdridge, G. S., & Israde-Alcántara, I. (2019). Species Diversity and Paleoecology of Late Pleistocene Horses From Southern Mexico. *Frontiers in Ecology and Evolution, 7,* 1-18

Jiménez-Hidalgo, E., & Carbot-Chanona, G. (2023). First Mexican records of Anthracotheriidae (Mammalia: Artiodactyla). *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh,* 1-5.

Jiménez-Hidalgo, E., Smith, K. T., Guerrero-Arenas, R., & Alvarado-Ortega, J. (2015). The first Late Eocene continental faunal assemblage from tropical North America. *Journal of South American Earth Sciences, 57,* 39-48.

Jiménez-Hidalgo, E., Lander, E. B., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Caballero, N. W., &

Guerrero-Arenas, R. (2021 Earliest Arikareean (later early Oligocene) Iniyoo local Fauna from Chilapa Formation of Santiago Yolomécatl area in northwestern Oaxaca, southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences, 18,* 100737.

Martínez Amador, H., Zárate Barradas, R., Loaeza García, J. P., Saenz Pita, R., y Cardoso Vázquez E. A. (2001). Carta Geológico Minera Orizaba E14-6, Veracruz, Puebla y Oaxaca. *Servicio Geológico Mexicano, Escala 1:250,000.*

Martiny, B. (2008). *Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno del occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico* [Tesis de doctorado], Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM .

Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., & Ayuso, R. (2000). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics, 318,* 71-98.

Merlín-Hernández, A. L., Guerrero-Arenas, R., García-Estrada, C., & Jiménez-Hidalgo, E. (2021). Using Late Pleistocene records for conservation strategies of terrestrial biotas in the Mixteca Alta Oaxaqueña, southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences, 112,* 103542.

Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., y Keppie J. D. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57*(3), 319-341.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., Silva-Romo, G., Equiza-Castro, M. H., & Mendoza-Rosales, C. C. (2006). Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *GSA Bulletin, 118*(1/2), 238-252.

Ortiz-Caballero, E., Jiménez-Hidalgo, E., & Bravo-Cuevas, V. M. (2020). A new species of the gopher Gregorymys (Rodentia, Geomyidae) from the early Oligocene (Arikareean 1) of southern Mexico. *Journal of Paleontology, 94*(6), 1191-1201.

Ortiz Pérez, M. A., Hernández Santana, J.R., y Figueroa Mah-Eng, J. M. (2004). Reconocimiento fisiográfico y geomorfológico. En A. J. García-Mendoza, M. J. Ordóñez, & M. Briones-Salas (Eds.), *Biodiversidad de Oaxaca* (pp. 43-54). Instituto de Biología, UNAM – Fondo Oaxaqueño para la Conservación de la Naturaleza – World Wildlife Fund, México.

Salas, G. P. (1949). Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 1,* 79-156.

Santamaría-Diaz, A., Alaniz-Álvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, A. F. (2008). Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, (25),* 494–516.

Schlaepfer. (1970). Geología terciaria del área Yanhuitlán-Nochixtlán, Oaxaca. En Sociedad Geológica Mexicana, *Libro-guía excursión México-Oaxaca* (pp. 85-96).

Sistema de Información del Agua. (2024). Informe sobre la situación de los recursos hídricos. México: CONAGUA.

Sustaita, F. S. (Coord.). (2009). Estudio técnico del impacto de las obras de conservación de suelos y agua en la cuenca de la presa de Yosocuta. Universidad Tecnológica de la Mixteca – Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas, 51 pp.

Torales Iniesta, J. S. (2008). Grado de concentración potencial relativa de los recursos minerales de la Mixteca Oaxaqueña. *Temas de Ciencia y Tecnología, 12*(36), 49-57.

Velasco de León, P. (2024). El Terreno Mixteco y su cubierta sedimentaria (290 p.). Ciudad de México: UNAM.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42

36 Las Cuencas Neógenas de los Valles Centrales y el Sureste de Oaxaca

Eduardo Jiménez Hidalgo, Gabriela Reyes Agustin y Javier Arellano Gil

Sumario

36.1. Resumen
36.2. Abstract
36.3. Introducción
36.4. Generalidades
36.4.1. Ubicación
36.4.2. Trabajos previos
36.5. Sedimentología y estratigrafía
36.5.1. Cuenca de los Valles centrales
36.5.2. Cuenca del Sureste de Oaxaca
36.5.3. Geología estructural
36.5.3.1. Cuenca de los Valles centrales
36.5.3.2. Cuenca del Sureste de Oaxaca
36.5.4. Contenido paleontológico
36.5.5. Evolución geológica y modelo de las cuencas
36.6. Consideraciones económicas
36.7. Conclusiones
36.8. Autoevaluación
36.9. Bibliografía

36.1 Resumen

La Cuenca Sedimentaria de los Valles Centrales se ubica entre las coordenadas 17° 18' 00"-16° 36' 00" Lat. N y los 96° 57' 00"-96° 17' 00" Long W y tiene un área aproximada de 1,007 Km^2, mientras que la Cuenca del Sureste de Oaxaca está entre las coordenadas 16° 52' 00"-16° 32' 00" Lat. N y los 96° 11' 00"-95° 51' 00" Long W, y tiene un área aproximada de 702 Km^2. Sus secuencias sedimentarias cubren parcialmente al Terreno Tectonoestratigráfico de Oaxaquia, por lo que sobreyaciendo discordantemente a las rocas metamórficas se tienen conglomerados jurásicos, calizas cretácicas y secuencias cenozoicas que incluyen areniscas y conglomerados del Paleógeno, andesitas de Paleógeno y el Neógeno, tobas neogénicas y sedimentos fluviales y lacustres miocénicos constituidos por tobas, arcillas, limos, areniscas y conglomerados que representan tres formaciones: Suchilquitongo y Matatlán en la cuenca de los Valles Centrales y, la Formación El Camarón en la cuenca del Sureste de Oaxaca. Estas tres formaciones contienen mamíferos fósiles del Mioceno medio. La estructura geológica más importante de las áreas de estudio es la Falla Oaxaca, la cual es el límite entre los terrenos Oaxaquia y Maya; estuvo activa desde el Paleozoico, tuvo movimiento lateral en el Jurásico, y su actividad más reciente fue como falla normal con el bloque caído hacia el oeste durante el Cenozoico. La formación de horsts y grabens debido al fallamiento normal en un marco extensivo durante el Mioceno, provocó la formación de depresiones topográficas donde se desarrollaron cuencas sedimentarias consecuentes, posterior al evento de la Orogenia Laramide.

36.2 Abstract

The sedimentary basin of the Valles Centrales is located between the coordinates 17° 18' 00" – 16° 36' 00" Latitude N and 96° 57' 00"– 96° 17' 00" Longitude W and has an approximate area of 1,007 km^2, while the Southeastern Oaxaca basin lies between the coordinates 16° 52' 00" – 16° 32' 00" N Latitude and 96° 11' 00"–95° 51' 00" Longitude W, covering an approximate area of 702.00 km^2. Their sedimentary sequences partially cover the tectonostratigraphic Terrain of Oaxaquia and unconformably overlie Jurassic conglomerates and Cretaceous limestones. The Cenozoic sediments include Paleogene sandstones and conglomerates,

Paleogene and Neogene andesites, Neogene tuffs, and Miocene fluvial and lacustrine sediments constituted by tuffs, clays, silts, sandstones, and conglomerates that represent three formations: Suchilquitongo and Matatlán in the Valles Centrales basin, and El Camarón Formation in the Sureste Oaxaca basin. These three formations contain Middle Miocene fossil mammals. The most important geological structure of the study areas is the Oaxaca Fault, which is the boundary between the Oaxaquia and Maya terrains; it has been active since the Paleozoic, exhibited lateral motion in the Jurassic, and its most recent activity was as a normal fault with the block downthrown to the west during the Cenozoic. Both sedimentary basins are the result of the formation of horsts and grabens due to normal faulting in an extensional framework during the Miocene, which led to the formation of these continental sedimentary basins.

36.3 Introducción

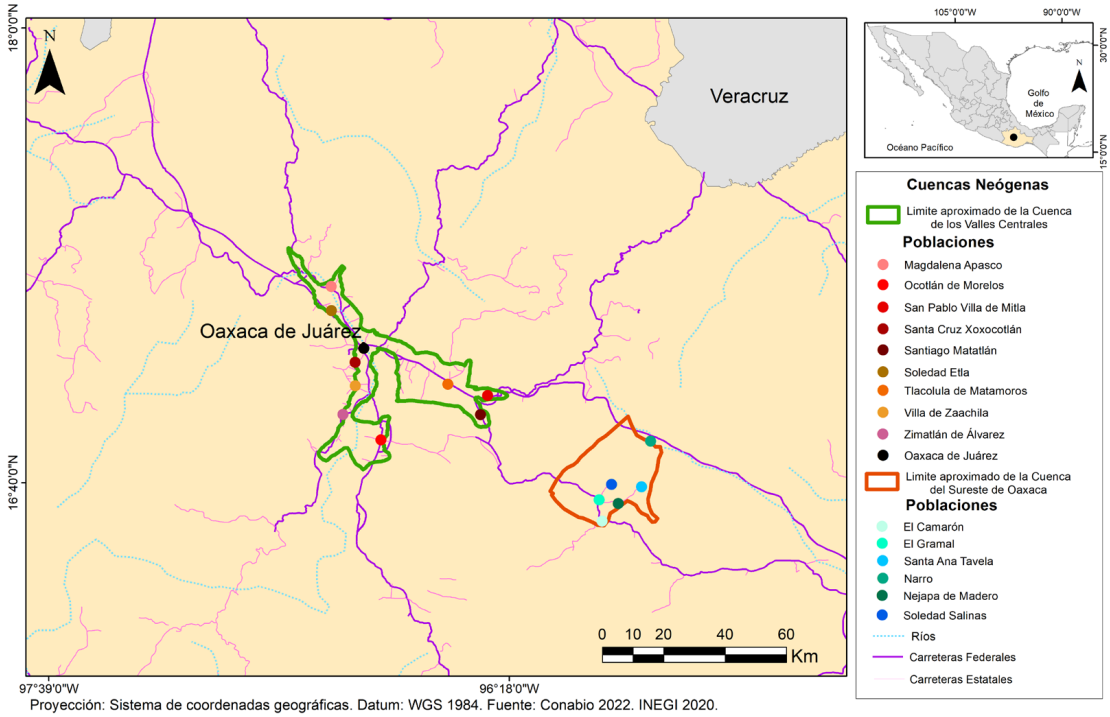
Durante el Oligoceno y el Mioceno se desarrollaron pilares tectónicos (horst), fosas tectónicas (grábenes) y semigrábenes en varias regiones de Oaxaca, resultado de fallamiento normal asociado a extensión y fallamiento lateral (Nieto Samaniego *et al.*, 2006). En el caso de la región de los Valles Centrales de Oaxaca, el graben se rellenó con sedimentos cenozoicos fluviolacustres, volcaniclásticos y unidades volcánicas (Ferrusquía-Villafranca, 1990, 2008; Martínez Serrano *et al.*, 2008). Por su parte, en el sureste del estado, se tienen conglomerados paleogénicos, unidades volcanoclásticas miocénicas y unidades volcánicas paleogénicas y del Mioceno (Martínez Serrano *et al.*, 2008).

Las unidades antes mencionadas se han descrito en algunos trabajos geológicos, pero hasta ahora no se han propuesto modelos de cuencas sedimentarias que permitan entender cómo fue que se formaron y se depositaron sus secuencias estratigráficas. Por lo anterior, en este capítulo se desarrollará un modelo de cuenca sedimentaria para los Valles Centrales y para el sureste del estado de Oaxaca, se describe la estratigrafía y su contenido paleontológico.

36.4 Generalidades

36.4.1 Ubicación

La Cuenca de los Valles Centrales se halla entre las coordenadas 17° 18' 00"-16° 36' 00" Lat. N y los 96° 57' 00"-96° 17' 00" Long W, tiene forma de "Y" invertida (Figura 36.1) y un área aproximada de 1,007 Km^2. Dentro de ella se ubican los centros urbanos más grandes del estado, como la capital -Oaxaca de Juárez-, Ocotlán de Morelos, Tlacolula de Matamoros, Santa Cruz Xoxocotlán, Villa de Zaachila y Zimatlán de Álvarez.



Proyección: Sistema de coordenadas geográficas. Datum: WGS 1984. Fuente: Conabio 2022. INEGI 2020.

Figura 36.1. Mapa de localización donde se muestran los límites aproximados de la Cuenca de los Valles Centrales y la Cuenca del Sureste de Oaxaca, así como las principales poblaciones que incluyen.

Por su parte, la Cuenca del Sureste de Oaxaca está entre las coordenadas 16° 52' 00"-16° 32' 00" Lat. N y los 96° 11' 00"-95° 51' 00" Long W; con forma aproximadamente rectangular, con su eje mayor en sentido noreste-suroeste, tiene una longitud aproximada de 32.81 km, una anchura de 24.59 km y un área aproximada

de 702.00 Km^2. En esta cuenca destacan las poblaciones de Nejapa de Madero, El Gramal, El Camarón, Soledad Salinas, Santa Ana Tavela y Narro (Figura 36.1).

Las secuencias sedimentarias de la Cuenca de los Valles Centrales y de la Cuenca del sureste de Oaxaca cubren parcialmente al terreno tectonoestratigráfico de Oaxaquia. Estas cuencas se encuentran en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur; la cuenca de los Valles Centrales se halla en la subprovincia fisiográfica Valles centrales de Oaxaca, mientras que la cuenca del sureste de Oaxaca está en la subprovincia Montañas y Valles del Centro (Ortiz Pérez *et al.*, 2004).

36.4.2 Trabajos previos

Existen diversas publicaciones regionales que incluyen a ambas áreas de estudio. Respecto a la geología regional, en 1984 el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) publica la Carta Geológica Juchitán E15-10 D15-1 y la Carta Geológica Oaxaca E14-9, y en 1989 publica la Carta Geológica Zaachila, E14-12, las tres, a escala 1:250,000. En estas se describen distintas unidades de roca, la geología estructural y la geología económica.

Por otro lado, la Carta Geológico-Minera Oaxaca escala 1:250,000 (González *et al.*, 2000) incluye la porción norte de la Cuenca de los Valles Centrales. La cartografía indica que la cuenca tiene la presencia de calizas cretácicas (KnapAr-Lu, KaceCz-Do), conglomerados y areniscas del Paleoceno-Eoceno (TplCgp), andesitas y tobas andesíticas del Eoceno-Mioceno (TemTa-A), limolitas e ignimbritas miocénicas de la Formación Suchilquitongo (TmLm-Ig), tobas riolíticas de Plioceno (TplTR) y depósitos aluviales cuaternarios (Qal); donde el relleno principal de la cuenca es Mioceno-Plioceno. La porción sur de la Cuenca de los Valles Centrales está incluida en la Carta Geológico-Minera Zaachila escala 1:250,000 (Sánchez *et al.*, 2000), donde se observa que afloran escasas calizas cretácicas (KaceCz-Do), andesitas y tobas andesíticas del Eoceno-Mioceno (TemTa-A), tobas riolíticas de Plioceno (TplTR) y depósitos aluviales cuaternarios (Qal); los tres últimos constituyen el relleno de la cuenca.

La Carta Geológico-Minera Zaachila (Sánchez *et al.*, 2000) incluye también la parte occidental de la Cuenca del Sureste de Oaxaca; de acuerdo con ella, la estratigrafía se compone de calizas del Cretácico Superior de la Formación Yucunama (KtmCz-Lu), andesitas y tobas andesíticas del Eoceno-Mioceno (TemTa-A), tobas riolíticas de Plioceno (TplTR), depósitos lacustres pleistocénicos (Qpt ar-Lm) y depósitos aluviales cuaternarios (Qal). La parte oriental de la cuenca está incluida en la Carta Geológico-Minera Juchitán escala 1:250,000 (Martínez *et al.*, 2000), la cual indica la presencia de la Formación Yucunama (KtmCz-Lu), a la Formación Laollaga (TemTA-A) del Eoceno-Mioceno, a arenas y limos pleistocénicos (Qpt ar-lm) y depósitos aluviales cuaternarios (Qal); los tres últimos constituyen el relleno de la cuenca.

En las cartas geológico-mineras escala 1:250,000 antes mencionadas, también se describe la geología estructural y los yacimientos minerales (González *et al.*, 2000; Sánchez *et al.*, 2000; Martínez *et al.*, 2000).

Adicionalmente, el Servicio Geológico Mexicano publicó seis cartas geológico-mineras escala 1:50:000 entre los años 1998 y 2013 que cubren el área de ambas cuencas sedimentarias. En estas cartas se detalla la litoestratigrafía, geología estructural, yacimientos minerales y la geoquímica (Tabla 36. 1).

Tabla 36.1. Cartas geológico-mineras escala 1:50,000 publicadas por el Servicio Geológico Mexicano que cubren el área de los Valles Centrales y la porción sureste del estado de Oaxaca.

Año de publicación	Autores	Nombre de la carta geológico-minera
1998	Herrera Galván y Calderón Velázquez	Tlacolula de Matamoros E14-D58
2003	Vergara Martínez y colaboradores	San Pedro Totolapam E14-D69
2004	Islas Tenorio y Sáenz Pita	Tlalixtac de Cabrera E14 D48
2007	Loaeza García y Mendoza Torres	Oaxaca E14-D47
2009	Jiménez Hernández y Mendoza Torres	Zaachila E14-D57
2013	Rosales Franco y Morales Delgado	Santa Ana Tavela E15-C61

Por otro lado, Morán-Zenteno *et al.* (2005) publicaron una revisión sobre la evolución geológica cenozoica del sur de México, principalmente de la Sierra Madre del Sur; en ella hablan de la deformación orogénica de finales del Cretácico, del magmatismo y la sedimentación continental de finales del Cretácico e inicios de Paleoceno, del plutonismo y la evolución de la margen continental y el vulcanismo, de la deformación del Eoceno al Mioceno, y realizan una síntesis tectónica, relacionándola con la cinemática de las placas en el entorno del sur del país. Por su parte, Nieto-Samaniego *et al.* (2006) determinan tres diferentes grupos de estructuras que indican tres eventos de deformación sucesivos en el este de la Sierra Madre del Sur. El primer evento se relaciona con la Orogenia Laramide, el segundo evento generó fallamiento con desplazamiento lateral asociado a acortamiento NE–SW, y el tercer evento corresponde a fallamiento normal asociado a extensión NE–SW; este último es el que formó las depresiones que constituyen las cuencas estudiadas, las cuales corresponden a cuencas sedimentarias consecuentes (*Successor basins* en inglés).

Con relación a la Cuenca de los Valles Centrales de Oaxaca, en 1970 Wilson y Clabaugh erigen formalmente la Formación Suchilquitongo del Mioceno temprano, la cual está formada por limos tobáceos, calizas parcialmente silicificadas, tobas, arcillas e ignimbritas, y describen también la geología de la parte noroccidental de los Valles Centrales, la cual incluye rocas metamórficas proterozoicas del Complejo Oaxaqueño, areniscas arcósicas de la Formación Yogana? del Jurásico, calizas, areniscas y lutitas cretácicas, derrames lávicos, conglomerados calizos del Paleógeno, conglomerado poco consolidado del Plioceno, y los sedimentos aluviales del Cuaternario. Wilson y Clabaugh (1970) también reportan la presencia de un fósil de mamífero y con ello asignan una edad miocénica a la Formación Suchilquitongo. Algunos años después Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1974) reportan tres edades radiométricas de rocas oaxaqueñas cenozoicas, entre ellas, una muestra procedente del Miembro Etla de la Formación Suchilquitongo, con una edad promedio de 16. 8 millones de años (Ma), lo que corrobora la edad miocénica de dicha formación; además, mencionan que se estudiaron los fósiles adicionales de mamíferos colectados. En 1986, de Pablo-Galán publicó un análisis geoquímico de las tobas vítricas de la Formación Suchilquitonco, en el que encuentra dos tipos de litologías diagenéticas.

Cuatro años después, Ferrusquía-Villafranca (1990) describe la geología preliminar y los mamíferos de diversas faunas locales del Mioceno mexicano, entre ellas la Fauna Local (FL) de Suchilquitongo, La FL Matatlán -ubicada en la porción sureste de la cuenca sedimentaria de los Valles Centrales- y la FL El Gramal (posteriormente la llamará FL Nejapa), ubicada en la cuenca sedimentaria del Sureste de Oaxaca. Su descripción geológica de la porción norte de la cuenca de los Valles Centrales es similar a la de Wilson y Clabaugh (1970). Respecto a la geología de la porción sureste de la Cuenca Sedimentaria de los Valles Centrales, reconoce calizas cretácicas, areniscas y limolitas tobáceas aparentemente cubiertas por tobas silíceas e ignimbritas que son similares a la Formación Suchilquitongo. A estos sedimentos continentales les asignó una edad miocénica. Por encima de los sedimentos, reconoció andesitas y basaltos, así como aluviones cuaternarios.

Posteriormente, Urrutia Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca (2001) reportan direcciones de polaridad magnética de la Formación Suchilquitongo y tres edades K-Ar que van de 19.2 a 20.6 Ma para el miembro Etla de esta formación. Otro estudio paleomagnético publicado en el 2003 es el de Benammi y colaboradores, quienes reportan datos paleomagnéticos para correlacionar dos secciones estratigráficas de la Formación Suchilquitongo con la escala de polaridad geomagnética; los autores correlacionan la sección tipo de la formación con el chron C5Dn-C5Cn3n en aproximadamente 17.61-16.55 Ma, y estiman una edad de 17 Ma para el estrato fosilífero. También en el 2001, Flores-Márquez y colaboradores realizan el estudio geofísico del acuífero del Valle de Etla, localizado en la parte norte de la cuenca de los Valles Centrales, en el que encuentran que los principales acuíferos están en los horizontes del Neógeno y el Cuaternario y, que el mayor espesor del relleno de la cuenca en su ubicación más profunda es de 730 m.

En el 2003, Ferrusquía-Villafranca realiza una síntesis de las faunas locales de mamíferos del Mioceno Medio del país y de la geología de sus áreas, incluyendo la FL Suchilquitongo, la FL Matatlán y la FL Nejapa. Con respecto a la geología del área de Matatlán, se menciona que la Toba Mitla (con edades K-Ar de 15.5 y 16 Ma, que corresponden al Mioceno Medio) sobreyace discordantemente a calizas cretácicas; también describe brevemente a la Formación Matatlán como

una unidad principalmente tobácea de origen fluviolacustre formada por sedimentos finos y gruesos. Finalmente, Martínez Serrano *et al.* (2008), determinaron las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de las andesitas y las riolitas presentes en la Cuenca de los Valles Centrales y la Cuenca del Sureste de Oaxaca.

Respecto a la Cuenca del Sureste, en 1954, Stirton reporta un fósil del équido *Merychippus* y otro de un camélido que él asignó a *Oxidactylus,* recolectados en arenas y conglomerados tobáceos de los alrededores de Nejapa de Madero. Ambos constituyeron los primeros registros para México de mamíferos fósiles pre-pliocénicos. Posteriormente, Wilson (1967) reporta material adicional de *Merychippus,* un fragmento de incisivo de un proboscídeo gonfotérido y un fragmento dental de un protocerátido, también recolectados en las cercanías de la Carretera Panamericana 190, en las inmediaciones de EL Gramal.

En la descripción geológica preliminar del área de El Gramal, Ferrusquía-Villafranca (1990) reporta metatobas que probablemente son parte del Complejo Oaxaca y tobas silíceas, areniscas arcósicas, limolitas y arcillas miocénicas. Posteriormente, Ferrusquía-Villafranca (2001) describe la geología detallada del Área Nejapa de Madero, ubicada en la Cuenca del Sureste de Oaxaca, incluyendo un complejo metamórfico de edad pre-cenozoica; erige al Conglomerado Limón, de edad paleogénica, una arenisca a la que denominó unidad informal el Chacal, también del Paleógeno, y propone como taxones nuevos a la Toba Yautepec, a la Riolita Huitihuini y, a la Formación el Camarón, todas del Mioceno Medio; asimismo describe la geología estructural del área y su contenido paleontológico local.

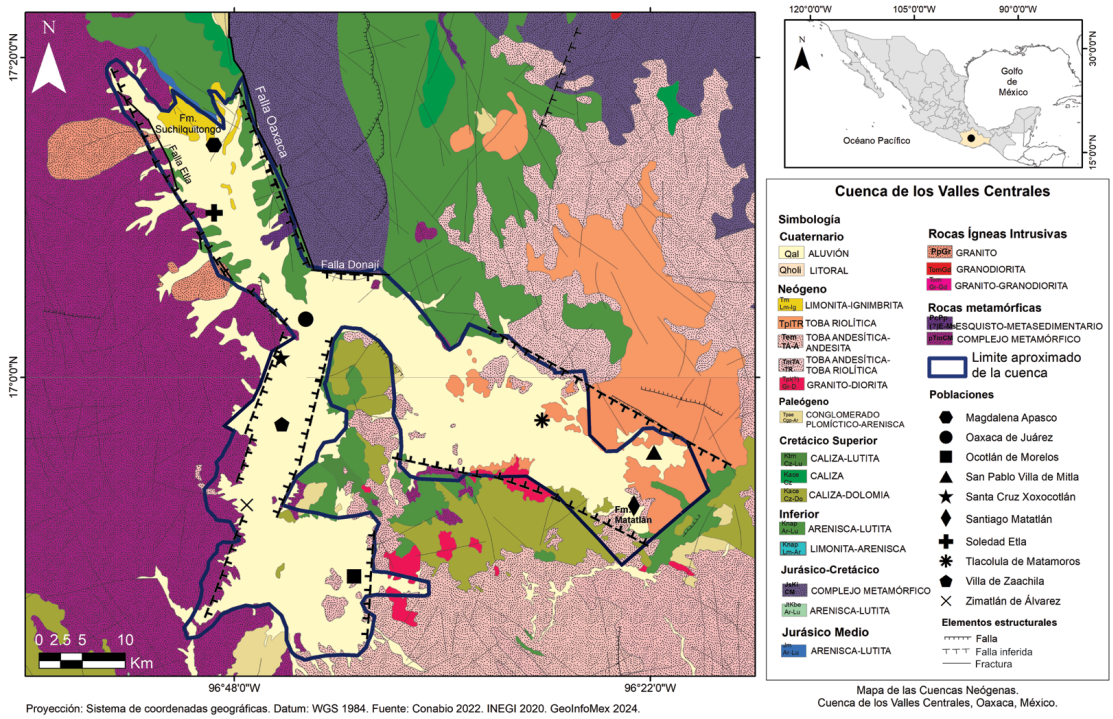
36.5 Sedimentología y estratigrafía

36.5.1 Cuenca de los Valles centrales

Esta cuenca está bordeada en su porción noreste-este por la Falla Oaxaca, la cual pone en contacto esquistos y rocas metasedimentarias mesozoicas (Complejo milonítico Sierra de Juárez) con calizas cretácicas de la Formación Yucunama

del Cretácico superior. Hacia el norte, la cuenca está bordeada por una pequeña franja de areniscas rojas arcósicas de la Formación Yogana de probable edad jurásica que sobreyace discordantemente al Complejo Oaxaqueño y, a la Formación Suchilquitongo (Figuras 36.2 y 36.4). Por el oeste se halla bordeada por rocas metamórficas de alto grado del Complejo Oaxaqueño del Proterozoico tardío (González, 2000; Ferrusquía-Villafranca, 2003). Hacia la parte sur está bordeada por calizas cretácicas de las formaciones Jatepetongo y Teposcolula, así como pequeños cuerpos del Complejo Oaxaqueño y granodioritas (González, 2000).

Sobre esta cubierta paleozoica y mesozoica se depositó discordantemente la secuencia cenozoica, la cual, en la parte norte de la cuenca consiste en algunos cuerpos aislados de andesita de piroxena así como escasos conglomerados calizos, ambos de probable edad paleogénica, a los que sobreyace en discordancia la Formación Suchilquitongo (Figuras 36.2 y 36.4), una secuencia fluvio-lacustre de unos 285 m de espesor, constituida por limos tobáceos, calizas parcialmente silicificadas, tobas, arcillas e ignimbritas del Mioceno temprano, a la cual sobreyace un conglomerado polimíctico denominado Conglomerado Telixtlahuaca de posible edad Pliocénica (Wilson y Clabaugh, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 2003). Hacia el sureste de la cuenca, la secuencia cenozoica inicia con algunos flujos aislados de lavas y diques andesíticos-dacíticos y lavas andesíticas de probable edad paleogénica (cartografiados como tobas riolíticas por el Servicio Geológico Mexicano), que son sobreyacidos por la Toba Mitla, constituida por tobas líticas vitrocristalinas riolíticas a riodacíticas, igimbritas y depósitos de ceniza, con un espesor de 500 m y edades absolutas de entre 14.4 a 16.0 Ma (Martínez Serrano *et al.*, 2008). La Formación Matatlán (Figura 36.5) sobreyace discordantemente a la unidad anterior, ella se compone de una secuencia fluvio-lacustre de hasta 200 m de espesor formada por tobas epiclásticas silíceas, arcillas, limos, areniscas tobáceas y algunos conglomerados polimícticos que subyacen a un conglomerado polimictico post-miocénico de hasta 60 m de espesor (Bravo-Cuevas y Ferrusquía-Villafranca, 2006). Hacia la parte sur de la Cuenca de los Valles Centrales afloran tobas andesíticas y andesitas del Oligoceno-Mioceno (González, 2000). Finalmente, los depósitos cuaternarios están formados por depósitos aluviales (grava, arena, limo y arcilla) derivados de la erosión de las unidades preexistentes (Figura 36.5).



Proyección: Sistema de coordenadas geográficas. Datum: WGS 1984. Fuente: Conabio 2022. INEGI 2020. GeoInfoMex 2024.

Mapa de las Cuencas Neógenas.
Cuenca de los Valles Centrales, Oaxaca, México.

Figura 36.2. Mapa geológico generalizado de la cuenca sedimentaria de los Valles Centrales del Estado de Oaxaca. Se señala el área donde aflora la Formación Matatlán. Fuentes: Servicio Geológico Mexicano, INEGI, Bravo-Cuevas y Ferrusquía-Villafranca (2006), Flores Márquez *et al.* (2001).

36.5.2 Cuenca del Sureste de Oaxaca

En esta cuenca el basamento está representado por rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño conformadas por granulitas de piroxena verdes a la que sobreyacen en discordancia calizas cretácicas de la Formación Yucunama (Sánchez *et al.*, 2000), una filarenita rojiza (llamada Unidad Informal Chacal) y la Formación Conglomerado Limón, formado por gravas y bloques de rocas metamórficas y calizas, bien consolidados, rojizos, de estratificación gruesa a masiva, sobreyacen en discordancia a las unidades anteriores y tienen un espesor conjunto de 900 m y una probable edad paleogénica (Ferrusquía-Villafranca, 2001).

Las unidades del Neógeno inician con una secuencia de andesitas y andesitas-basálticas formadas por flujos de lavas, brechas y cuerpos hipabisales de

probable edad miocénica temprana, que sobreyace concordantemente a la Formación Toba Yautepec, constituida por tobas y lapilli-tobas félsicas, soldadas y no soldadas dispuesta en capas delgadas a gruesas, con más de 1000 m de espesor. Se tienen edades absolutas de 15.0 y 16.7 Ma que permiten ubicarla en el Mioceno medio. Esta toba subyace en discordancia y también está interestratificada en algunos lugares (al menos parcialmente) con la Formación El Camarón (Figuras 36.3 y 36.6), la cual está formada por limolitas tobáceas, areniscas y conglomerados. Se acumuló en un ambiente fluvial-lacustre y tiene un espesor estimado de 200-250 m (Ferrusquía-Villafranca, 2001; Martínez Serrano *et al.*, 2008). Los depósitos cuaternarios culminan la secuencia y están formados por depósitos aluviales (grava, arena, limo y arcilla) derivados de las unidades preexistentes.

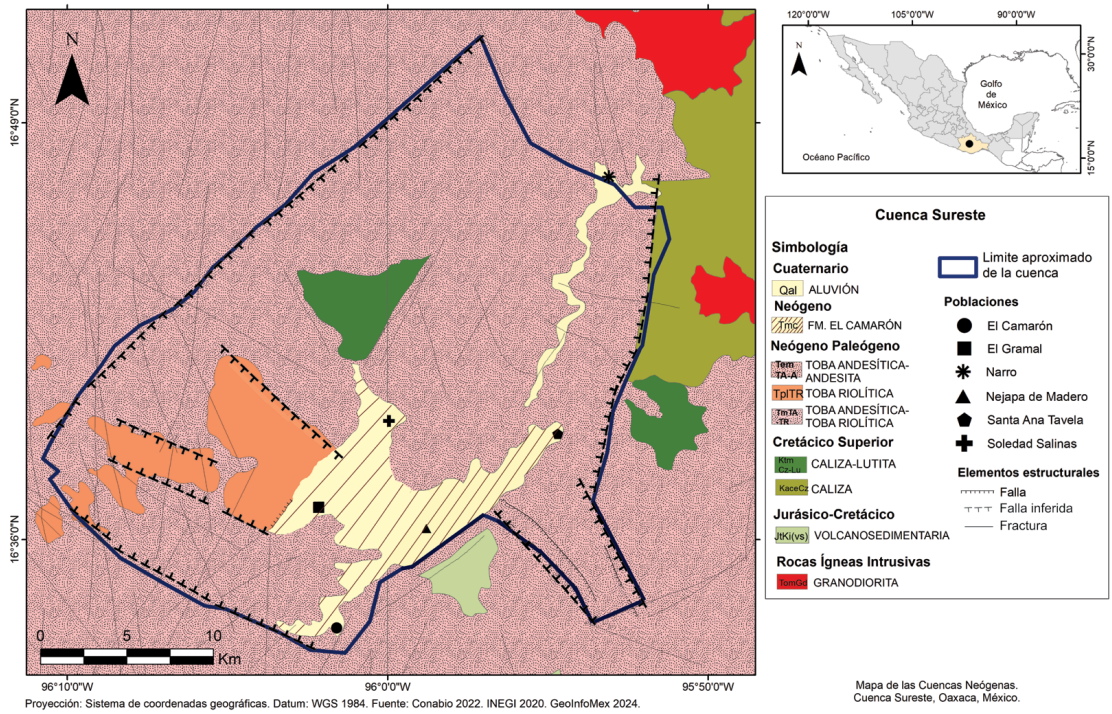


Figura 36.3. Mapa geológico generalizado de la cuenca sedimentaria del Sureste del Estado de Oaxaca. Fuentes: Servicio Geológico Mexicano, INEGI, Bravo-Cuevas y Ferrusquía-Villafranca (2006).

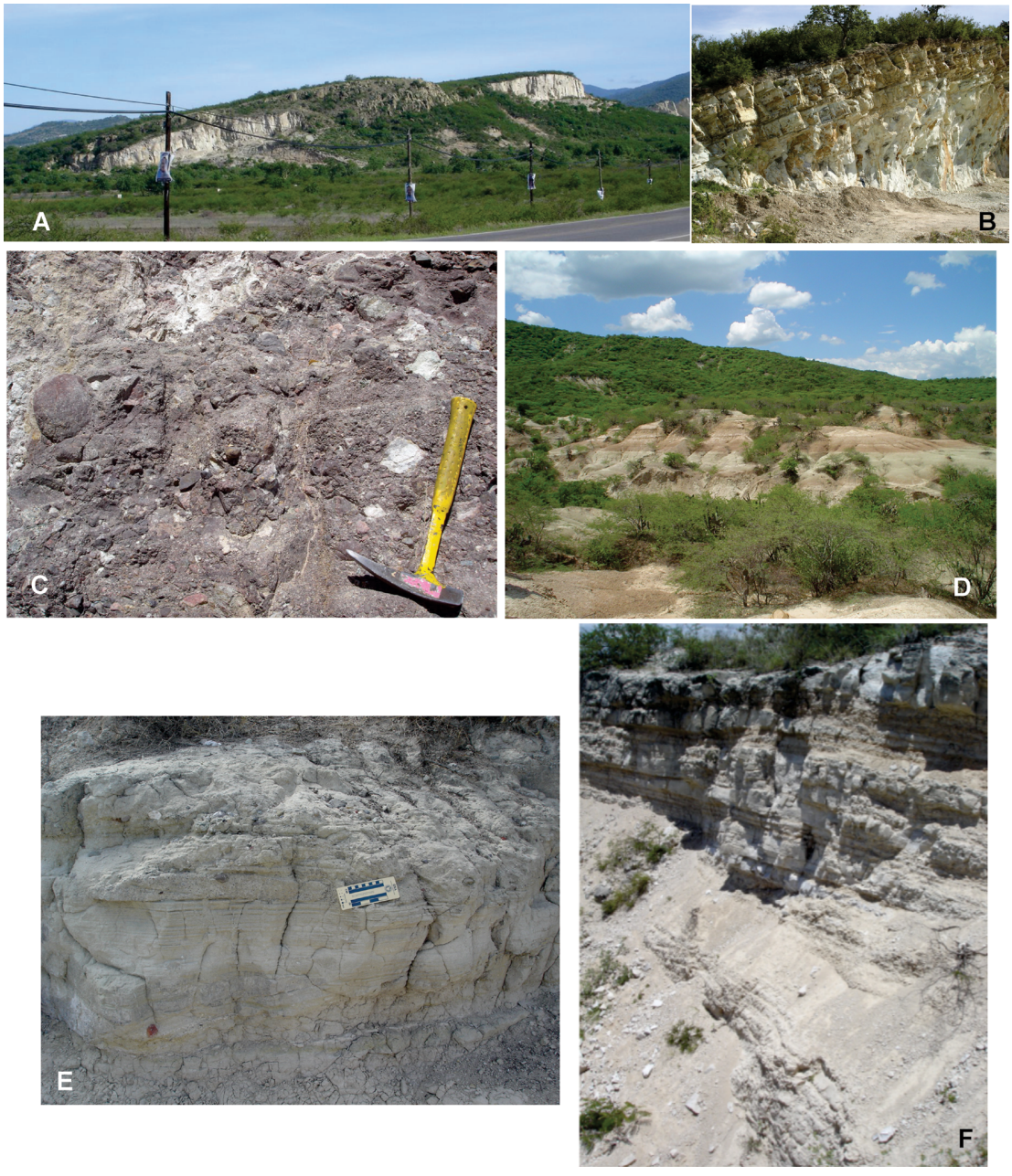


Figura 36.4. A. Panorámica del Miembro Etla de la Formación Suchilquitongo. B. Estratos del Miembro Etla, conformado principalmente por ignimbritas. C. Conglomerado rojo jurásico de la Formación Yogana. D. Panorámica de las facies finas de la Formación Suchilquitongo. E. Estratificación cruzada en arenisca tobácea de la Formación Suchilquitongo. F. Estratificación de limos y arenas en la Formación Suchilquitongo.

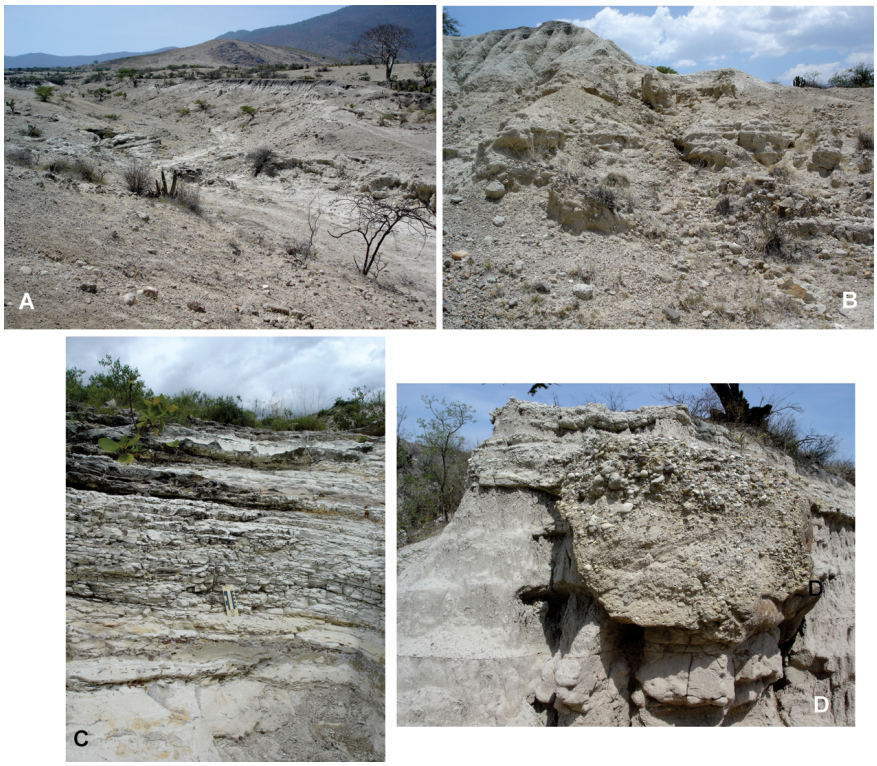


Figura 36.5. A. Panorámica de la Formación Matatlán. B. Areniscas tobáceas de la Formación Matatlán. C. tobas con estratificación delgada de esta misma formación. D. Paleocanal de sedimentos cuaternarios cortando a la Formación Matatlán.



Figura 36.6. Formación El Camarón. **A.** Panorámica de los sedimentos finos con grietas de desecación. **B.** Arenisca tobácea.

36.5.3 Geología estructural

36.5.3.1 Cuenca de los Valles centrales

La parte norte de esta cuenca se desarrolló sobre el límite oriental del Terreno Oaxaquia, representado por la Falla Oaxaca, la cual es un rasgo geomorfológico de 380 km de longitud y dirección NW-SE que se extiende desde Perote, Veracruz hasta Miahuatlán, Oaxaca. La Falla Oaxaca estuvo activa desde el Paleozoico, tuvo movimiento lateral en el Jurásico, y su actividad más reciente fue como falla normal con el bloque caído hacia el oeste durante el Cenozoico (Morán-Zenteno *et al.*, 1999), lo que favoreció el desarrollo de los valles centrales de Oaxaca. La Falla Donají tiene dirección E-W y una longitud aproximada de 8.5 km. Ambas fallas estuvieron activas de manera sincrónica durante el Cenozoico (Nieto Samaniego *et al.*, 1998). Por su parte, la Falla Etla se ubica en la porción noroeste de la cuenca, tiene una dirección NW-SE y pone en contacto rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño con calizas cretácicas (Figura 36.2). En la porción noroccidental de la cuenca, las fallas Etla y Oaxaca bordean el Valle de Etla (Flores-Márquez, 2001), permitiendo el desarrollo de una cuenca sedimentaria consecuente, donde las fallas normales (reactivadas) influyeron notablemente en su desarrollo.

36.5.3.2 Cuenca del Sureste de Oaxaca

En esta cuenca no existen estructuras geológicas mayores, pero Ferrusquía-Villafranca (2001) consideró que la disposición de los sistemas de fallas normales y fracturas, así como la ubicación de los cuerpos hipabisales y lávicos riolíticos del área Nejapa de Madero, indican que tienen un origen en un marco de deformación extensional, con sus componentes principales en sentido NE-SW. En esta misma área, Martínez Serrano *et al.* (2008) reconocieron, además del anterior, otro sistema de fallas con una orientación NW-SE, los cuales formaron varios horst y grabens; éstos últimos favorecieron el desarrollo de la cuenca consecuente con su relleno sedimentario y volcánico.

36.5.4 Contenido paleontológico

En la cuenca sedimentaria de los Valles Centrales se describieron fósiles de mamíferos que fueron recolectados en las formaciones Suchilquitongo y Matatlán, mientras que en la cuenca del Sureste de Oaxaca se recolectaron fósiles de mamíferos en la Formación El Camarón (Stirton, 1954; Wilson y Clabaugh, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1990). Recolectas y estudios taxonómicos posteriores permitieron reconocer taxones adicionales (Jiménez-Hidalgo, 2000; Ferrusquía-Villafranca, 2003; Bravo-Cuevas y Ferrusquía-Villafranca, 2006; Barrañon, 2021; Jiménez-Hidalgo y Bravo-Cuevas, 2021).

El miembro Etla de la Formación Suchilquitongo tiene edades absolutas que varían de 16.8 Ma en biotita y tres edades K-Ar que van de 19.2 a 20.6 Ma (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1974; Urrutia Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca, 2001). El estrato de donde se recolectaron los ejemplares de mamíferos fósiles está a aproximadamente 80 m por arriba de las tobas fechadas del miembro Etla, por lo que la edad del conjunto faunístico debe ser más joven que ellas; así que, es probable que su edad sea alrededor de 17 Ma, tal como lo propuso Benammi *et al.* (2001) con base en magnetostratigrafía.

La Toba Mitla -con edades K-Ar de entre 14.34 a 16.0 Ma- está parcialmente interdigitada y también subyace discordantemente a la Formación Matatlán (Bravo-Cuevas y Ferrusquía-Villafranca, 2006; Martínez Serrano *et al.*, 2008), así que la edad máxima del conjunto faunístico debe ser cercana a 14.3 Ma o incluso menor.

Al igual que en los casos anteriores, la Formación el Camarón sobreyace en discordancia y se interdigita parcialmente con la Toba Yautepec (Ferrusquía-Villafranca, 2001; Martínez Serrano *et al.*, 2008). Para esta toba existen edades absolutas de 15.0 y 16.7 Ma, por lo que la edad máxima del conjunto faunístico debe ser de alrededor de 15.0 Ma o menos.

El listado taxonómico de los vertebrados miocénicos de las cuencas de los Valles Centrales y del Sureste de Oaxaca se presenta en la tabla 36. 2.

Tabla 36.2. Listado taxonómico actualizado de los vertebrados identificados en las faunas locales del Mioceno de Oaxaca. El listado está basado en Jiménez-Hidalgo y Bravo-Cuevas (2021) y Barrañon (2021).

Fauna Local Suchilquitongo	Fauna Local Matatlán	Fauna Local Nejapa
Clase Mammalia	**Clase Mammalia**	**Clase Mammalia**
Orden Carnivora	**Orden Carnivora**	**Orden Carnivora**
Familia Felidae	Familia Felidae	Familia Mustelidae
Especie indeterminada	Especie indeterminada	*Plionictis oaxaquensis*
	Familia Mustelidae	Familia Canidae
Orden Artiodactyla	cf. *Leptarctus* sp.	Especie indeterminada
Familia Merycoidodontidae		
Especie *Merychyus aff. M. minimus*	**Orden Rodentia**	**Orden Rodentia**
Familia Protoceratidae	Especie indeterminada	Especie indeterminada
Especie cf. *Paratoceras* sp.	Aff. Cricetidae indet.	
Género y especie nuevos		**Orden Artiodactyla**
Familia Camelidae	**Orden Lagomorpha**	Familia Tayassuidae
Especie indeterminada	Especie indeterminada	cf. *Prostennops* sp.
Familia Antilocapridae		Especie indeterminada
Especie indeterminada	**Orden Artiodactyla**	Familia Camelidae
	Especie indeterminada	cf. *Procamelus* sp.
Orden Perissodactyla	(dos spp. de Pecora)	cf. *Protolabis* sp.
Familia Equidae	Familia Camelidae	Lamini indet.
Especie indeterminada	cf. *Protolabis* sp.	Especie indeterminada
Familia Rhinocerotidae	Especie indeterminada	Familia Antilocapridae
Especie indeterminada	Familia Leptomerycidae	*Merycodus sabulonis*
	?Pseudoparablastomeryx sp.	
	Familia Antilocapridae	**Orden Perissodactyla**
	Cosorine indet.	Familia Equidae
		Cormohipparion quinni
	Orden Perissodactyla	*Merychippus primus*
	Familia Equidae	*Merychippus sejuntus*
	Merychippus primus	*Pliohippus* sp.
	Merychippus sejuntus	Familia Rhinocerotidae
	Pliohippus sp.	Especie indeterminada
	Familia Rhinocerotidae	
	Especie indeterminada	**Orden Proboscidea**
		Familia Gomphotheriidae
	Clase Aves	*Gomphotherium* sp.
	Especie indeterminada	

Jiménez-Hidalgo y Bravo-Cuevas (2021) reportan la presencia de cf. *Pliauchenia* en la Fauna Local Nejapa, empero, dado que existen problemas taxonómicos con este género de camello, es mejor considerar el registro de Nejapa como un lamine indeterminado.

En su tesis de maestría, Barrañon (2021) reporta al antilocáprido cf. *Paracosoryx* en la Fauna Local Suchilquitongo; él considera que la edad de la formación es de alrededor de 20 Ma, y dado que *Paracosoryx* es el único género en ese tiempo, pues era plausible que se trate de él. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, es muy probable que los estratos fosilíferos de Suchilquitongo sean más jóvenes (alrededor de 17 Ma), y en esta edad habitaron cinco géneros de antilocápridos en América del Norte (Janis y Manning, 1998). Por ello, es mejor considerar este registro como Antilocapridae indet.

Barrañon (2021) también reporta del área de Nejapa un fragmento de m^3 como *?Nothokemas*, sin embargo, el ejemplar ilustrado carece del característico escalón del ectolofo que está ubicado entre el metacónido y el entocónido, el cual invariablemente se observa en los molares inferiores en los camellos nothokemadines. Por ello es mejor considerar a este ejemplar como Camelidae indet.

Estas faunas locales son importantes porque son de las pocas que se ubican en la porción subtropical/tropical de América del Norte, y nos dan una buena idea de la fauna que habitó el territorio de lo que ahora es Oaxaca entre los 17 y los 15 Ma.

Las asociaciones de mamíferos fósiles presentes en la Cuenca de los Valles Centrales y en la Cuenca del Sureste de Oaxaca, indican la presencia de hábitats heterogéneos formados por zonas arboladas y otras zonas de vegetación más abierta durante el Mioceno, similar a una sábana boscosa, y evidencían una afinidad biogeográfica neártica (Jiménez-Hidalgo y Bravo-Cuevas, 2021).

36.5.5 Evolución geológica y modelo de las cuencas

Las condiciones neotectónicas del sur de México durante el neógeno dieron la formación del relieve montañoso del Sureste mexicano y en especial en Oaxaca,

perteneciente a la Sierra Madre del Sur, como un neo-orogeno de zonas marginales de subducción entre la placa norteamericana y Cocos (Hernández-Santana *et al.*, 2009). Malfait y Dinkelman (1972) sugieren que comenzó en el Mioceno tardío, coincidiendo con los inicios de la etapa neotectónica (N-Q). Otras evidencias sobre el inicio de la actividad neotectónica regional en el Mioceno tardío, es el hallazgo por Watkins *et al.* (1981) de sedimentos de esta edad en la base de la columna estratigráfica de la Trinchera Mesoamericana. Todos estos datos proponen, que la evolución tectónica de la junta triple de Tehuantepec se inició en el Mioceno tardío (Delgado *et al.*, 1990). Por otra parte, Lugo (1990) destacó las estructuras geológicas de la Sierra Madre del Sur por un desarrollo intenso de movimientos verticales en el Neógeno-Cuaternario.

Nieto Samaniego *et al.* (2006) propone que durante el Oligoceno y el Mioceno se desarrollaron horst, grábenes y semigrábenes en varias regiones de Oaxaca, resultado de fallamiento normal asociado a extensión y fallamiento lateral. Estos eventos se han interpretado como una fase de deformación con extensión NE-SW, probablemente resultado del desplazamiento lateral izquierdo de las fallas N-S en el occidente de Oaxaca. Esta fase de deformación tuvo efecto en el Valle de Oaxaca en donde se desarrollaron semigrábenes de orientación NNW-SSE, y volcanismo desde Oligoceno hasta el Mioceno temprano. Nieto Samaniego *et al.,* identificaron diferentes grupos de estructuras que representan tres eventos de deformación sucesivos con base a su geometría, edad y cinemática de las estructuras tectónicas. La deformación migró de oeste a este. El primer evento, correspondiente a la orogenia Laramide, ocurrió durante el Cretácico superior en la Plataforma Guerrero-Morelos y terminó en el Eoceno medio, al este de la cuenca de Veracruz. El sistema de fallas de Oaxaca, que limita al este del bloque Acatlán-Oaxaqueño, registra un acortamiento de tipo Laramide. El segundo evento produjo fallas de deslizamiento en dirección al choque durante el acortamiento horizontal NE-SW, desde el Eoceno hasta el Oligoceno. El tercer evento produjo fallas normales y de deslizamiento, indicando una extensión horizontal NE-SW durante el Oligoceno-Mioceno. Las principales estructuras formadas durante estos tres eventos de deformación se distribuyen aproximadamente en un patrón arqueado que limita el bloque formado por los complejos Acatlán y Oaxaqueño.

Las cuencas Neógenas de Oaxaca representan cuencas consecuentes (*Successor basins* en inglés) (Figura 36.7). De acuerdo con Ingersoll y Busby (1995), este tipo de cuencas se generan en entornos tectónicos híbridos, en los que las cuencas se forman en marcos intermontanos en la cima de cinturones de pliegues y cabalgaduras inactivos, cinturones de sutura, cinturones transformes y *rifts* fósiles no cratónicos, posterior a la finalización de los eventos orogénicos locales. Los mecanismos de subsidencia de estas cuencas incluyen el engrosamiento del manto litosférico y la carga sedimentaria y volcánica (Ingersoll y Busby, 1995); en el caso de las cuencas neógenas oaxaqueñas, el segundo parece ser el mecanismo por el que evolucionaron.

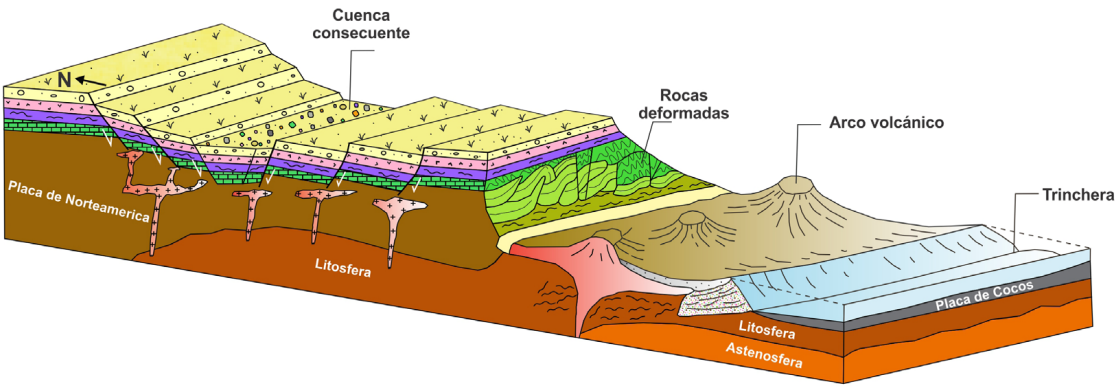


Figura 36.7. Modelo de cuenca consecuente originada por los movimientos tectónicos ocurridos durante el Oligoceno y Mioceno formando horst, grabenes y semigrabenes.

36.6 Consideraciones económicas

De acuerdo con González *et al.* (2000), el Estado de Oaxaca tuvo un desarrollo de explotación de elementos de oro, plata, plomo, zinc y cobre entre los minerales metálicos, así como grafito cristalino, micas, talco, flogopita y vermiculita entre los no metálicos, así como cantera, travertino, ónix y mármol. Los yacimientos de minerales metálicos se encuentran en dos regiones mineras que son la Sierra de Juárez y de Oaxaca, con cuatro distritos mineros "El Parían, Natividad, Villa Alta y Los Tejocotes", además de cuatros áreas mineralizadas que son Huitzo, Concepción Pápalo, Huajuapan y Santa María Peñoles.

Las compañías mineras que permanecieron en 1970 en la entidad fueron la Compañía Minera Nativitas y Anexas S. A. de C. V., las Minas Navidad (1), Crestón (2) y El niño (Vulcanos) (3), procesando diariamente 80 toneladas de roca. Las minas en explotación dieron una estadística de producción del Distrito Minero Natividad, indicando que en los últimos 50 años se han producido 30 toneladas de oro y 750 de plata. La mejor época de producción se reporta entre los años 1940 a 1942 y de 1969 a 1970 con leyes medias de 100 g/t de oro y 1,350 g/t de plata.

El distrito minero Nativitas se localiza al noreste de la ciudad de Oaxaca, tiene cuatro plantas de explotación en concentrados de Au, Ag, Pb y Zn; las plantas son Natividad, ubicada en el poblado de La Natividad, con una capacidad de 200 t/día, actualmente activa; Planta Lachatao de los Pueblos Mancomunados de la Sierra de Juárez, ubicado en el poblado de Santa Catarina Lachatao, con una capacidad de 100 t/día, actualmente activa; Planta Solaga, ubicada en el poblado San Andrés Solaga, con unas capacidad de 50 t/día (actualmente inactiva); Planta Tonalá, ubicada en Santo Domingo Tonalá, con una capacidad de 40 t/día y concentrados de Sb.

Los yacimientos hidrotermales de tipo epitermal, asociados a la actividad magmática de emplazamiento de los intrusivos en el Oligoceno-Mioceno afectaron a rocas metamórficas (esquistos grafíticos) de las Sierra de Juárez, dando origen a metales de alto valor como el oro y la plata.

Las mineralizaciones y alteraciones en mena están representados por pirargirita, proustita y polibasita; la ganga por cuarzo. Las alteraciones observadas en mineralizaciones son de cloritización, sericitización y silicificación.

Por otro lado, actualmente en las áreas de Matatlán y de Nejapa se ubican extensos cultivos de agave que crecen tanto en los sedimentos cuaternarios como en los sedimentos finos de las formaciones miocénicas; dichos agaves se usan para la producción de mezcal.

Por su parte, los recursos hidrológicos de los mantos acuíferos en los Valles Centrales de Oaxaca son un factor indispensable para el desarrollo económico, social y también para el funcionamiento de los ecosistemas de la región

(Olvera-Barrios, 2007), además de la conservación de estos acuíferos para su desarrollo sustentable. Las aguas subterráneas de los Valles Centrales de Oaxaca representan una fuente principal de abastecimiento y uso agrícola, con un consumo del 72 %, uso urbano 26.6 %, uso industrial 1.4 %, y otros usos comerciales 3 % (venta de agua en pipas). Oaxaca es uno de los estados con una extensión amplia de ocho Regiones Hidrológicas, como Balsas localizada al noroeste de la entidad con la Cuenca Río Tlapaneco y Cuenca R. Atoyac. Otra es la Región Costa Chica-Río Verde, comprende las Cuencas Río Atoyac, y cuerpos de agua lagunares. Para la Región Costa de Oaxaca al Sur de la entidad tiene las Cuencas de Río Astata, Río Copalita y Río Colotepec y otros cuerpos de agua. La región de Tehuantepec tiene dos cuencas, los Ríos Tehuantepec y el Río Tequisistlán, entre otros cuerpos de agua. La región Grijalva-Usumacinta tiene la Cuenca Rio Grijalva-Tuxtla Gutiérrez al este-noreste del estado, siendo la más pequeña representación hidrológica de la entidad (INEGI, 2004).

El escurrimiento medio anual en el estado de Oaxaca es de 220 millones de m^3, con precipitaciones promedio anual de 752 mm y una temperatura promedio de 19°C (Comisión Nacional del Agua CONAGUA, 2003).

La importancia social de estas cuencas es la conservación del recurso, ya que las aguas superficiales y subterráneas son insuficientes para el abastecimiento, lo que a su vez conduce a sobreexplotación de los acuíferos, sin dejar de lado la contaminación proveniente de la industria de “arsénicos” (Aragón-Sulik *et al.*, 2015), que ha reducido el potencial uso de varios acuíferos, ríos y cuerpos de agua (CONAGUA y el Colegio de México, 2004; CONAGUA, 2025).

Los Valles Centrales de Oaxaca tienen una actividad económica en lo agropecuario, agrícola (alfalfa, hortalizas, frijol, maíz y frutales), e industriales, como pequeñas fábricas de mezcal, cerámicas de barro, cobijas y textiles (CONAGUA, 2002, 2025).

36.7 Conclusiones

Las secuencias sedimentarias de la Cuenca de los Valles Centrales de Oaxaca se desarrollaron sobre el Terreno tectonoestratigráficos de Oaxaquia, que se se encuentra parcialmente cubierto de manera discordantemente por conglomerados jurásicos, calizas cretácicas y por la secuencia cenozoica que incluye andesitas de Paleógeno y el Neógeno, tobas neogénicas y sedimentos fluviales y lacustres miocénicos constituidos por tobas, arcillas, limos, areniscas y conglomerados de las formaciones Suchilquitongo y Matatlán.

La secuencia sedimentaria de la cuenca del Sureste de Oaxaca descansa sobre el terreno tectonoestratigráfico Oaxaquia, al cual cubren calizas cretácicas y la cubierta cenozoica integrada por areniscas y conglomerados del Paleógeno, tobas y una secuencia fluviolacustre miocénica formada por tobas, arcillas, limos, areniscas y conglomerados de la Formación El Camarón.

En ambas cuencas los sedimentos cuaternarios están formados por aluviones, producto de la erosión de las unidades preexistentes.

Las tres formaciones del Mioceno Medio contienen mamíferos fósiles, los cuales son evidencia del tipo de animales que habitaban el territorio que ahora es Oaxaca hace 15 Ma.

La Falla Oaxaca es la estructura geológica más importante de las áreas de estudio, es el límite entre los terrenos Oaxaquia y Maya; estuvo activa desde el Paleozoico, tuvo movimiento lateral en el Jurásico, y su actividad más reciente fue como falla normal con el bloque caído hacia el oeste durante el Cenozoico.

Las cuencas sedimentarias neógenas de Oaxaca representan cuencas consecuentes que se desarrollaron en valles intermontanos posteriormente a la orogenia Laramide; su origen y evolución se relaciona con la carga sedimentaria y volcánica.

36.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Qué cuenca sedimentaria en Oaxaca tiene un área aproximada de 1,000 Km^2?

a) Cuenca Salina del Istmo
b) Cuenca de los Valles Centrales de Oaxaca
c) Cuenca de Papalutla
d) Cuenca de Tlaxiaco

2. ¿En qué cuenca sedimentaria Oaxaqueña están las poblaciones de El Gramal y Soledad?

a) Cuenca del Sureste de Oaxaca
b) Cuenca Salina del Istmo
c) Cuenca de los Valles Centrales de Oaxaca
d) Cuenca de Papalutla

3. ¿Sobre qué terreno tectonoestratigráfico están sobrepuestas discordantemente las secuencias sedimentarias mesozoicas y cenozoicas de la Cuenca de los Valles Centrales de Oaxaca?

a) Terreno Mixteco
b) Terreno Chatino
c) Terreno Oaxaquia
d) Terreno Viscaíno

4. ¿En qué año se publicó la carta geológica escala 1:250,000 más antigua que cubre las áreas de estudio?

a) 2004
b) 1908
c) 1984
d) 2000

5. ¿En qué carta geológico-minera del Servicio Geológico Mexicano escala 1:250,000 está incluida la porción occidental de la Cuenca del Sureste de Oaxaca?

a) Carta Geológico-Minera Juchitán
b) Carta Geológico-Minera Oaxaca
c) Carta Geológico-Minera Puerto Escondido
d) Carta Geológico-Minera Zaachila

6. ¿Qué autores publicaron una revisión sobre la evolución geológica cenozoica del sur de México, principalmente de la Sierra Madre del Sur?

a) Morán-Zenteno *et al.* (2005)
b) Nieto-Samaniego *et al.* (1998)
c) Nieto-Samaniego *et al.* (2006)
d) Martiny *et al.* (2000).

7. ¿Qué autores describieron por vez primera a la Formación Suchilquitongo?

a) Ferrusquía-Villafranca (1990)
b) Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1974)
c) de Pablo-Galán (1986)
d) Wilson y Clabaugh (1970)

8. ¿Qué miembro de la Formación Suchilquitongo fue fechado por Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1974)?

a) Mitla
b) Etla
c) Oaxaca
d) Inferior

9. ¿Cuál es la edad propuesta para el estrato fosilífero de la Formación Suchilquitongo con base en el estudio magnetoestratigráfico realizado por Benammi et al (2001)?

a) 20 Ma
b) 19 Ma
c) 23 Ma
d) 17 Ma

10. ¿Cuál es el primer équido reportado en la Cuenca del Sureste de Oaxaca?

a) Merychippus
b) Merychyus
c) cf. Paratoceras
d) Gregorymys

11. ¿Qué falla bordea la porción noreste de la Cuenca de los Valles Centrales de Oaxaca?

a) Falla Donají
b) Falla Oaxaca
c) Falla Caltepec
d) Falla Etla

12. ¿Cómo se denomina al conglomerado polimíctico de probable edad pliocénica que sobreyace en discordancia a la Formación Suchilquitongo?

a) Conglomerado Telixtlahuaca
b) Conglomerado Matatlán
c) Conglomerado Tamazulapam
d) Conglomerado Tuxpan

13. ¿Qué nombre recibe la unidad constituida por tobas líticas vitrocristalinas riolíticas a riodacíticas, ignimbritas y depósitos de ceniza, con un espesor de 500 m y edades absolutas de entre 14?4 a 16.0 Ma y que sobreyace a la Formación Matatlán?

a) Toba Etla
b) Toba Oaxaca
c) Toba Mitla
d) Unidad informal tobácea

14. ¿De qué rocas se constituye el basamento de las Cuencas del Sureste de Oaxaca?

a) Granulitas de epiroxena verdes
b) Conglomerados rojos
c) Calizas cretácicas
d) Ignimbritas paleogénicas

15. ¿Cuál es el nombre de la formación fosilífera del Mioceno Medio de la Cuenca del Sureste de Oaxaca?

a) Formación Suchilquitongo
b) Formación Nejapa
c) Formación el Camarón
d) Formación Yanhuitlán

16. ¿En qué época geológica se propone se inició la evolución tectónica de la junta triple de Tehuantepec?

a) Mioceno medio
b) Mioceno temprano
c) Mioceno tardío
d) Oligoceno tardío

17. ¿Qué tipo de cuenca sedimentaria representan las cuencas neógenas de Oaxaca?

a) Cuenca intra-arco
b) Cuenca consecuentes
c) Cuenca transpresiva
d) Cuenca transtensional

18. ¿En qué margen tectónico se forman las cuencas consecuentes?

a) de valles intermontanos
b) convergente
c) intraplaca
d) transformante

19. ¿Cuál es el nombre de dos regiones mineras productoras de yacimientos minerales metálicos en Oaxaca?

a) Sierra de Juárez y Ocotlán
b) Oaxaca y Sierra de Juárez
c) Matatlán y Oaxaca
d) Huajuapan y Etla

20. ¿Cuál es el escurrimiento promedio anual de las cuencas hidrológicas de Oaxaca?

a) 210 millones de m^3
b) 200 millones de m^3
c) 125 millones de m^3
d) 220 millones de m^3

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	c)	11.	b)	16.	c)
2.	a)	7.	d)	12.	a)	17.	b)
3.	c)	8.	b)	13.	c)	18.	a)
4.	c)	9.	d)	14.	a)	19.	b)
5.	a)	10.	a)	15.	c)	20.	d)

Bibliografía

Aragón-Sulik, M., Escolero Fuentes, O., Navarro Mendoza, S., y Ortiz Guzmán, M. (2015). Distribución geográfica de arsénico en acuíferos de los Valles Centrales de Oaxaca, México. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental, 36*(1), 102-110.

Barrañon Salmón, A. E. (2021). *Revisión y adición a las faunas miocénicas de Oaxaca* [Tesis de Maestría], Posgrado en Ciencias Biológicas, UNAM.

Benammi, M., Urrutia-Fucugauchi, J., & Alva-Valdivia, L. M. (2003). Magnetostratigraphic study of the continental Lower Miocene Suchilquitongo Formation, southern Mexico. *The Journal of Geology, 111,* 605-615.

Bravo-Cuevas, V. M., & Ferrusquía-Villafranca, I. (2006). Merychippus (Mammalia, Perissodactyla, Equidae) from the Middle Miocene of state of Oaxaca, southeastern Mexico. *Geobios, 39,* 771-784.

Comisión Nacional del Agua. (2025). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el Acuífero Valles Centrales, Estado de Oaxaca. Subdirección General de Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.

Comisión Nacional del Agua. (2002). Determinación de la disponibilidad de aguas subterráneas en el acuífero de los Valles Centrales, Estado de Oaxaca. Diario Oficial de la Federación. Centro de consulta de Agua, Organismo de Cuencas Pacíficas Sur, Oaxaca, Oaxaca.

Comisión Nacional del Agua. (2003). Estudio de actualización geohidrológica del acuífero valles centrales, Estado de Oaxaca. Diario Oficial de la Federación. Centro de Consulta del Agua, Organismo de Cuencas Pacíficas Sur, Oaxaca, Oaxaca.

Comisión Nacional del Agua, y el Colegio de México. (2004). Agua para las Américas en el Siglo XXI (1a Edición) México. Centro de Consulta del Agua, Organismo de Cuenca Pacífico Sur, Oaxaca, Oaxaca.

De Pablo-Galán, L. (1986). Geochemical trends in the alteration of Miocene vitric tuffs to economic zeolite deposits, Oaxaca, Mexico. *Applied Geochemistry,1,* 273-285.

Ferrusquía-Villafranca, I. (1990). Biostratigraphy of the Mexican Continental Miocene: Part I, Introduction and the northwestern and central faunas.

Part II, The southeastern (Oaxacan) faunas. Part III, the southeasternmost (Chiapasan) fauna and concluding remarks on the discussed vertebrate record. *Paleontología Mexicana, 56,* 1-149.

Ferrusquía-Villafranca, I. (2001). Contribución al conocimiento geológico del Estado de Oaxaca, México – el área Nejapa de Madero. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, 111,* 1-110.

Ferrusquía-Villafranca, I. (2003). Chapter 13, Mexico's Middle Miocene mammalian assemblages: an overview. *Bulletin American Museum of Natural History, 279,* 321-347.

Ferrusquía-Villafranca, I. (2008). Tectono-Sedimentary Evolution of Southeastern Mexico's Valle De Oaxaca Graben. *Geological Society of America Abstracts with Programs, 40*(6), 393.

Ferrusquía-Villafranca, I., Wilson, J.A., Denison, R.E., McDowell, F.W., y Solorio Munguía, J., (1974). Tres edades radiométricas oligocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de las regiones Mixteca Alta y Valle de Oaxaca, Estado de Oaxaca. In: Contribuciones a la geocronogía de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 26*(4–6), 249–262.

Flores Márquez, E. L., Chávez, R. E., Martínez Serrano, R. G., Herrera Barrientos, J., Tejero Andrade, & Belmonte, S. (2001). Geophysical characterization of the Etla Valley aquifer, Oaxaca, México. *Geofísica Internacional, 40*(4), 245-257.

González Ramos, A., Sánchez Rojas, L. E., Mota Mota, S., Arceo y Cabrilla, F. A., Onofre Espinosa, L., Zárate-López, J., y Soto Araiza, R. (2000). Carta geológico-minera Oaxaca, E14-9, Oaxaca y Puebla. *Servicio Geológico Mexicano, Escala 1:250,000.*

Hernández-Santa, J. R., Ortiz Pérez, M. A., y Figueroa Mah-Eng, M. (2009). Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve. Investigaciones Geográficas. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM,68,* 7-24.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (1984). *Carta Geológica Juchitán E15-1, Escala 1, 250,000.*

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (1984). *Carta Geológica Oaxaca E14-9, Escala 1, 250,000.*

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (1989). *Carta Geológica Zaachila E14-12, Escala 1, 250,000.*

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2004). Síntesis de Información Geográfica del Estado de Oaxaca: Hidrología.

Janis, C. M., & Manning, E. (1998). Antilocapridae. En C. Janis, K. M. Scott, & L. L. Jacobs (Eds.), *Evolution of Tertiary Mammals of North America* (pp. 491–507). Cambridge University Press.

Jiménez-Hidalgo, E. (2000). *Las mastofaunas mesomiocénicas el sureste de México y su significación paleobiológica* [Tesis de Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México .

Jiménez-Hidalgo, E., & Bravo-Cuevas, B. (2021). Los mamíferos del Cenozoico oaxaqueño y su importancia paleobiológica. En R. Guerrero Arenas, E. Jiménez-Hidalgo, & K. A. González Rodríguez (Eds.), *El patrimonio paleontológico y geológico de Oaxaca* (pp. 139–159). Universidad del Mar.

Malfait, B., & M. Dinkelman. (1972). Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin, 83*(2), 251-272.

Martínez Amador, H., Motolinía García, O., Castro Rodríguez, M. G., Osorio Aranda, J. N., Zárate Barradas, R., y Salinas Rodríguez, J. M. (2000). Carta Geológico-Minera Juchitán E15-10 D15-1, Oaxaca y Chiapas. Servicio Geológico Mexicano, Escala 1:250,000.

Martínez Serrano, R., Solís Pichardo, G., Flores Márquez, E. L., Macías Romo, C., & Delgado Durán, J. (2008). Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25*(1),1-20.

Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C. Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., & Solís-Pichardo, G. N. (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal of South American Earth Sciences, 12*(6), 513-535.

Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., y Keppie J. D. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57*(3), 319-341.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., & Ortega-Gutiérrez, F. (1998). Estructura interna de la Falla de Oaxaca (México e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 12*(1),1-8.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A. Silva-Romo, G., Equiza-Castro, M. H., & Mendoza-Rosales, C. C. (2006). Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. GSA *Bulletin, 118*(1/2), 238-252. https://doi.org/10.1130/B25728.1

Olvera Barrios, S. M. (2007). *Experiencias de manejo y conservación del acuífero de Valles Centrales de Oaxaca, hacia un desarrollo sustentable* [Tesis de Licenciatura], Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Ciencias Agropecuarias.

Ortiz Pérez, M. A., Hernández Santana, J. R., y Figueroa Mah-Eng, J. M. (2004). Reconocimiento fisiográfico y geomorfológico. En A. J. García-Mendoza, M. J. Ordóñez, y M. Briones-Salas (Eds.), *Biodiversidad de Oaxaca* (pp. 43–54). Instituto de Biología, UNAM; Fondo Oaxaqueño para la Conservación de la Naturaleza; World Wildlife Fund.

Sánchez Rojas, L. F., Aranda Osorio, J. N., Zárate López, J., y Castro Rodríguez, M. G. (2000). Carta Geológico-Minera Zaachila E14-12, Oaxaca. Servicio Geológico Mexicano, Escala 1:250,000.

Stirton, R. A. (1954). Late Miocene mammals from Oaxaca, Mexico. *American Journal of Science, 252,* 634-638.

Urrutia Fucugauchi, J., & Ferrusquía-Villafranca, I. (2001). Paleomagnetic results for the Middle-Miocene continental Suchilquitongo Formation, Valley of Oaxaca, southeastern Mexico. *Geofísica Internacional, 40*(3), 191-205.

Watkins, J. S., McMillen, K. J., Bachman, S. B., Shipley, T. H., Moore, J. C., & Angevine, C. (1981). Tectonic synthesis, Leg-66 transect and vicinity. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 66*(8), 837–849.

Wilson, J. A. (1967). Additions to El Gramal Local Fauna Nejapa, Oaxaca, Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 30*(1), 1-4.

Wilson, J. A., & Clabaugh, S. E. (1970). A new Miocene formation, and a description of volcanic rocks, northern Valley of Oaxaca, State of Oaxaca. *En Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía excursión México-Oaxaca* (pp. 120–128).

37 Subcuenca de Comalcalco

Jazmín Lizeth Sánchez Valle, Joel Rosales Rodríguez, Javier Arellano Gil y Leticia Sánchez Guillén

Sumario

37.1. Resumen
37.2. Abstract
37.3. Introducción
37.4. Generalidades
37.4.1. Ubicación Subcuenca de Comalcalco
37.4.2. Estado del Arte
37.5. Tipo de Subcuenca
37.5.1. Descripción general
37.5.2. Sedimentología
37.5.3. Estratigrafía
37.5.4. Geología estructural
37.5.5. Contenido paleontológico
37.5.6. Evolución geológica y consideraciones tectónicas
37.5.6.1. Estructuras de la Subcuenca de Comalcalco
37.5.7. Modelo propuesto de la Subcuenca de Comalcalco
37.6. Consideraciones económicas
37.7. Conclusiones
37.8. Autoevaluación
37.9. Bibliografía

37.1 Resumen

La evolución geológica del sureste mexicano considera de manera relevante el marco tectónico regional relacionado con el origen y evolución del paleo-Golfo de México y del paleo-Caribe que comienza con la separación de Pangea, continúa como margen pasivo, seguido de un evento de extensión y finalmente otro marco pasivo.

La Subcuenca de Comalcalco consiste en una depresión topográfica superpuesta sobre un segmento de la Cuenca Salina del Istmo. La subcuenca se formó durante el Mioceno superior-Plioceno inferior, resultado de subsidencia producida por carga de sedimentos que originaron fallas normales lístricas, además de la interacción de fallas laterales con transtensión, lo cual implicó deformación por extensión debido a que las fallas normales formaron un graben regional, donde se desarrolló la subcuenca. Se delimita al sur por la Falla de Comalcalco y al norte por la falla de Bolontiku y la plataforma del Golfo de México.

Su orientación general es NE-SW, con su porción continental en el Estado de Tabasco y su porción Marina en el Golfo de México, entre la Cuenca Salina del Istmo y el Pilar Reforma Akal. Cuenta con una extensión aproximada de 9,357.63 km^2, alrededor de 4,059 km^2 en la parte continental y 5,315.93 km^2 en su parte marina.

Sus sistemas generadores de hidrocarburos reflejan las características paleogeográficas: en condiciones someras a plataforma interna se registran bajos contenidos de Carbono Orgánico Total (<0.5 % COT) y hacia las áreas de plataforma externa a cuenca hasta 4.5 % COT, siendo los valores más altos en la zona, dándole características de excelente riqueza orgánica a esta secuencia, con kerógeno tipo II y III. Sobre el basamento de rocas deformadas de edades Jurásicas y Cretácicas predominan lutitas oscuras ligeramente calcáreas del Paleoceno y lutitas calcáreas y *mudstone*s margosos del Eoceno, con abundancia de fauna planctónica; las areniscas se presentan en menor proporción, siendo las Formaciones Filisola y Concepción Superior las que presentan horizontes arenosos, que constituyen las principales rocas almacenadoras de la subcuenca.

37.2 Abstract

The geological evolution of southeastern Mexico takes into account the regional tectonic framework related to the origin and evolution of the paleo-Gulf of Mexico and the paleo-Caribbean, which begins with the separation of Pangea, continues as passive margin, followed by an extension event and finally another passive frame.

The Comalcalco Sub-basin consists of a topographic depression superimposed on a segment of the Isthmus Salt Basin during the Upper Miocene-Lower Pliocene, resulting from subsidence produced by sediment loads that originated listric normal faults, in addition to the interaction of lateral faults with transtension, which implied deformation by extension because the normal faults formed a regional graben, where the basin developed. It is delimited to the south by the Comalcalco Fault and to the north by the Bolontiku fault and the Gulf of Mexico platform.

Its orientation is NE-SW, with its continental portion in the state of Tabasco and its marine portion is in the Gulf of Mexico, between the Isthmus Salt Basin and the Reforma Akal Pillar. It has an approximate area of 9,357.63 km^2 in total, around 4,059 km^2 in the continental part and 5,315.93 km^2 in its marine part.

Its generating systems reflect the paleogeographic characteristics: in shallow conditions on the internal platform, low contents of organic carbon (<0.5 % TOC) are recorded and towards the areas of the external platform to the basin up to 4.5 % TOC, being the highest values in the area, giving characteristics of excellent organic richness to this sequence, with organic matter formed by type II kerogen and type III kerogen. On a basement of deformed rocks of Jurassic and Cretaceous ages, slightly calcareous dark lutites from the Paleocene and calcareous lutites and marly *mudstone*s from the Eocene predominate, with an abundance of planktonic fauna, Sandstones are present in a smaller proportion, with the Filisola and Concepción Superior Formations being those that present sandy horizons, which are the main storage rocks of the sub-basin.

37.3 Introducción

México tiene el 1.7 % del consumo mundial de petróleo como energía primaria, el 2.3 % del gas natural y el 0.3 % del carbón (Centro Nacional de Control de Energía [CENACE], 2022), lo que hace relevante estudiar las cuencas sedimentarias donde se tienen dichos recursos. Los recursos naturales propios y su buena gestión son y serán claves en las próximas 4 décadas para alcanzar una seguridad nacional en áreas estratégicas en materia de energía, desarrollo económico y medio ambiente (Dorantes, 2008, citado por Sánchez 2011).

La Subcuenca de Comalcalco es una depresión topográfica regional ubicada en el Estado de Tabasco, forma parte de las cuencas petroleras del sureste. Es una subcuenca, ya que se desarrolló sobre otra preexistente en diferentes condiciones tectónicas; se distingue por su posición geográfica, su evolución tectónica, sus secuencias y ambientes sedimentarios.

La subcuenca fue rellenada durante el Mioceno tardío y el Plioceno por gruesas acumulaciones de arcillas y arenas predominantemente arcillosas, que al litificarse formaron lutitas y areniscas. El desarrollo de la depresión está asociada a un sistema de fallas normales con caída al NNW, fallas laterales transtensivas y fallas normales formadas por evacuación de sal jurásica, donde la subsidencia generó un graben que fué rellenado de forma progresiva por gruesas capas de sedimentos del Mioceno, siendo estos el factor predominante en la colmatación de la subcuenca y propiciando pliegues y fallas que constituyen trampas petroleras.

La producción de hidrocarburos ha sido importante desde el primer descubrimiento a finales de los años cincuenta, hasta la actualidad; alcanzando una producción por campo de hasta 4,130 barriles de aceite por día en 1984 (Caballero Sandoval, 1984), en la actualidad cuenta con reservas de alrededor de 100 millones de barriles de petróleo y recientemente se han perforado nuevos pozos que han resultado rentables (Onexpo Nacional, 2024).

37.4 Generalidades

37.4.1 Ubicación Subcuenca de Comalcalco

La Subcuenca de Comalcalco se ubica tanto en la parte continental del Estado de Tabasco, como en aguas someras del sur del Golfo de México, tiene una orientación general NE-SE. Desde el punto de vista de las provincias petroleras de México, se ubica en la porción central de la provincia de Cuencas del Sureste (Figura 37.1), colindando al sur con la provincia Cinturón Plegado de Chiapas. En el contexto de provincias geológicas de México, la Subcuenca de Comalcalco se ubica en el extremo sureste de la provincia Salina del Istmo y es limitada en el sureste por la provincia Pilar Reforma-Akal, de la cual se separa debido a la Falla de Comalcalco, como se observa en la Figura 37.1 (Comisión Nacional de Hidrocarburos [CNH], 2015), cuenta con una porción marina y una porción continental con una extensión aproximada de 9,357.63 km^2 totales, alrededor de 4,059 km^2 en la parte continental y 5,315.93 km^2 en su parte marina. Su estilo estructural y límites estratigráficos, la fuerte carga de sedimentos, evacuación de arcillas la convierten en una subprovincia independiente de la Cuenca Salina del Istmo.



Figura 37.1. Ubicación de la Subcuenca de Comalcalco. Modificado de Atlas Geológico Cuencas del Sureste (Comisión Nacional de Hidrocarburos [CNH], 2015).

37.4.2 Estado del Arte

Existen numerosos trabajos publicados sobre la Subcuenca de Comalcalco, tanto de Petróleos Mexicanos (PEMEX), de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH), la American Association of Petroleum Geologists (AAPG), la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros (AMGP); además de tesis de licenciatura y posgrado en diferentes Universidades nacionales e internacionales.

Es una subcuenca incluida en la Cuenca Salina del Istmo, en la que se ha realizado investigación geológica para exploración-explotación de hidrocarburos convencionales. El descubrimiento de sus campos productores se documenta a partir de 1955 mediante sísmica de reflexión, con la perforación del pozo Tupilco No.2 (Zenteno, 1984), posteriormente en 1963 con el pozo El Golpe No.1 (Osorio, 1984), añadiendo nuevos campos productores de aceite conforme pasaron los años, hasta contar con 40 campos productores en 2024, distribuidos en la parte continental y marina de la subcuenca (Comisión Nacional de Hidrocarburos CNH, s.f.). Contreras y Castillón (1960), menciona que la Cuenca Salina del Istmo/Comalcalco, son cuencas de gran relevancia para la exploración-explotación petrolera.

Guzmán *et al.* (2000), en la Segunda Conferencia conmemorativa de Wallace E. Pratt "Provincias petroleras del siglo XXI", describe a la Cuenca de Comalcalco como una provincia, que a su vez incluye a la provincia mesozoica de Chiapas-Tabasco, sin embargo, la mayoría de las publicaciones consideran que se formó y desarrolló sobre la Cuenca Salina del Istmo.

De acuerdo con la American Association of Petroleum Geologists (AAPG, 2004), la Subcuenca de Comalcalco forma parte de la Cuenca Salina del Istmo. Dentro de una de las tres áreas principales de interés petrolero denominada "las cuencas salinas de extracción de Pescadores y Comalcalco". Siendo las otras dos áreas vecinas, los cinturones plegados de Catemaco, Agua Dulce-Marbella y la zona de "Sal Somera". Padilla y Sánchez (2007), refiere a la Cuenca de Comalcalco-Salina del Istmo como una sola.

En 2015, la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) publica el Atlas Geológico Cuencas del Sureste-Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas, donde

geográficamente separa la Cuenca de Comalcalco con la Cuenca Salina del Istmo y describe a Comalcalco como una subcuenca sobrepuesta.

37.5 Tipo de Subcuenca

La Subcuenca de Comalcalco consiste en una depresión topográfica formada durante el Mioceno superior-Plioceno inferior, por el efecto combinado de la carga de sedimentos terrígenos con fallas de crecimiento (cuenca de margen pasivo), fallas laterales transtensivas (Pull-Apart) y por los movimientos de grandes masas de sal (Tectónica salina). Esta depresión se encuentra rellena por gruesas acumulaciones de lutitas y areniscas de frente deltaico y de plataforma terrígena que tuvieron su mayor desarrollo del Mioceno superior al Plioceno. Se encuentra relacionada a un sistema de fallas de crecimiento normales con caída al NNW, que se reactivaron como fallas laterales (con transtensión) y con un sistema de evacuación de sal. La evacuación salina es asimétrica, producto de una cubierta sedimentaria de variable espesor debido a la progradación de la margen de una plataforma clástica, en la que los sedimentos avanzan sobre la sal con una continua subsidencia vertical hasta alcanzar la base de la sal, formando una soldadura y la correspondiente evacuación de la sal (Carrillo-Montiel, 2008). Durante el Plioceno Temprano la plataforma clástica había avanzado lo suficiente hacia el norte, de tal manera que grandes volúmenes de turbiditas empezaron a ser depositadas encima de la sal en el área de Comalcalco, formando una cuenca de evacuación salina contra-regional, que desplazó casi toda la sal hacia el norte (PEMEX, 1994 en Carrillo-Montiel, 2008).

Las fallas laterales se asocian con el sistema transformante Motagua-Polochic, que se extiende hacia el norte como fallas transcurrentes. Las fallas de crecimiento (fallas normales lístricas), que se formaron durante el Mioceno Superior y Plioceno debido a la presión litostática (presión de sobrecarga), favorecieron la formación de trampas petroleras. Las fallas son las rutas de migración de hidrocarburos, principalmente las que fueron reactivadas (PEMEX, 2009, p. 109, citado por Netzahualcoyotl, 2011).

De acuerdo con la evolución geológica-tectónica del área, es una subcuenca que se sobrepone a la Cuenca Salina del Istmo (una cuenca de *rift* durante el Jurásico y como un margen pasivo durante el Cretácico). La Subcuenca de Comalcalco presenta rasgos estructurales y estratigráficos propios que permiten separarla de las cuencas adyacentes y subyacentes, como una cuenca independiente, pero relacionada con el entorno geológico regional y local. Las fallas normales fueron resultado de varios procesos, como subsidencia por grandes cargas de sedimentos durante la evolución de las cuencas del sureste mexicano; lo cual implicó movimientos de deformación por extensión, compresión por sobrecarga y la reactivación a fallas laterales con su correspondiente cizalla. El rasgo estructural más representativo es un graben de grandes dimensiones que se formó en el Neógeno debido a subsidencia continua y a una gran carga de sedimentos terrígenos, que al reactivarse a fallas laterales transtensivas permitieron un mayor espacio de acomodo de sedimentos. Está delimitada al sur por la Falla de Comalcalco con rumbo NE-SW con bloque de techo con caída al NW (Osorio, 1984), por la plataforma del Golfo de México al noreste, por la falla Bolontiku al norte, la que tiene bloque de techo con bloque caído al SE (Figura 37.2).



Figura 37.2. Mapa que muestra la distribución geográfica de la Subcuenca de Comalcalco y las fallas que la limitan. Modificado de Clara y Guerrero (2005).

37.5.1 Descripción general

Es una depresión topográfica rellena por gruesas acumulaciones de areniscas predominantemente arcillosas y de lutitas de frente deltaico depositadas en la zona de transición (ambiente mixto), el frente de plataforma y en una plataforma clástica durante el Mioceno tardío al Plioceno. El desarrollo de la depresión está asociada a un sistema de fallas normales, fallas laterales transtensivas y fallas normales formadas por evacuación de sal Jurásica. La falla de Comalcalco y Bolontiku son fallas laterales derechas con transtensión (con fallas normales de segundo orden) está orientada NE-SW, cuyo movimiento provocó la formación de fallas secundarias sub-paralelas; estas limitan los bloques en los que se encuentran los campos petroleros de la cuenca (Chávez *et al.*, 2005; Netzahualcoyotl, 2011).

37.5.2 Sedimentología

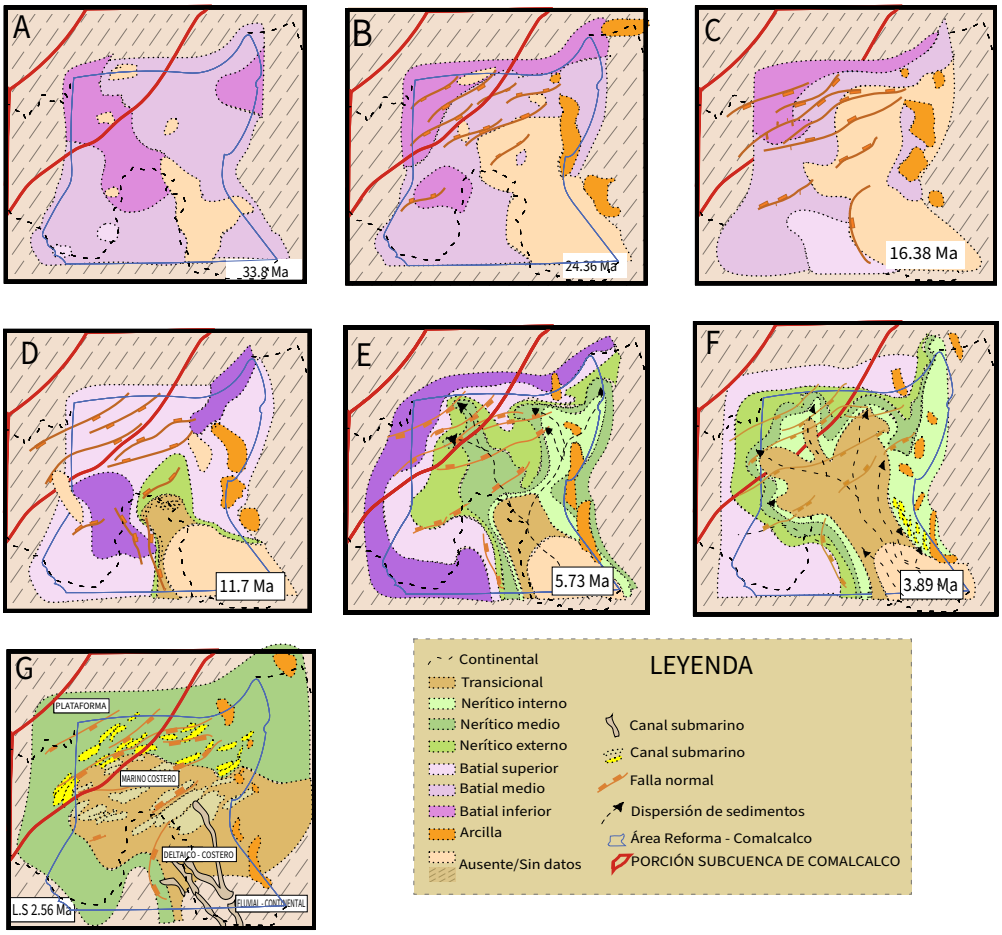
El marco paleogeográfico y paleoambiental del Paleógeno-Neógeno en el área Reforma-Comalcalco, se manifestó como una etapa de subsidencia que provocó la profundización de la cuenca con condiciones heredadas desde el Cretácico superior en donde hubo predominio una cuenca de margen pasivo subsidente, la que fue más acelerada del Paleoceno al Mioceno medio.

Durante el Paleógeno se depositaron sedimentos de ambientes batiales, característicos de facies de talud y cuenca. En el Paleoceno predominó la sedimentación arcillosa por lo que se conforma de lutitas oscuras ligeramente calcáreas. En el Eoceno se depositaron sedimentos calcáreo-arcillosos, que formaron lutitas calcáreas, calizas arcillosas y margas, con abundancia de fauna planctónica y ricas en materia orgánica.

Durante el Oligoceno predominó el depósito de arcillas y posteriormente arcillas y arenas que formaron lutitas que evolucionaron a lutitas arenosas. Las secuencias del Neógeno fueron depositadas en ambientes de plataforma externa a interna y transicionales, evolucionando en el Pleistoceno a ambientes

fluvio-deltaicos. Para el Mioceno medio las litologías predominantes son lutitas con intercalaciones de areniscas, mientras que para el Mioceno superior y Plioceno se incrementa gradualmente el depósito de arenas, que al litificarse formaron potentes horizontes de areniscas. En el Pleistoceno los sedimentos clásticos tamaño arena y arcilla de tipo aluvión fueron los dominantes (Chávez *et al.*, 2005).

Los paleoambientes específicos de la Subcuenca de Comalcalco se muestran en los esquemas de la Figura 37.3, donde hace 33.8 Ma los sedimentos terrígenos compuestos por lutitas ricas en materia orgánica se depositaron en un ambiente batial inferior a medio (talud), además de la generación de posibles brechas derivadas de plataformas preexistentes (Figura 37.3A), posteriormente se formaron lutitas calcáreas que se depositaron en un ambiente de talud interior-medio que al comenzarse a deformarse se formaron fallas normales con disposición NE-SW (Figura 37.3B y 3C); posteriormente cambia a un ambiente predominantemente batial somero debido a un avance de la plataforma por una fuerte caída en el nivel del mar (Figura 37.3D), que unos millones de años después manifestaría más variaciones, con depósitos terrígenos de ambientes batiales y neríticos, predominando el depósito de sedimentos limosos y arcillosos con alto contenido de materia orgánica. La dirección general predominante de los aportes sedimentarios va del SE al NW (Figura 37.3E), más adelante, durante el Plioceno-Pleistoceno, dominan los depósitos neríticos y se presenta un ambiente transicional con dispersión de sedimentos en la misma dirección en secuencias limo arcillosas (Figura 37.3F). Para el Pleistoceno, la regresión marina es más rápida, por lo que el ambiente de depósito es de plataforma y transicional con sedimentos tipo arenas fluviales y deltaicas con lutitas intercaladas en zonas de plataforma interna y limos en las planicies de inundación. Durante el relleno de la cuenca, las fallas normales jugaron un papel muy importante, ya que propiciaron subsidencia continua y configuraron el espacio de acomodo de los sedimentos con sus cambios de facies como se muestra en la Figura 37.3G (Chávez *et al.*, 2005).



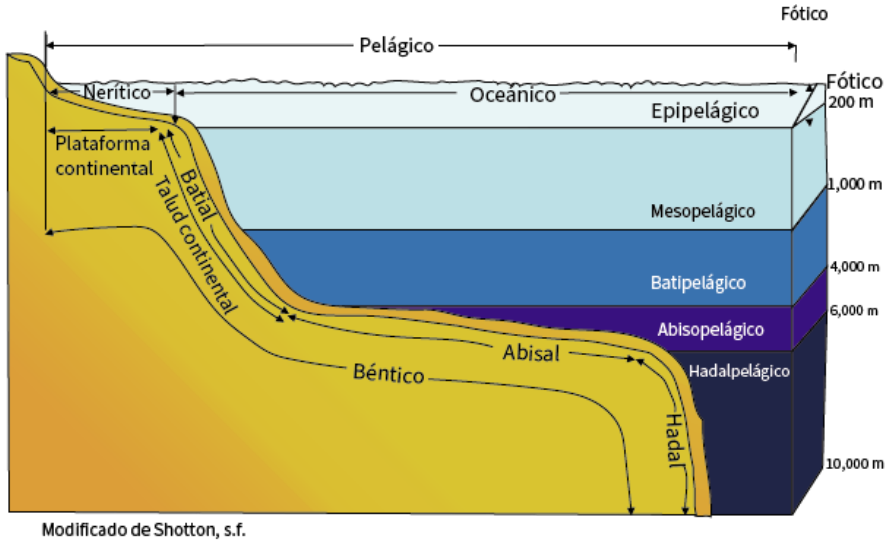


Figura 37.3. Evolución paleogeográfica y paleoambiental del Paleógeno-Neógeno en el área Reforma-Comalcalco y representación gráfica de los ambientes de depósito presentados. Modificado de Chávez *et al.* (2005) y Shotton (s.f.).

De acuerdo con Chávez *et al.* (2005) las características sedimentológicas que se relacionan con los controles principales de las rocas almacenadoras del área se asocian a los siguientes tres grandes sistemas deposicionales:

1. Turbiditas del Neógeno. Se pueden separar en dos diferentes sistemas: grandes abanicos submarinos y de turbiditas en minicuencas.
2. Deltas del Mioceno superior-Plioceno tardío. Son deltas que en algunos casos llegan hasta el borde de plataforma, incluyendo sistemas relacionados con procesos fluviales y marinos someros hacia el occidente.
3. Brechas de carbonatos del Eoceno, producto de flujos calcáreos desde el borde de la plataforma, depositados en aguas profundas.

En cuanto al comportamiento en la zona marina de la Subcuenca de Comalcalco, desde el Mioceno tardío comienza a colmatarse de sedimentos, dominando las secuencias arenosas formadas en abanicos submarinos de pie de talud, los que se depositaron sobre depósitos de lutitas de ambiente de cuenca profunda, que en el Plioceno se convierten en areno-arcillosos, coexistiendo con depósitos de limolitas hacía la parte más somera, lutitas con arena y lutitas en la parte más profunda, como se muestra en la Figura 37.4.

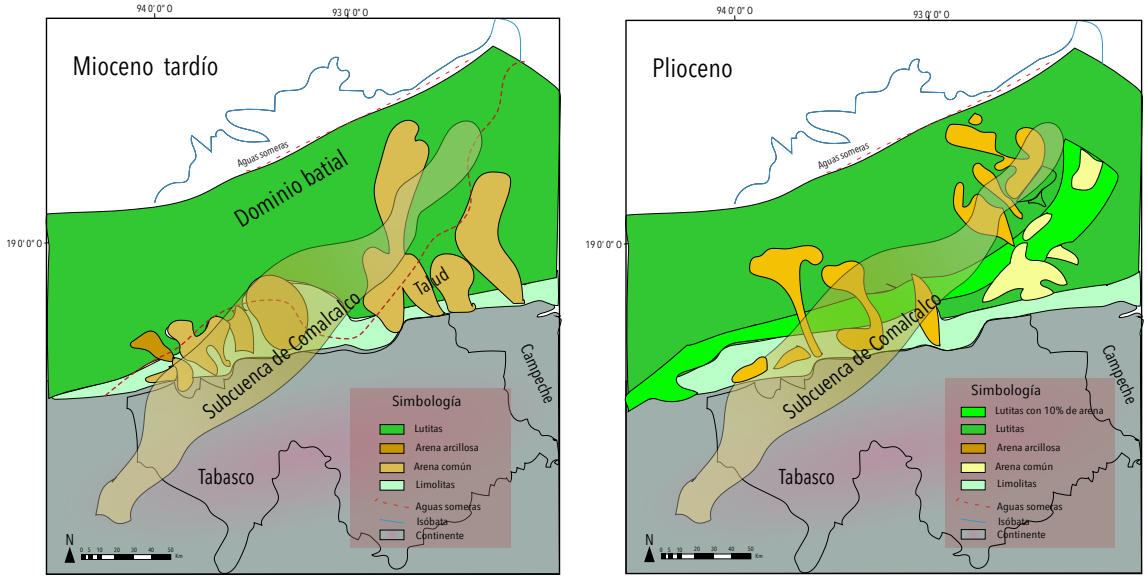


Figura 37.4. Evolución paleogeográfica y paleoambiental del Mioceno tardío al Plioceno en el dominio marino de la subcuenca de Comalcalco. Modificado de Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH, 2014).

37.5.3 Estratigrafía

Con base en el registro geológico obtenido de los pozos perforados, en la porción noreste (campo Ixtal) y suroeste (campos Yaxche-Xanab) de la Subcuenca de Comalcalco, las unidades estratigráficas más antiguas están representadas por las secuencias del Jurásico Superior Kimmeridgiano (Camargo-Rojas, 2008; González-Rincon, 2008; Trejo-Vazquez, 2008; Fong-Aguilar *et al.*, 2013). Sin embargo, en la porción central de la subcuenca, las unidades estratigráficas más antiguas cortadas por los pozos corresponden al Mioceno superior, pertenecientes a la Formación Concepción Superior (ej. campos El Golpe y Castarrical); en la porción suroeste de la subcuenca no se cuenta con información publicada de los pozos petroleros perforados. La Figura 37.5 corresponde con una columna estratigráfica simplificada de la Subcuenca de Comalcalco y a continuación se realiza una descripción simplificada de las unidades estratigráficas, desde el basamento hasta lo más reciente.

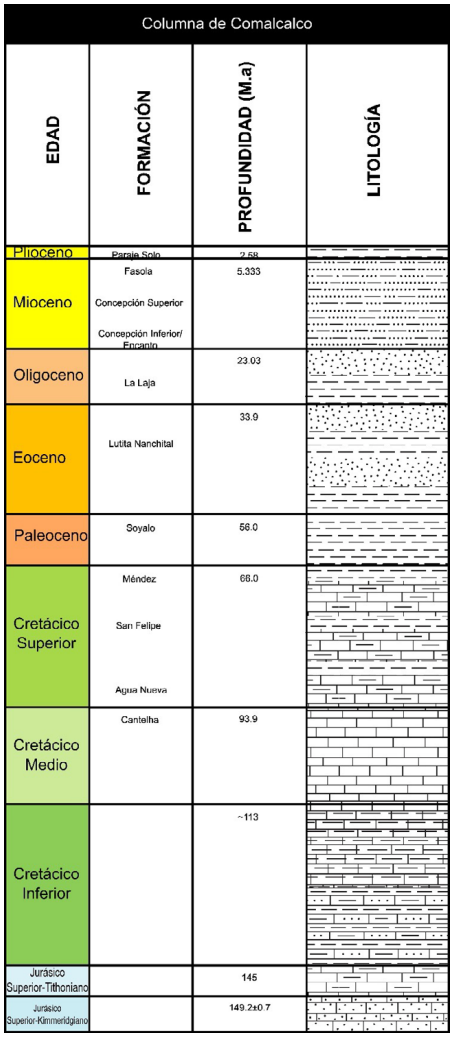


Figura 37.5. Columna estratigráfica de la subcuenca de Comalcalco Modificado de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (Comisión Nacional de Hidrocarburos CNH, 2015).

Basamento regional. A pesar de que en la Cuenca Salina del Istmo y en consecuencia, la Subcuenca de Comalcalco, los pozos petroleros no han cortado el basamento cristalino, sus características litológicas se infieren con base en lo reportado por los pozos Cobo-301 y Quintana Roo-1, así como, los afloramientos del Macizo de Chiapas. Son rocas intrusivas graníticas del Pérmico-Triásico, aunque se reportan también unidades del Ordovícico (Olivas, 1953; Fries *et al.*, 1974; Pantoja-Alor *et al.*, 1974; López-Infanzón, 1986; Padilla y Sánchez, 2007; Pompa, 2009).

Secuencia Salina. La sal del Calloviano-Oxfordiano temprano (Salvador, 1991) agrupa todas secuencias evaporíticas que sobreyacen a los lechos Rojos del Triásico tardío y subyacen a las unidades del Jurásico Superior, tanto en la margen norte, como sur y oeste del Golfo de México (Salvador, 1991; Snedden y Galloway, 2019). Sin embargo, con base en las más recientes dataciones en rocas ígneas asociadas a los domos salinos, de Louisiana y Coahuila, la edad de la sal va del Batoniano al Oxfordiano (Lawton y Amato, 2017; Snedden *et al.*, 2019; Peel, 2019; Pindell *et al.*, 2019).

Grupo Ek-Balam. Se compone de areniscas, limolitas y bentonitas del color gris olivo, con intercalaciones de delgadas calizas arcillosas y silicificadas con presencia de fauna planctónica del Oxfordiano (Camargo-Rojas, 2008).

Formación Ahkimpech. Corresponde a una secuencia de carbonatos y terrígenos del Kimmeridgiano (Figura 37.6), subdividida en cuatro miembros (B, C, D, y E), que de manera general se conforma de calizas oolíticas parcialmente dolomitizadas, lutitas algales, *mudstone*s bentoníticos, con horizontes de areniscas y limolitas (Angeles-Aquino y Cantú-Chapa (2001, en Camargo-Rojas, 2008).

- Miembro B. Miembro terrígeno inferior que consiste en *mudstone* y lutitas arenosas bentoníticas con esporádicas intercalaciones de delgados estratos de areniscas y dolomías bentoníticas con anhidrita (Figura 37.6). Con base a la presencia de amonites (Nebrodites y Taramelliceras) y algas (dasicladáceas) se le asigna una edad del Kimmeridiano inferior.
- Miembro C. Miembro calcáreo inferior que consiste en dolomías micro a mesocristalinas, packestone con incipiente dolomitización, aisladas con intercalaciones de *mudstone* y lutitas arenosas verde olivo.

- Miembro D. Miembro terrígeno superior que está caracterizado por lutitas calcáreas, *mudstone* y lutitas arenosas intercaladas con calizas y abundante material algáceo. Se atribuye a un ambiente continental y su cima está marcada por capas de anhídrita.
- Miembro E. Miembro calcáreo superior que se caracteriza por dolomías micro y mesocristalinas con textura original de *packstone* a *grainstone* de ooides y peloides y *mudstone* o *wackestone* peloidales. Por posición estratigráfica se asigna una edad del Kimmeridgiano superior.

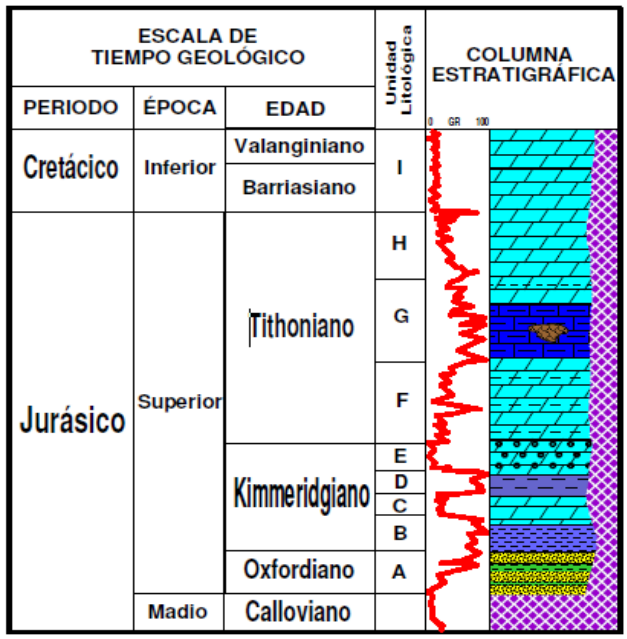


Figura 37.6. Columna estratigráfica general del Jurásico superior en la Región Marina de la Subcuenca de Comalcalco. Modificada de (AREM/CPE, 2007 en Camargo-Rojas, 2008).

Formación Edzná. Se compone de *mudstone*s, calizas arcillosas y lutitas calcáreas del Tithoniano, que con base en sus características litológicas y contenido faunístico Aquino (1986) la subdivide en tres miembros:

- Miembro F. Secuencia del Tithoniano que se compone de *mudstone* y calizas arcillosas recristalizadas y dolomías micro a mesocristalinas, ligeramente arcillosas. Se caracteriza por una porosidad secundaria (3-12 %) asociada a espacio intercristalino, fracturas y cavidades por disolución.

- Miembro G. Está conformado por lutitas calcáreas bituminosas, con abundante materia orgánica intercalada con capas delgadas de *mudstone* y calizas arcillosas de la parte media del Tithoniano. Debido a su riqueza orgánica representa el principal intervalo generador,
- Miembro H. Se conforma de *mudstone* y calizas arcillosas (bentoníticas), algunas veces de aspecto cretoso, recristalizado y dolomías micro y mesocristalinas, en partes arenosas y ligeramente arcillosas; corresponde a la parte superior del Tithoniano.

Secuencia de carbonatos cretácicos. Con base en las características litológicas se divide en seis unidades (Figura 37.7): las unidades U1, U3, U5 y U7 corresponden al Cretácico inferior y las unidades U9 y U11 al Cretácico superior (González-Rincon, 2008).

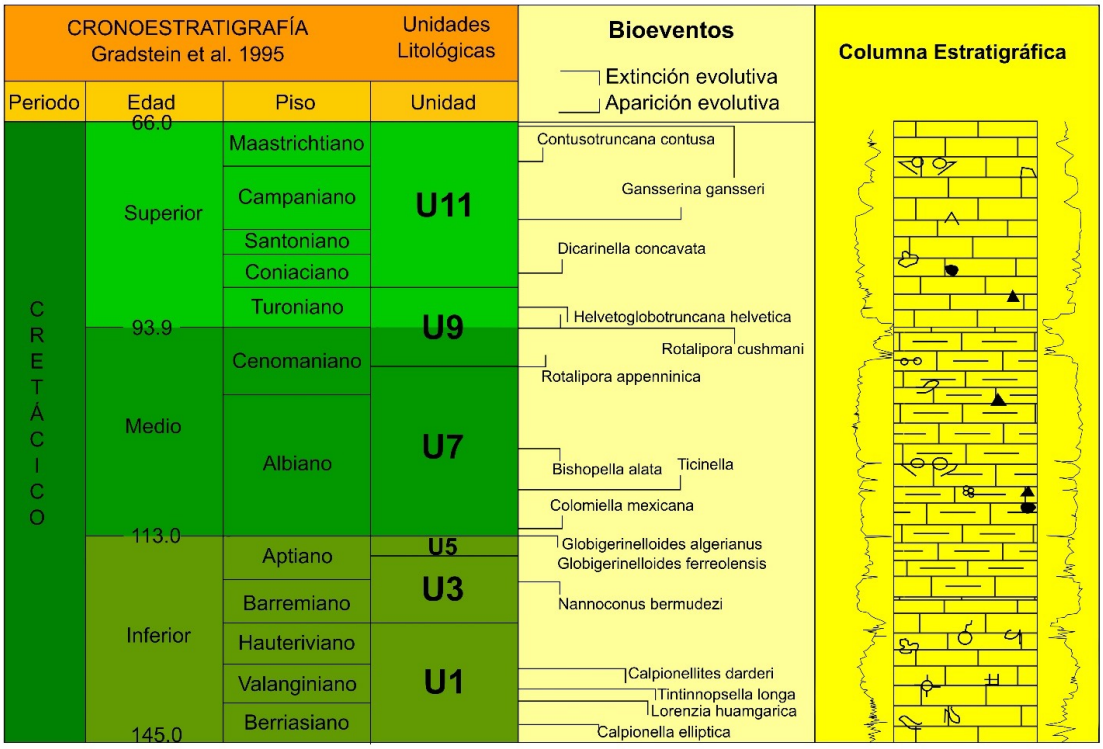


Figura 37.7. Columna cronoestratigráfica del Cretácico (CPE-AREMSO, 2007 en González-Rincon, 2008).

Cretácico inferior:

- Unidad 1 (U1). Corresponde a *mudstone-wackestone* y calizas arcillosas y bentoníticas de aspecto cretoso ocasionalmente dolomitizados y recristalizados con laminaciones, contienen microfósiles calpionélidos (tintinopsella carpatica y calpionella alpina) del Berriasiano-Valanginiano.
- Unidad 3 (U3). Corresponde a *mudstone-wackestone* bentoníticos y calizas arcillosas con foraminíferos, bioclastos e intraclastos en ocasiones dolomitizados, de edad Barremiano-Aptiano.
- Unidad 5 (U5). Está representada por *mudstone-wackestone* con intercalaciones de lutitas limosas de color negro del Aptiano.
- Unidad 7 (U7). Está constituida por *mudstone-wackestone* de foraminíferos planctónicos y dolomías microcristalinas con microlaminaciones y estilolitas. Con base en la presencia de Toconella y Hedbergella (foraminíferos planctónicos) se le asigna una edad de Cenomaniano.

Cretácico superior:

- Unidad 9 (U9). Constituida de *mudstone-wackestone* y calizas arcillosas con intercalaciones de lutitas arenosas y limosas con abundantes foraminíferos planctónicos del Cenomaniano superior al Turoniano.
- Unidad 11 (U11). Constituida por *mudstone-wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos, con litoclastos, además de estratos de margas con foraminíferos planctónicos, de edad Coniaciano-Maastrichtiano.

Todas las unidades anteriores forman parte del basamento, considerando que la Subcuenca de Comalcalco está sobrepuesta a la Cuenca Salina del Istmo.

En la Subcuenca de Comalcalco, las secuencias estratigráficas son del Neógeno y están representadas por las formaciones Paraje Solo, Filisola, Unidad equivalente a Filisola, Concepción Superior, Concepción inferior, Encanto y Depósito (Figura 37.8), son las principales unidades estratigráficas de los campos petroleros con mayor producción de hidrocarburos en el sur de la subcuenca de Comalcalco, además de que afloran en la porción sur de la Cuenca de Veracruz

y en la Cuenca Salina del Istmo. Solo aflora una unidad de depósitos recientes, en una localidad de las proximidades de Comalcalco, Tabasco.

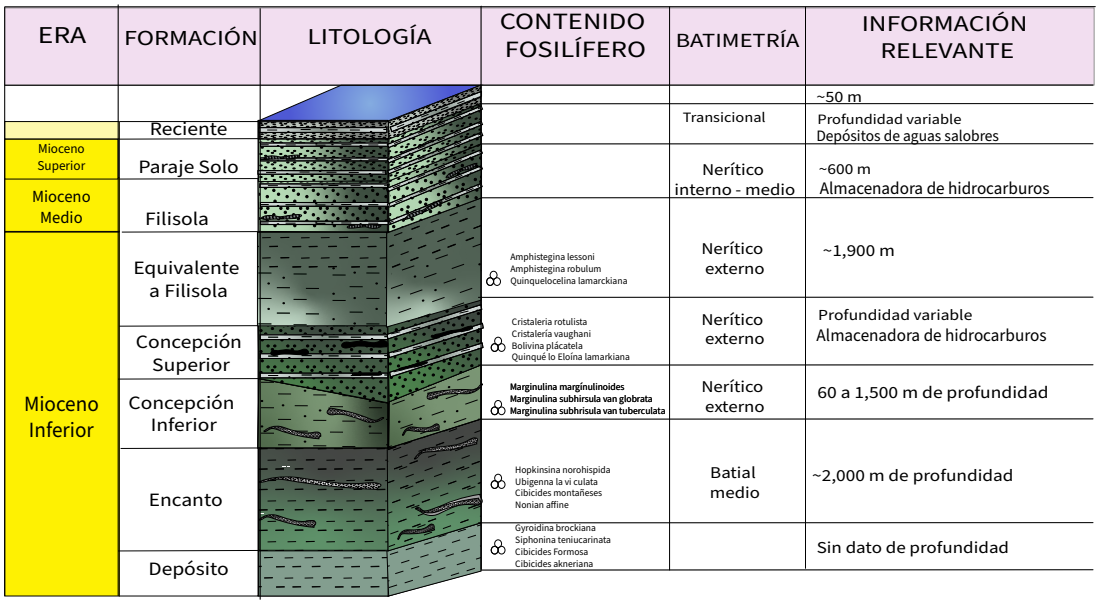


Figura 37.8. Formaciones Geológicas presentes en la subcuenca de Comalcalco según Caballero (1984) y Zenteno (1984).

Formación Depósito. Es del Mioceno inferior y se compone de potentes cuerpos de lutitas color gris verdoso, con microfauna compuesta de foraminíferos bentónicos (Caballero, 1984) de las especies Gyroidina brockiana, Siphonina teniucarinata, Cibicides formosa y Cibicides akneriana. Se sobrepone de forma discordante sobre la secuencia terrígena del Oligoceno medio.

Formación Encanto. Constituida por lutita gris verdoso a gris oscura, ligeramente calcárea, con horizontes de arenisca gris claro de tamaño fino a muy fino (Zenteno, 1984), del Mioceno inferior-Plioceno. En el campo petrolero Sinan se ha reportado que la secuencia sedimentaria correspondiente a esta unidad es de aproximadamente 2000 m de espesor, conformada de lutitas calcáreas de color gris claro y alternantes cuerpos de limonitas de igual color, semicompactas y frágiles al tacto y con muy escasa presencia de areniscas (Velazquez *et al.*, 2005). Contiene foraminíferos bentónicos de las especies: Hopkinsina norohispida, Ubigenna laviculata, Cibicides montaensis, Nonian affine. La unidad se formó

en condiciones batiales, donde los cuerpos arenosos de su base son producto de corrientes de turbidez (Caballero, 1984).

Formación Concepción Inferior. Conformada por lutitas ligeramente arenosas de colores gris, gris verdoso y gris oscuro con esporádicas capas de arenisca de grano fino de color gris claro del Mioceno inferior. En el campo Tupilco tiene un espesor máximo de 1,500 m. Contiene foraminíferos bentónicos (Caballero Sandoval, 1984) de las especies Marginulina marginulinoides, Marginulina subhrisula van globrata, Marginulina subhrisula van tuberculata.

Formación Concepción Superior (Mioceno inferior). Está constituida por horizontes arenosos de gran espesor con intercalaciones de lutitas de color gris. Contiene fragmentos de moluscos y su edad es Mioceno inferior. Las areniscas son las rocas almacenadoras de hidrocarburos de mayor importancia de la cuenca (Osorio, 1984), como ocurre en los campos Castarrical, Tupilco, El Golpe y Santuario.

Presenta cambio de facies, ya que en los campos El Golpe y Tupilco se compone de areniscas y lutitas color gris claro y verdoso en la parte superior, mientras que en la parte inferior predominan lutitas ligeramente arenosas color gris verdoso; en el Campo Castarrical contiene areniscas en la parte superior y lutitas en la parte inferior, por lo que presenta facies que documentan la retirada del mar hacia el norte (Caballero, 1984). Su fauna se compone de foraminíferos bentónicos de las especies: Cristaleria rotulata, Cristaleria vaughani, Bolivina plicatella, Quinque locelina lamarkiana.

Unidad equivalente a Filisola. Secuencia del Mioceno inferior-medio que corresponde a una denominación local separada de Formación Concepción Superior debido a diferencias bioestratigráficas. Se formó en un ambiente nerítico interno-medio, que lateralmente cambia a aguas muy profundas, correspondientes a ambiente nerítico externo. Tiene un espesor máximo de 1900 m y se compone de lutitas arenosas color gris verdoso con intercalaciones de areniscas arcillosas de grano fino a medio en la parte inferior; en la parte superior predominan lutitas (Caballero, 1984). En su base contiene foraminíferos bentónicos de las especies Amphistegina lessoni, Amphistegina robulum, Quinquelocelina lamarckiana.

Formación Filisola. Está formada por estratos gruesos de arenisca color gris claro de grano fino a grueso con algunas intercalaciones delgadas de lutita gris verdoso, así como lentes de poco espesor conformados de gravilla y restos de moluscos, de edad Mioceno Medio. Tiene un espesor aproximado de 600 m, es la principal roca almacenadora de hidrocarburos productora en la subcuenca, como ocurre en los campos Tupilco y Castarrical (Zenteno, 1984; Osorio Castellanos,1984). Sus características batimétricas en el campo Tupilco indican un lavado constante ejercido por la dinámica de las olas del mar y las aguas provenientes del continente, propios de una zona nerítica interna (Caballero, 1984).

Formación Paraje Solo. Está constituida por una serie alternante de capas de areniscas y lutitas de edad Mioceno Superior. La arenisca es color gris claro de grano medio a grueso y la lutita de color gris verdoso; su espesor es de 500 m en el campo El Golpe (Osorio Castellanos,1984). En el Campo Tupilco en la parte superior se compone de estratos arenosos y lutitas de colores gris verdoso y gris parduzco, con delgadas capas de lignina y pedacería de moluscos. En la parte inferior predominan las areniscas color gris claro y verdoso con intercalaciones de material lignítico (Caballero, 1984).

Al inicio del Mioceno Superior ocurrió una regresión que originó la exposición subárea en el occidente de la subcuenca, donde ocurrieron procesos erosivos acelerados que propiciaron la generación de grandes espesores de terrígenos que se asocian a una subsidencia progresiva (Caballero, 1984).

Unidad Reciente. Se compone de capas de arcilla y arena gris claro, con un espesor máximo de 50 m, correspondientes a los afloramientos en las inmediaciones del Campo El Golpe (Osorio Castellanos, 1984), mientras en el campo Tupilco presenta un espesor menor (Caballero, 1984).

Los campos Tupilco, Santuario, El Golpe y Castarrical se encuentran en un lineamiento estructural que tienen yacimientos petroleros productivos, siendo las areniscas las principales rocas almacenadoras, con espesores mayores en las proximidades de las fallas de crecimiento. Las rocas sello son lutitas que sugieren una condición inestable durante el depósito, con hundimiento cíclico producido

principalmente por mayores tasas de sedimentación con mayor subsidencia producida por el movimiento de las fallas normales (Zenteno, 1984).

37.5.4 Geología estructural

Durante el Mioceno se produjo la Orogenia chiapaneca (evento Chiapaneco), que causó deformación por contracción y el levantamiento que originó la Sierra de Chiapas, con una condición tectónica compleja debido a la interacción de las placas Norteamericana, del Caribe y de Cocos, que desplazaron y deformaron los bloques corticales, incluyendo el Bloque de Chortis. Destaca en el límite de la Placa de Norteamérica y del Caribe, el sistema lateral izquierdo Motagua-Polochic que contribuyó al desarrollo de pliegues y fallas del Orógeno Chiapaneco. En la Provincia del Sureste, este evento se manifestó principalmente por una compresión con tendencia hacia el noreste que creó pliegues de orientación noroeste-sureste en rocas mesozoicas y del Paleógeno temprano del Pilar Reforma-Akal, Comalcalco, Macuspana y Cuenca Salina del Istmo (Oscar *et al.*, 2013). Las fallas laterales originaron levantamiento en las zonas de contracción (formación de pliegues y fallas inversas) y depresiones topográficas en las zonas de transtensión (fallas normales y subsidencia), como ocurrió en la Subcuenca de Comalcalco.

En las secuencias sedimentarias previas a la formación de la Subcuenca de Comalcalco se tienen pliegues y fallas inversas similares a las estructuras de la Sonda de Campeche, ya que presentan orientaciones similares (Chávez *et al.*, 2010).

Los rasgos estructurales más relevantes son las asociadas a efectos gravitatorios que formaron a las fallas normales lístricas que presentan rumbos perpendiculares a la dirección del aporte sedimentario.

Las fallas de Comalcalco y Bolontiku son las estructuras principales, son fallas laterales derechas orientadas de SW a NE, con componente normal (transtensión), que originalmente se formaron como fallas normales de crecimiento y después se reactivaron como fallas laterales. Asociadas a las fallas principales, se tiene un conjunto de fallas secundarias sub-paralelas que limitan los bloques en los que se encuentran los campos petroleros de la subcuenca (Chávez *et al.*,

2007). En la parte norte (sector continental), las fallas principales relacionadas al Campo "El Golpe", tienen una orientación predominante al NW, mientras que las denominadas fallas secundarias cortan al campo en diferentes direcciones, que constituyen barreras a la migración de hidrocarburos, lo que permitió la formación de un gran número de yacimientos petroleros convencionales (Osorio, 1984). La Figura 37.9 es un esquema tridimensional donde se muestran las fallas laterales de Comalcalco y Bolontiku, además de otras fallas asociadas, que forman sistemas conjugados que se localizan a 80 kilómetros al noreste de la Terminal Marítima de Dos Bocas, Tabasco, con tirantes de agua entre 25 y 30 m (Petróleos Mexicanos (PEMEX, 2009), citado por Arellano 2023).

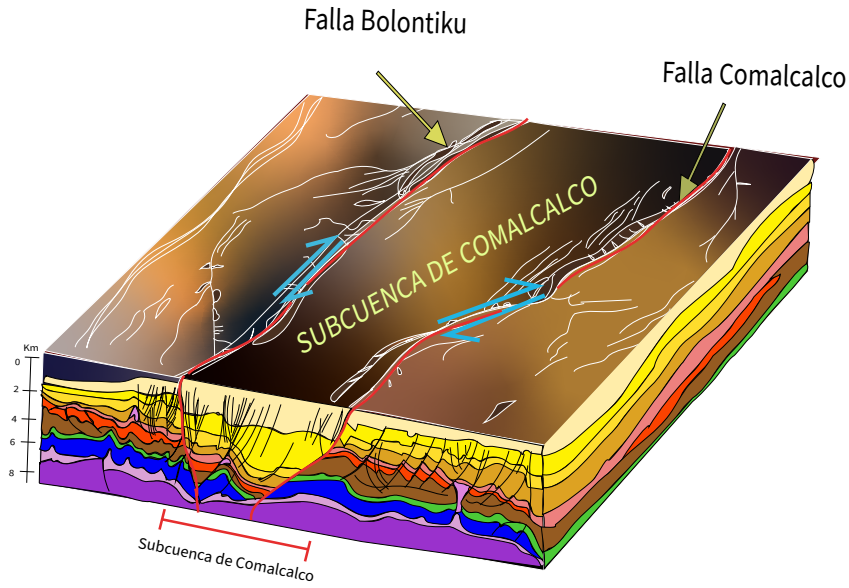


Figura 37.9. Bloque diagramático que muestra los estilos de deformación del subsuelo y delimitación de la Subcuenca de Comalcalco con las fallas de Comalcalco y Bolontiku. Modificado de Petróleos Mexicanos (PEMEX, 2009), citado por Arellano, 2023; Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH, 2014).

37.5.5 Contenido paleontológico

Mediante resultados de análisis microfaunísticos de núcleos realizados en el trabajo de Chávez *et al.* (2005) en el área Reforma-Comalcalco, tanto de foraminíferos como de nanoplancton calcáreo fueron identificados 44 bioeventos cronoestratigráficos, de los cuales 26 corresponden al Paleógeno y 18 distribuidos

del Mioceno al Plioceno inferior. En el área de la Subcuenca de Comalcalco se registró una distribución bioestratigráfica de organismos planctónicos distintivos de los ambientes sedimentarios, el clima y la edad. Los bioeventos corresponden con las últimas ocurrencias de los foraminíferos planctónicos más característicos del área, las cuales pueden ser consecuencia de fenómenos diferentes, tales como: la edad de extinción a nivel mundial o la edad de desaparición, debido a cambios ecológicos drásticos o porque la fauna fué redepositada en estratos más jóvenes (Chávez *et al.*, 2005).

Se identificaron siete diferentes asociaciones de foraminíferos bentónicos, los que muestran una estrecha correspondencia con siete niveles batimétricos: transicional; neríticos interno, medio y externo y batiales superior, medio e inferior, indicados en cada Formación estratigráfica en el apartado de Estratigrafía (Chávez *et al.*, 2005).

37.5.6 Evolución geológica y consideraciones tectónicas

La evolución geológica del sureste mexicano considera de manera relevante el marco tectónico regional del Golfo de México y del Caribe. La generación de las Cuencas del Sureste de México comienza con la separación de Pangea correspondiente a un proceso de *rifting* que originó el paleo Golfo de México y otras cuencas asociadas. La evidencia inicial (rift continental) es la presencia de lechos rojos del Triásico en las zonas de grabens durante el desarrollo del paleo-Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007).

El Jurásico Medio se caracteriza por la acumulación de gruesos paquetes de sal asociados a una transgresión marina generalizada que fue cubriendo de manera progresiva las zonas bajas en un clima árido y aguas oceánicas someras de circulación restringida, condición que prevaleció durante el Calloviano. Durante el Jurásico Tardío se caracterizó por una condición de estabilidad tectónica asociada al desplazamiento divergente de las placas de Norteamérica, Laurasia y Gondwana, propiciando las condiciones necesarias para el depósito de carbonatos y lodos calcáreos intercalados; durante este tiempo se tiene una distribución extensa de barras oolíticas jurásicas productoras de hidrocarburos en la

denominada Sonda de Campeche, ubicada por debajo del bloque Akal (Santiago Acevedo y Mejía Daut, 1980; Salvador, 1991c; Winker y Buffler, 1988; Williams Rojas y Hurley, 2001, citado por Padilla y Sánchez., 2007).

En el Tithoniano, la velocidad de subsidencia se hizo más lenta y predominó la sedimentación de secuencias de estratificación delgada de lutitas y calizas arcillosas, en las cuales aumentó considerablemente la presencia de organismos, favorecido por un clima templado; formándose importantes rocas generadoras de hidrocarburos (Padilla y Sánchez, 2007).

En el Jurásico superior-Cretácico, la tectónica cambió de *rift* a una margen pasiva con condiciones climáticas favorables para la proliferación de vida oceánica, depositándose secuencias terrígenas finas y mezclas de arcillas con carbonatos que al litificarse formaron lutitas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas muy ricas en materia orgánica, que son las rocas generadoras de la mayoría de los hidrocarburos de los yacimientos de las cuencas del sureste mexicano, incluyendo a la Subcuenca de Comalcalco (González y Holguín, 1992).

El origen de las Cuencas de Comalcalco y Macuspana, están íntimamente ligadas con el desarrollo del Orógeno que formó la Sierra de Chiapas y la consecuente subsidencia al oriente, producida por fallas normales de crecimiento y su reactivación como fallas laterales con transtensión. De acuerdo con Ambrose *et al.* (2003), durante el Oligoceno continuó el depósito de clásticos en todo el sureste mexicano mientras que en el área de Comalcalco-Salina del Istmo, se intensificó la movilización de grandes volúmenes de sal formando domos, diapiros, almohadillas y "rollers" (Ángeles *et al.*, 1992), que también originaron fallas normales en su ascenso y que contribuyeron al desarrollo de la subcuenca de Comalcalco; estos patrones sedimentarios y de subsidencia continuaron hasta el Mioceno temprano. La presión litostática debida al peso de grandes volúmenes de sedimentos terrígenos propició que la secuencia discordante miocénica tardía iniciara con un deslizamiento gravitacional hacia el NNW, propiciando el mayor desplazamiento de las fallas normales lístricas, orientadas WSW-ENE, es decir, casi perpendiculares a la dirección de aporte sedimentario y también perpendiculares a la orientación de los pliegues de la cadena Chiapas-Reforma-Akal; estas fallas normales regionales, sintéticas y antitéticas, constituyeron los límites de

las subcuencas de Comalcalco y Macuspana (Padilla y Sánchez, 2007), las que posteriormente se reactivaron como fallas laterales con transtensión.

37.5.6.1 Estructuras de la Subcuenca de Comalcalco

En el área de la Subcuenca de Comalcalco se identifican tres principales eventos que causaron deformación.

La primera fase de compresión es la "Laramídica" o correlacionable (65 Ma-23.8 Ma), la segunda fase es la "Chiapaneca" (11.7 Ma-2.56 Ma). Ambas se encuentran separadas por una etapa de estabilidad tectónica donde la deformación fue muy sutil. A partir de 5.73 Ma se tiene el desarrollo de un sistema de fallamiento normal como consecuencia del deslizamiento gravitacional, por lo tanto, en el periodo entre 5.73 a 2.56 Ma, coexisten la deformación compresiva como la extensional y la transtensiva, como se esquematiza en la Figura 37.10. Los procesos de deslizamiento gravitacional son los causantes de la formación de fallas normales, a partir de dos superficies de despegue regional que propiciaron el desarrollo de dos principales depocentros para la captación de sedimentos clásticos que rellenaron las subcuencas de Comalcalco y Macuspana (Chávez *et al.*, 2005).

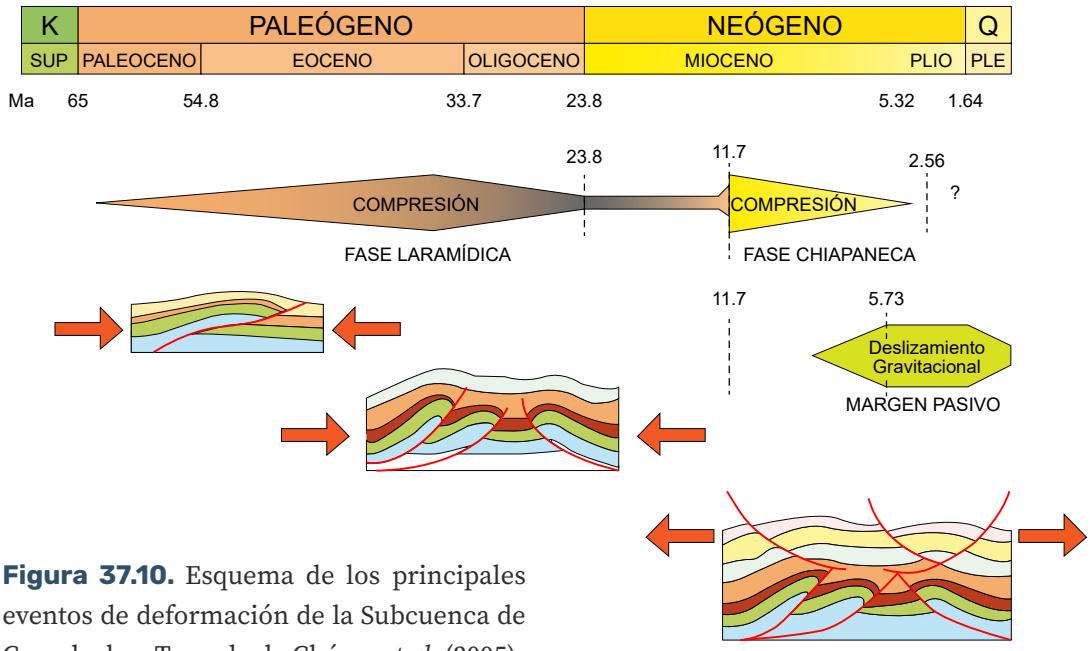


Figura 37.10. Esquema de los principales eventos de deformación de la Subcuenca de Comalcalco. Tomado de Chávez *et al.* (2005).

En la subcuenca de Comalcalco, las grandes masas de sal jurásica, las fallas laterales y normales, jugaron un papel muy importante en su génesis y evolución, ya que los desplazamientos ocurridos en diferentes tiempos permitieron la creación del espacio de acomodo de sedimentos donde ocurrió la depositación de los grandes volúmenes de sedimentos de edad pliocénica provenientes del sur, principalmente de la Sierra de Chiapas y su entorno.

Con relación al movimiento de la sal jurásica, es relevante considerar que a partir del Paleoceno y particularmente en el Eoceno, es cuando se incrementa el aporte sedimentario, por lo que la columna estratigráfica se fue engrosando y debido a la presión de sobrecarga comienza el desarrollo de domos, diapiros y canopies de sal, teniendo su máximo desarrollo en el Mioceno. Posteriormente, en el Serravalliense se forman fallas y desalojo de sal que terminan su desarrollo hasta el inicio del Plioceno (Zancliano), (Chávez *et al.*, 2005). La Figura 37.11 es un esquema de evolución del movimiento de la sal y las estructuras resultantes en la Subcuenca de Comalcalco.

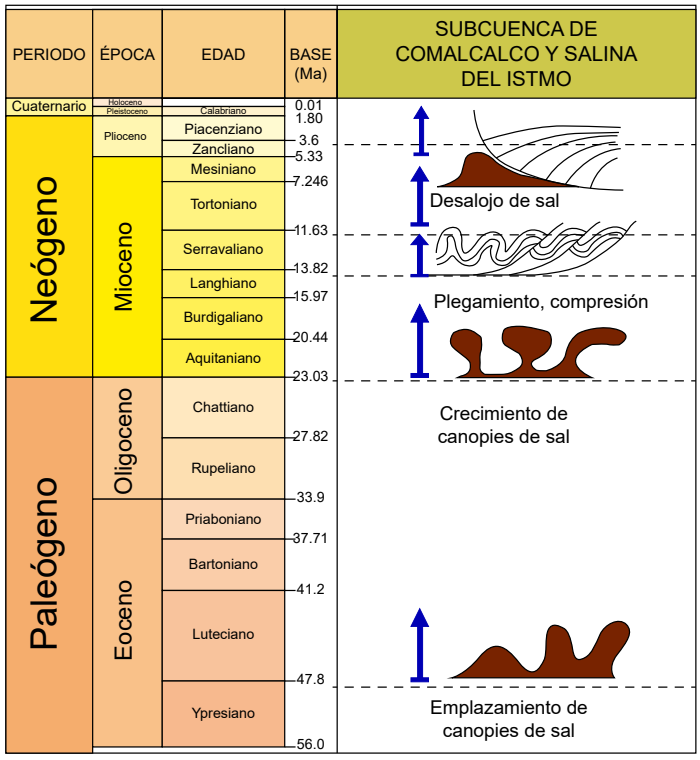


Figura 37.11. Representación esquemática de los eventos tectónicos que afectaron la región de la Subcuenca de Comalcalco. Tomado de Padilla y Sánchez (2007).

Los eventos compresivos relacionados con el desarrollo del Orógeno Chiapaneco, dieron origen a un conjunto de pliegues y cabalgaduras en el cual se encuentran las principales trampas estructurales de edad Mesozoica (previos a la formación de la Subcuenca de Comalcalco), mientras que los procesos de deslizamiento gravitacional posteriores provocaron la formación de fallas normales de crecimiento que permitieron el mayor desarrollo del espacio de acomodo sedimentario en la subcuenca (Chávez *et al.*, 2005).

La secuencia de evolución tectónica con la consecuente deformación de las Cuencas del Sureste, previas al desarrollo de la Subcuenca de Comalcalco (Chávez *et al.*, 2005) son:

Durante el Jurásico medio-superior se depositan gruesos paquetes de evaporitas sobre secuencias de lechos rojos continentales, en el Kimerigdiano se desarrollan bancos oolíticos asociados a altos estructurales y en el Thitoniano se presenta la máxima inundación del paleo-Golfo de México, posteriormente se desarrollan movimientos tempranos de sal, como se muestra en la Figura 37.12 (Chávez, 2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

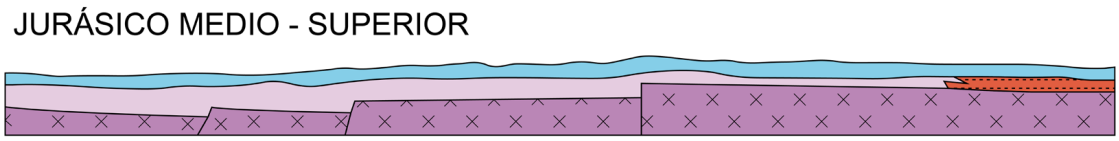


Figura 37.12. Modelo esquemático de evolución tectónica de la Subcuenca de Comalcalco durante el Jurásico medio-superior. Tomado de Chávez (2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

En el Cretácico, inicia el desarrollo de plataformas y rampas carbonatadas que continúan durante hasta el Cenomaniano, posteriormente en la parte final del Cretácico se acumulan terrígenos y carbonatos con arcillas de grandes espesores (Figura 37.13) (Chávez, 2002, citado por Chávez *et al.,* 2005).

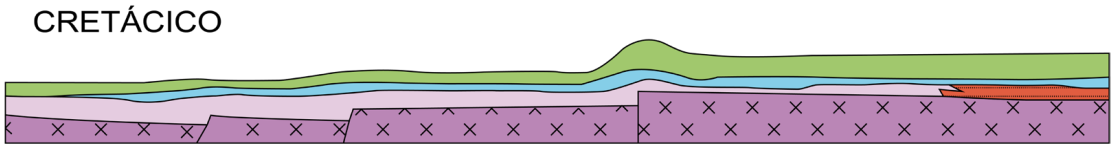


Figura 37.13. Modelo esquemático de evolución tectónica de la Subcuenca de Comalcalco durante el Cretácico. Tomado de Chávez (2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

Una compresión de baja intensidad y magnitud provoca pliegues y fallas inversas durante el Paleoceno-Eoceno, iniciando el aporte de terrígenos en la zona y la deformación y movilización de cuerpos salinos a través de las zonas de debilidad, como se muestra en la Figura 37.14 (Chávez, 2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

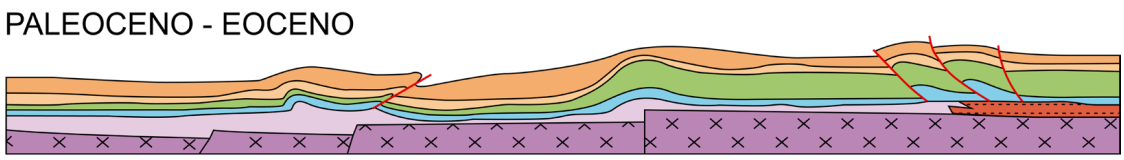


Figura 37.14. Modelo esquemático de evolución tectónica de la Subcuenca de Comalcalco durante el Paleoceno - Eoceno. Tomado de Chávez (2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

En el Oligoceno continúa la compresión y la consecuente deformación, propiciando pulsos importantes de movimientos de sal, intrusionando la columna superior por lo que las estructuras salinas alcanzan profundidades cercanas al paleo-fondo marino (Figura 37.15) (Chávez, 2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

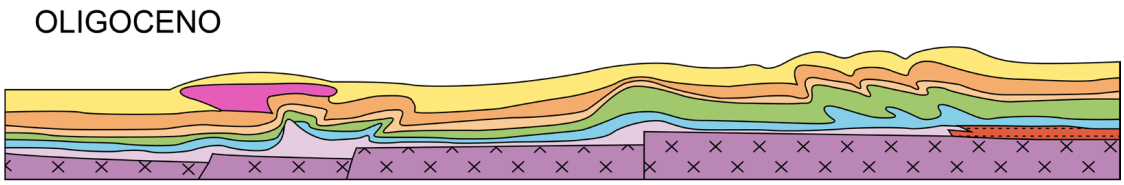


Figura 37.15. Modelo esquemático de la evolución tectónica de la Subcuenca de Comalcalco durante el Oligoceno. Tomado de Chávez (2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

Durante el Mioceno inferior hasta el Mioceno medio se da una etapa de estabilidad tectónica, resultando secuencias sedimentarias con espesores uniformes. La evolución geológica de la Subcuenca de Comalcalco que explica cómo ocurrió su relleno sedimentario se explica a partir de los siguientes eventos principales:

En el Mioceno superior ocurre compresión resultado de los últimos pulsos de levantamiento de la Orogenia Chiapaneca, que corresponde con deformación de piel delgada, donde los procesos de intemperismo y erosión en un clima tropical propiciaron la formación de sedimentos terrígenos y su transporte a la

subcuenca y a las cuencas del sureste mexicano. Con la progresiva carga de sedimentos, los cuerpos de sal siguieron movilizándose (levantamiento) y las facies de depósito terrígenos fueron someros. En esta etapa se inicia la formación de la Subcuenca de Comalcalco, sobre un segmento de la Cuenca Salina del Istmo, como se muestra en el esquema de la Figura 37.16 (Chávez, 2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

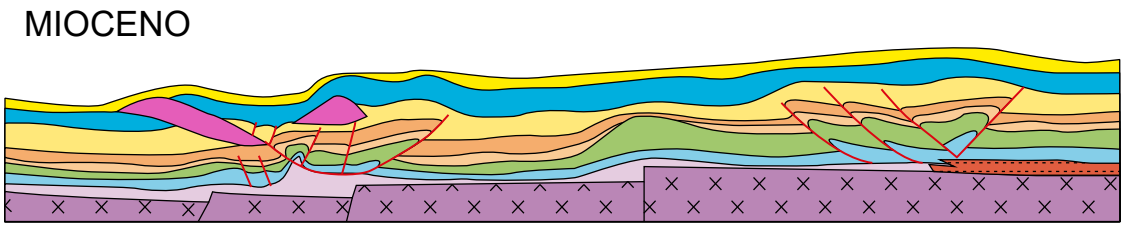


Figura 37.16. Modelo esquemático de evolución tectónica de la Subcuenca de Comalcalco durante el Mioceno. Tomado de Chávez (2002, citado por Chávez *et al.,* 2005).

La Sierra de Chiapas continúa su levantamiento mediante pulsos aislados durante el Plioceno inferior y propicia un gran aporte de sedimentos y deslizamiento gravitacional, por lo que la Subcuenca de Comalcalco continúa su desarrollo formándose los principales depocentros. Al mismo tiempo, la evacuación de sal forma minicuencas que se llenan de sedimentos aceleradamente y en las zonas de mayor espesor de sal del Calloviano inicia la formación de canopies y soldaduras (Figura 37.17) (Chávez, 2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

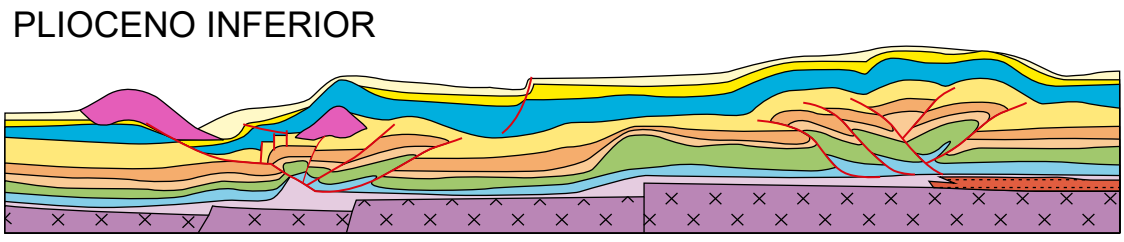


Figura 37.17. Modelo esquemático de evolución tectónica de la Subcuenca de Comalcalco durante el Plioceno Inferior. Modificado de Chávez (2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

Durante el Plioceno medio las fallas normales alcanzan su despegue regional y la cubierta sedimentaria post-oligocenica se separa de su sustrato (Figura 37.18).

La porción sur-central actúa como "Bypass" a la depositación, incrementándose el espesor de los sedimentos terrígenos de la cubierta sedimentaria, además de que las fallas normales lístricas se reactivan como fallas laterales transtensivas (Chávez, 2002, citado en Chávez *et al.*, 2005).

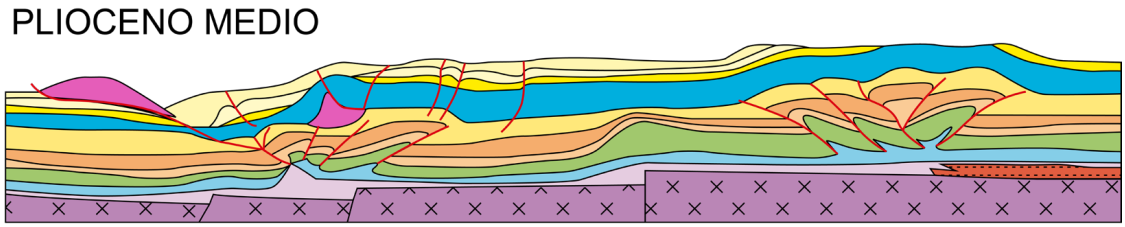


Figura 37.18. Modelo esquemático de evolución tectónica de la Subcuenca de Comalcalco durante el Plioceno Medio. Modificado de Chávez (2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

Del Plioceno Superior al Holoceno, la sal continúa su migración de forma acelerada, originando cuerpos salinos aislados y soldaduras. El espacio de acomodo para recibir sedimentos es compensado por la formación de fallas contra-regionales y laterales, posteriormente varias fases de sedimentación colmatan la subcuenca de manera rápida (Figura 37.19) (Chávez, 2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

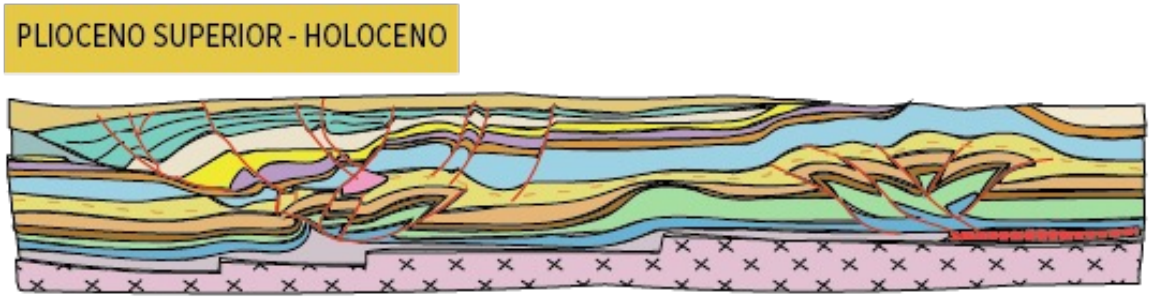


Figura 37.19. Modelo esquemático de evolución tectónica de la Subcuenca de Comalcalco durante el Plioceno superior-Holoceno. Modificado de Chávez (2002, citado por Chávez *et al.*, 2005).

37.5.7 Modelo propuesto de la Subcuenca de Comalcalco

La Subcuenca de Comalcalco se clasifica como un graben o fosa que abarca territorio continental y se extiende hacia territorio marino, desarrollada en una zona de deformación por extensión que se sobrepone a la Cuenca Salina del Istmo. Está delimitada por dos fallas normales regionales que evolucionaron a fallas laterales, son la de Comalcalco que la separa del pilar Reforma-Akal y la falla Bolontiku que segmenta a la Cuenca Salina del Istmo. Es un bajo estructural que se desarrolló inicialmente debido a la subsidencia por carga gravitacional de los sedimentos depositados en ella. Debido a su compleja evolución, las rocas de su basamento y su cubierta sedimentaria presentan varios estilos estructurales diferentes y superpuestos. Las principales estructuras, son fallas normales, fallas laterales con transtensión que delimitan la cuenca, así como numerosas fallas normales que se encuentran dentro de la cuenca. Se resalta la presencia de domos, diapiros y canopies originados por la evacuación de sal calloviana sobre todo cuando se depositó el mayor espesor de sedimentos terrígenos (Cruz, 2024). En la Figura 37.20 se ilustra de manera detallada la representación aérea de la subcuenca de Comalcalco y sus cuencas vecinas, además de la sección A-A' representativa del estilo estructural en una vista frontal.

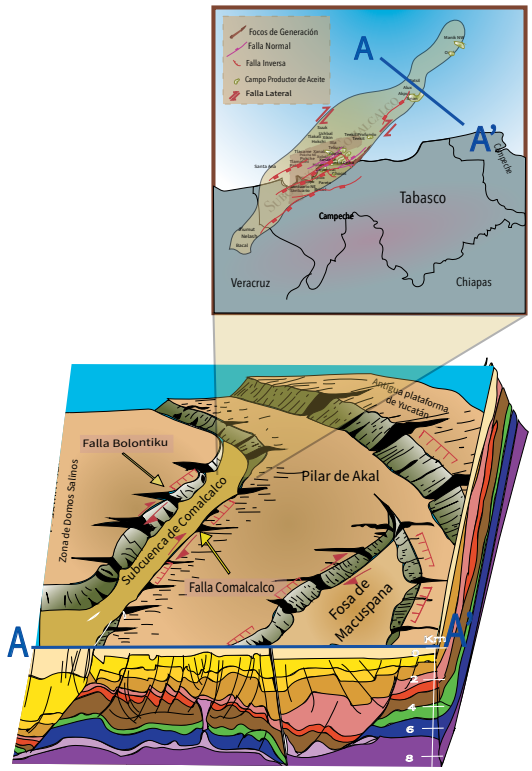


Figura 37.20. Representación esquemática de la subcuenca de Comalcalco y sus principales estructuras. Modificado de Caracterización geológica y petrofísica de un pozo exploratorio de un sector de reforma Tabasco (p.24), por F. J. Ángeles Aquino, J. Reyes Núñez, J.M. Quezada Muñetón, 1992, como se citó en N. Adán González y F.T. Jiménez Bernal, 2008, Facultad de Ingeniería, UNAM; citado por Cruz (2024) y CNH (2014).

La subcuenca de Comalcalco ha sido estudiada como una estructura independiente de la Cuenca Salina del Istmo debido a sus estilos estructurales, sus límites por fallas y su particular secuencia estratigráfica.

37.6 Consideraciones económicas

La Subcuenca de Comalcalco tiene como principal actividad económica la exploración y extracción de hidrocarburos, contribuyendo de manera importante a la producción nacional de aceite pesado, aceite ligero, condensado y gas natural (Valdés y Guerrero, 2005).

Las rocas generadoras son secuencias arcillosas y calcáreo-arcillosas ricas en materia algáceo-amorfa. Cuenta con sistemas generadores del Tithoniano y del Mioceno con Carbono Orgánico Total (COT) alto (de 0.9 a 4 % COT) conformado por kerógeno tipo II y en menor proporción kerógeno tipo III (Chávez *et al.*, 2005). Sus yacimientos se encuentran a profundidades entre 500 y 7,000 m, produciendo en un lapso mayor a 40 años (Mata *et al.*, 2006).

Las rocas almacenadoras son areniscas selladas por gruesos espesores de lutitas que las encajonan. Las trampas son principalmente de tipo estratigráfico relacionadas a acuñamientos, aunque también hay trampas mixtas formadas por truncamientos de los cuerpos arenosos contra los flancos de los diapiros de sal o por fallas normales.

Los campos ubicados en la parte continental son: Bacal, Nelash, Tiumut, Santa Ana, Santuario, Santuario NE, Yagual, Bricol, El Golpe, Pareto, Tupilco, Tupilco profundo, Chocol y Catarrical; los que se ubican en la parte marina son: Paki, Tlamatini, Mulach, Puerto Ceiba, Pokche, Pokchene, Tlacame, Xanab, Xolotl, Xanab SE, Yaxche, Tekuani, Tita,Hokchi, Tlakati, Xikin, Uchbal, Suuk, Teekit Profundo, Teekit, Sinan, Akpul, Alux, Batsil, Onel, Manik NW (Comisión Nacional de Hidrocarburos CNH, s.f).

El descubrimiento más reciente fue del campo Teekit Profundo con el pozo Teekit 1001, con reservas de 12.9 mmb de aceite y 6.6 mmmpc de gas (Petróleos Mexicanos PEMEX, 2018, 2019, citado por Juárez y Ramírez 2020).

El Campo Tupilco tiene un potencial excepcional, con estimaciones que lo sitúan en más de 200 millones de barriles de petróleo (Oil y Gas Magazine, 2024). Además, desde 2015 se ha implementado recuperación secundaria en el campo Nelash (Fracking en México, 2015).

La Subcuenca de Comalcalco, ha producido y procesado grandes volúmenes el gas natural, sin embargo, no es explotado de manera eficiente debido a la falta de gasoductos, razón por la que se quema donde la prioridad es la producción de hidrocarburos líquidos (Instituto Mexicano para la Competitividad IMCO Staff, 2023).

37.7 Conclusiones

La Subcuenca de Comalcalco es una depresión topográfica superpuesta que se formó sobre un segmento de la Cuenca Salina del Istmo, por lo que las secuencias estratigráficas de ésta son su basamento. Se formó durante el Mioceno superior-Plioceno inferior, resultado de subsidencia producida por carga de sedimentos que originaron fallas normales lístricas, además de la interacción de fallas laterales con transtensión, lo cual implicó deformación por extensión debido a que las fallas formaron un graben regional donde se desarrolló la subcuenca. Se delimita al sur por la Falla de Comalcalco y al norte por la falla de Bolontiku y la plataforma asociada al Golfo de México. Fué rellenada durante el Mioceno tardío y el Plioceno por gruesas acumulaciones de arcillas y arenas predominantemente arcillosas, que al litificarse formaron lutitas y areniscas. Debido a los cambios de batimetría y al aporte sedimentario, se tienen importantes cambios de facies.

Es productora de hidrocarburos convencionales desde los años cincuenta del siglo pasado, gracias a que tiene el sistema petrolero completo. El gran contenido

de aceite y gas en sus campos se debe a que tiene una columna estratigráfica con secuencias generadoras (lutitas ricas en materia orgánica) y rocas almacenadoras (areniscas), que con sus elementos estructurales formaron importantes campos petroleros.

Además, México tiene el proyecto en marcha de la Refinería Dos Bocas, ubicada en el área de la Subcuenca de Comalcalco, teniendo así más infraestructura y menos limitaciones o gastos por transporte, por lo que al producir combustibles contribuye a la seguridad energética y económica del país.

37.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. Considerando la columna estratigráfica, el aporte de sedimentos durante el Mioceno-Plioceno, su estilo estructural, sus límites estratigráficos y sus características tectónicas, ¿la Subcuenca de Comalcalco está sobrepuesta a?

   a) Una plataforma sedimentaria.
   b) La Cuenca Tampico-Misantla
   c) La Cuenca Salina del Istmo
   d) La Cuenca de Veracruz

2. ¿Cuál es la falla principal que delimita a la Subcuenca de Comalcalco al sureste de esta?

   a) La falla de Comalcalco
   b) La falla Reforma-Akal
   c) La falla Bolontiku
   d) La falla de Acatlán

3. ¿En qué estado de la República Mexicana se ubica el sector continental de la Subcuenca de Comalcalco?

   a) En Yucatán, México
   b) En Campeche, México
   c) En Tabasco, México
   d) En Tamaulipas, México

4. ¿Sobre cuál cuenca sedimentaria está sobrepuesta la Subcuenca de Comalcalco?

   a) La Cuenca de Chicontepec
   b) La Cuenca Salina del Istmo
   c) La Cuenca de Macuspana
   d) La Cuenca de Burgos

5. ¿En qué época ocurrió la mayor cantidad de sedimentación en la Subcuenca de Comalcalco?

   a) Durante el Jurásico-Cretácico
   b) Durante el Pleistoceno
   c) Durante el Mioceno superior- Plioceno inferior
   d) Durante el Paleoceno-Eoceno

6. ¿Qué tipo de fallas predominan en la Subcuenca de Comalcalco?

a) Fallas inversas y cabalgaduras
b) Fallas normales de crecimiento y fallas laterales con transtensión
c) Napas y canopies
d) Sobrecorrimientos y decollement

7. Las fallas predominantes en la Subcuenca de Comalcalco fueron provocadas principalmente por:

a) Compresión
b) Extensión
c) Subsidencia
d) Una margen pasiva

8. ¿Cuál es el rasgo estructural más representativo que contribuyó al desarrolló la Subcuenca de Comalcalco?

a) Un graben de grandes dimensiones
b) Un horts de grandes dimensiones
c) Un talud
d) Una plataforma

9. ¿Cuáles son los tipos de roca más abundante del Mioceno-Plioceno que constituyen a la columna estratigráfica de la Subcuenca de Comalcalco?

a) Calizas y conglomerados
b) Areniscas y lutitas
c) Limolitas y conglomerados
d) Brechas calcáreas y calizas

10. ¿Qué niveles batimétricos predominaron en el depósito de los sedimentos en la Subcuenca de Comalcalco?

a) Neríticos (de plataforma)
b) Batiales (De talud)
c) Profundos
d) Batiales medios

11. ¿Qué elementos estructurales limitan a la Subcuenca de Comalcalco?

a) Las fallas Comalcalco y Bolontiku
b) La falla Tamaulipas-Oaxaca y La Falla Antón Lizardo
c) Pliegues y cabalgaduras de la Sierra de Chiapas
d) Intrusiones de sal y arcilla

12. ¿Cuál es la principal característica que dio resultado a la formación de la Subcuenca de Comalcalco?

a) Subsidencia por carga gravitacional
b) Compresión de la subcuenca
c) Presencia de fallas
d) Generación del Golfo de México

13. ¿Cuáles son los principales recursos naturales que se explotan del subsuelo de la Subcuenca de Comalcalco?

a) Carbón y aceite pesado
b) Aceite y gas
c) Oro y plata
d) Uranio y Torio

14. ¿Qué elementos estructurales formaron las principales trampas de hidrocarburos en la Subcuenca de Comalcalco?

a) La presencia de sal
b) Fallas normales lístricas
c) Fallas laterales
d) Pliegues

15. ¿Cuáles son las principales Formaciones almacenadores de hidrocarburos en la Subcuenca de Comalcalco?

a) Formaciones Paraje Solo y Reciente
b) Formaciones Encanto y Depósito
c) Formaciones Concepción Superior y Filisola
d) Formaciones Encanto y Concepción Inferior

16. ¿Cuáles son los campos petroleros con mayor producción en la Subcuenca de Comalcalco?

a) Nelash, Santa Ana, Onel
b) Tiumut, Pareto, Chocol
c) Xanab, Teekit, Onel
d) Tupilco, Santuario, El Golpe y Castarrical

17. ¿Qué tipo de yacimientos petroleros se explotan actualmente en la Subcuenca de Comalcalco?

a) No convencionales
b) Convencionales
c) Mixtos
d) Híbridos

18. ¿Qué tipo de evento tectónico predominó en la Subcuenca de Comalcalco antes del deslizamiento gravitacional del Mioceno-Plioceno?

a) Compresivo
b) Extensivo
c) Lateral
d) Mixto

19. ¿Cuál fue el principal evento de deformación tectónica regional que influyó en la formación de sedimentos que rellenaron a la Subcuenca de Comalcalco?

a) La Orogenía Larámide
b) La Orogenia Mexicana
c) La Orogenia Ouachita
d) La Orogenia Chiapaneca

20. ¿Por qué la Subcuenca de Comalcalco continúa siendo una buena productora de hidrocarburos convencionales?

a) Porque se formó como una cuenca de *rift* abortado
b) Por su ubicación geográfica
c) Por su sistema petrolero y sus reservas probadas
d) Por su edad y eventos de deformación

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	b)	11.	a)	16.	d)
2.	a)	7.	c)	12.	a)	17.	b)
3.	c)	8.	a)	13.	b)	18.	a)
4.	b)	9.	b)	14.	b)	19.	d)
5.	c)	10.	a)	15.	c)	20.	c)

37.9 Bibliografía

Arellano Gil, J. (2023). *Geología del petróleo Presentación 7* Diapositivas de PowerPoint . División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Barragán Manzo, R. (s. f.). *Análisis de microfacies: Las rocas carbonatadas en lámina delgada y su significado paleoambiental.* Diapositivas de PowerPoint . Instituto de Geología, UNAM. chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://usuarios.geofisica.unam.mx/gvazquez/yacimientosELIA/zonadesplegar/Lecturas/ejemplos%20de%20plataformas%20carbonatadas.pdf

Caballero Sandoval, J. R. (1984). *Historia del pozo petrolero Tupilco no 75-A del distrito Comalcalco, Tab.* [Tesis de Licenciatura], Universidad Nacional Autónoma de México .

Carrillo Montiel, I. Y. (2008). *Análisis y clasificación de facies sísmicas en el área Terciaria Reforma-Comalcalco.* [Tesis de Especialización], Universidad Nacional Autónoma de México .

Camargo Rojas, M. (2008). *Evaluación de la roca almacén, del Play Bancos Oolíticos del Jurásico Superior Kimmeridgiano y rocas sello.* [Tesis de Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México .

Centro Nacional de Información de Hidrocarburos (s.f). *Portal de información técnica. portal.cnih.cnh.gob.mx*

Centro Nacional de Control de Energía. (2022, junio 1). *Programa para el Desarrollo del Sistema Eléctrico Nacional 2022-2036 Capítulo 3.* https://www.gob.mx/cenace/documentos/programa-para-el-desarrollo-del-sistema-electrico-nacional-2022-2036

Chávez Valois, V. M, Clara Valdés, Ma. L., Juárez Plascencia, J. I., Alor Ortíz, I., Mata Jurado, M., Villagran Yáñez, R., Guerrero Tristán, M., y Ghosh, S. (2005). Un nuevo enfoque multidisciplinario en el estudio de «Plays»: el terciario de la cuenca del Sureste, Tabasco, México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros,* (6-32).

Clara Valdés, M. L., y Guerrero Tristán, M. (2005). Sistema petrolero, generación de hidrocarburos y migración en las cuencas del sureste en el área Reforma-Comalcalco, México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros,* (52-79).

Comisión Nacional de Hidrocarburos (2015). *Atlas Geológico Cuencas del Sureste - Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas.* https://hidrocarburos.gob.mx/media/3094/atlas_geologico_cuencas_sureste_v3.pdf

Comisión Nacional de Hidrocarburos (2014). *Cuencas del sureste aguas someras.* Síntesis Geológico petrolera. www.cnh.gob.mx

Comisión Nacional de Hidrocarburos (s. f.). *Mapa de hidrocarburos.* https://mapa.hidrocarburos.gob.mx/

Consejo de Recursos Minerales. chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/CartografiaWeb/T301999AUMM0001_01.PDF

Cruz Gaspar, J. M. (2024). *Origen, clasificación e importancia de fallas y fracturas geológicas en proyectos de Ingeniería en Ciencias de la Tierra* [Tesis de Licenciatura], Universidad Nacional Autónoma de México .

Einsele, G. (1992). *Sedimentary Basins: Evolution, facies and sediment budget.* Springer-Verlag.

Fong-Aguilar, J. L., Flores-Rivera, F., y Miguel-Hernández, N. (2013). *Desarrollo y optimización del Campo Ixtal: un proyecto exitoso en Región Marina Suroeste.* Sesión Oral, Congreso Mexicano del Petróleo Riviera Maya, 5-8 de junio.

Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2024, junio) *Gaceta No.39.* https://cnh.gob.mx/informacion/gacetas-informativas-cnh/?pnl=27922.

González-Rincon, J. J. (2008). *Sismoestratigrafía del Play-Brecha del Cretácico Superior, área Kuché-Tupilco, Zona Marina del Estado de Tabasco, SE de México.* [Tesis de Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México .

Instituto Mexicano para la Competitividad Centro de Investigación En Política Pública (2023, agosto 22). *El sur-sureste mexicano requiere infraestructura para acceder al gas natural.* https://imco.org.mx/el-sur-sureste-mexicano-requiere-infraestructura-para-acceder-al-gas-natural/

Ingersoll, R., y Busby, C. (1995). *Tectonics Of Sedimentary Basins.* Blackwell ScientificPublications.https://www.researchgate.net/publication/264739040_Tectonics_of_Sedimentary_Basins

Jiménez, J. (2012). Análisis de la madurez de las cuencas productoras de aceite y gas en México, mediante su distribución fractal, *Ingeniería Petrolera, 53*(1), 49-65.

Juárez, A., y Ramírez, L. (2020). *Panorama del petróleo crudo mexicano y su relación con el sistema nacional de refinación* [Tesis de licenciatura], Instituto Politécnico Nacional

López Martínez, C., y Benites Canchola, M. B. (2019). *Los efectos térmicos de sal en una cuenca*

sedimentaria, ejemplo del Golfo de México. National Hydrocarbons Commission. ResearchGate.

López Ramírez, E. A. (2019). *Evaluación técnica de la reforma energética 2013 en el sector petrólero* [Tesis de licenciatura], Benemérita Universidad Autónoma de Puebla .

Loza, R. (2014). *Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias foreland, con ejemplos representativos* [Tesis de licenciatura], Universidad Nacional Autónoma de México .

Morales Reyes, G., Camps-Pérez, A., y García-Vásquez, J. J. (2008). *Análisis de riesgo aplicado a la planeación de la producción de petróleo en la Región Marina.* Tecnología, Ciencia, Educación, 23(2), 53-61.

Netzahualcoyotl, J. (2011). *Evaluación petrolera y métodos de explotación en la Cuenca de Comalcalco* [Tesis de licenciatura], Universidad Nacional Autónoma de México .

Oil & Gas Magazine - *Staff Oil & Gas Magazine.* (2024, abril 25). *Quesqui y Tupilco impulsan producción petrolera en el sur de México: Pemex. Onexpo Nacional, A.C. © 2024.* https://www.onexpo.com.mx/NOTICIAS/QUESQUI-Y-TUPILCO-IMPULSAN-PRODUCCION-PETROLERA-EN_fwFd8/

Osorio Castellanos, J. R. (1984). *Historia del Pozo «El Golpe» No.65, Campo El Golpe Distrito Comalcalco Zona Sureste* [Tesis de Licenciatura], Universidad Nacional Autónoma de México .

Padilla y Sánchez, R.J, (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59* (1), 19-42.

Petróleos Mexicanos,Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2010, agosto). *Mapa Provincias Geológicas.*

Sánchez Cano, J. (2011) *La crisis energética global, la posición de México en el mundo.* Universidad Juárez del Estado de Durango. Chromeextension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/http://xivrem.ujaen.es/wp-content/uploads/2011/11/24-R-106M706.pdf

Secretaría de Economía. (1999). *Carta geológico-minera Minatitlán Escala 1:250,000 estados de Veracruz y Oaxaca.*

Trejo Vázquez, E. (2008). *Caracterización Tectónica-Estructural en el área de estudio Kuché-Tupilco, para la evaluación de trampas estructurales del Play Brecha del Cretácico Superior y del Play Bancos Oolíticos del Jurásico Superior Kimmeridgiano, mediante la metodología de Plays Fairway.* [Tesis de Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México.

Velázquez Cruz, D., González Monroy, Z., Pavón Prevé, J. M., Castro Martínez, H., Espinosa Castañeda, G., Martínez Estrella, F., Velázquez Cruz, D., Bautista Pastrana, D., y Santa Torrelas, G. M., (2005, febrero 23). *Evaluación del poder de inhibición de los fluidos de perforación a través de la caracterización de arcillas.* E-Exitep 2005. https://www.academia.edu/5049485/Evaluaci %C3 %B3n_del_poder_de_inhibici %C3 %B3n_de_los_fluidos_de_perforaci %C3 %B3n_a_trav %C3 %A9s_de_la_caracterizaci %C3 %B3n_de_arcillas

Vázquez García, O., Chávez Valois, V. M., Barrios Rivera, J., & Petróleos Mexicanos. (2013, abril). Mapeo Estructural del Cretácico en la Cuenca de Comalcalco usando gradiometría de gravedad de tensor completo. *Ingeniería Petrolera, 53*(4), 202-210.

Zenteno Muangos, R. A. (1984). *Historia del Pozo Tupilco no. 150. Distrito Comalcalco* [Tesis de licenciatura], Universidad Nacional Autónoma de México .

38 Las Cuencas del Cuaternario: Sistematización para un análisis regional

Laura Jazmin Rodríguez y Gabriel Vázquez Castro

Sumario

38.1. Resumen
38.2. Abstract
38.3. Introducción
38.4. Generalidades
38.4.1. Estado del arte
38.4.2. Ubicación
38.5. Origen, clasificación e información general de las cuencas sedimentarias del Cuaternario en México
38.5.1. Definición
38.5.2. Origen
38.5.3. Tipos de cuencas
38.5.3.1. Clasificación tectónica
38.5.3.2. Clasificación con base en el aporte sedimentario
38.5.3.3. Clasificación con base en origen y ambientes sedimentarios
38.5.4. Estudio de casos representativos de cada región de México
38.5.4.1. Norte de México: Cuenca Babícora
38.5.4.2. Centro-Sur de México: Lago de Pátzcuaro
38.5.4.3. Sureste de México: Punta Laguna
38.6. Consideraciones Finales
38.7. Conclusiones
38.8. Autoevaluación
38.9. Bibliografía

38.1 Resumen

El estudio de las cuencas lacustres del Cuaternario en México ha avanzado principalmente a través de análisis puntuales, destacando hasta el momento un esfuerzo interpretativo a nivel nacional. En los últimos años, investigaciones regionales han proliferado, enfocándose en zonas como la Faja Volcánica Transmexicana y la península de Yucatán, con estudios paleoambientales y paleoclimáticos que emplean múltiples indicadores. Estos trabajos han caracterizado el conocimiento paleoclimático del Cuaternario en México, utilizando técnicas como el análisis de núcleos de sedimentos y trincheras, así como métodos geofísicos.

El presente estudio propone una regionalización y clasificación de las cuencas lacustres de la República Mexicana, con base en sus características fisiográficas, climáticas y geohidrológicas. Por otro lado, también se considera sus características tectónicas, origen y aporte sedimentario. En este estudio se proponen tres regiones, 37 subregiones, así como 120 cuencas paleoclimáticas a nivel nacional.

Los estudios multiproxy, que combinan indicadores sedimentológicos, geoquímicos y paleoecológicos, han permitido reconstrucciones detalladas de las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales, de las regiones propuestas. En el presente trabajo se muestra un análisis sobre los avances en investigaciones en las distintas cuencas del territorio nacional, mostrando un ejemplo tipo, representativo de cada una de las tres regiones propuestas (cuencas de Babícora, Pátzcuaro y Punta Laguna). Esto contribuye a una comprensión más completa de la evolución y diversidad de las cuencas del Cuaternario en México.

38.2 Abstract

The study of Quaternary Lake basins in Mexico has advanced mainly through punctual analyses, highlighting so far, an interpretative effort at the national level. In recent years, regional research has proliferated, focusing on areas such as the TransMexican Volcanic Belt and the Yucatan Peninsula, with

paleoenvironmental and paleoclimatic studies using multiple indicators. These works have characterized the paleoclimatic knowledge of the Quaternary in Mexico, using techniques such as the analysis of sediment cores and trenches, as well as geophysical methods.

The present study proposes a regionalization and classification of the lake basins of the Mexican Republic, based on their physiographic, climatic and geohydrological characteristics. On the other hand, its tectonic characteristics, origin and sedimentary contribution are also considered. This study proposes three regions, 37 subregions, as well as 120 paleoclimatic basins at the national level.

Multiproxy studies, combining sedimentological, geochemical and paleoecological indicators, have allowed detailed reconstructions of the paleoclimatic and paleoenvironmental conditions of the proposed regions. This paper shows an analysis of the advances in research in the different basins of the national territory, showing a representative example of each of the three proposed regions (Babícora, Pátzcuaro and Punta Laguna basins). This contributes to a more complete understanding of the evolution and diversity of Quaternary basins in Mexico.

38.3 Introducción

Las cuencas cuaternarias de México presentan información que se extiende desde hace más de 70,000 años AP (antes del presente) hasta la actualidad, cubriendo de esta manera una parte importante del registro sedimentario para el Cuaternario, si bien de manera heterogénea con respecto a cada cuenca y región. Con un promedio de 9,500 años de extensión en tiempo para la mayor parte de las cuencas estudiadas y con resoluciones temporales muy diversas, la cantidad de información paleoclimática y paleoambiental que proporcionan es considerable. Los numerosos estudios llevados a cabo en estas cuencas desde mediados del siglo pasado presentan la necesidad de una estandarización de los datos, que aporte una perspectiva regional y permita la comparación a escalas espaciotemporales mayores.

Existen alrededor de 52,987 cuerpos de agua naturales en México, cubriendo un área de aproximadamente 34,691 km^2, y menos del 1 % de sus registros sedimentarios han sido estudiados hasta el momento. Estas investigaciones se han concentrado especialmente en la región del centro de México y en la subregión del Norte de Yucatán. El presente trabajo pretende hacer un análisis regional a nivel de toda la República Mexicana, proponiendo la primera clasificación geográfica para las cuencas del Cuaternario en México, considerando las regiones del país donde se concentran la mayor cantidad de estudios individuales. Se presenta información estadística, espacial y paleoclimática de estas cuencas, enfatizando en la estandarización de la información disponible y la regionalización de los estudios realizados.

38.4 Generalidades

38.4.1 Estado del arte

El estudio de las cuencas del Cuaternario en México se ha llevado a cabo hasta el momento principalmente mediante el análisis de registros puntuales, aunque existe un trabajo hasta el momento emblemático, debido a que representa el único acercamiento interpretativo con análisis de registros a nivel regional (de toda la República Mexicana, Metcalfe *et al.*, 2000), donde se muestran los primeros avances en la sistematización de los datos paleoambientales para México. Por otro lado, se tienen escasos trabajos con estudios de registros regionales a menor escala, donde se abarca desde uno a varios estados del territorio mexicano (Tabla 38.1).

Tabla 38.1. Estudios interpretativos o sistemáticos realizados en cuencas de México, enfoque principal y número de cuencas estudiadas.

Estudio	Región	Enfoque	No. de cuencas
(S. E. Metcalfe et al., 2000)	República Mexicana	Dinámica climática durante el Pleistoceno-Holoceno	20
(S. E. Metcalfe et al., 1989)	FVTM	Impacto humano en el Holoceno tardío	5
(O'hara et al., 1994)	FVTM	Relación entre el clima, los humanos y el ambiente	3
(S. Metcalfe & Davies, 2007)	FVTM	Variabilidad climática durante los últimos 1500 años	11
(Caballero et al., 2010)	FVTM	Cambio climático y ambiental durante el último máximo glacial	9
(Caballero et al., 2019)	FVTM	Análisis cuantitativo de cambio climático durante los últimos 40 000 años	20
(Castro-López et al., 2024)	FVTM	Interpretación paleoclimática a través de una base de datos de polen	22
(Bradbury, 1989)	Cuenca de México	Paleoambientes del Cuaternario	5
(Whitmore et al., 1996)	Península de Yucatán	Influencias climáticas y humanas en el Holoceno	3
(Lozano-García et al., 2007)	Sureste de México	Efectos de la Pequeña Edad de Hielo (LIA)	4
(Yaeger & Hodell, 2008)	Península de Yucatán	Papel del clima en el colapso maya	5
(Roy et al., 2017)	Sureste de México	Hidroclima del Holoceno tardío	7
(Dyrzo, 2021)	Península de Yucatán	Paleoclima del Holoceno	18

El trabajo de Metcalfe *et al.* (2000), representa el primer acercamiento al análisis regional a gran escala, y resulta de gran utilidad por abarcar un número considerable de registros, aunque su análisis no solamente se realizó utilizando información de cuencas sedimentarias del Cuaternario, sino que también abarca otros tipos de archivos como los espeleotemas, registros glaciares, madrigueras, entre otros. Metcalfe y colaboradores (2000) consideraron factores como las provincias fisiográficas, las principales características de circulación atmosférica, y los forzadores climáticos mediante el contraste espacial y temporal de las distintas interpretaciones de los estudios considerados.

Con el objetivo de facilitar el enfoque regional y la interpretación de las condiciones ambientales de estos registros en función de los distintos forzadores climáticos, dividieron el país en tres distintas regiones, de acuerdo con la concentración de estudios disponibles (S. E. Metcalfe *et al.*, 2000):

1. El Centro de México, dividido a su vez en tres subregiones: la cuenca de México, la cuenca superior del Lerma, y la región Puebla-Tlaxcala.
2. El Norte de México, donde se distingue el Bolsón de Mapimí.
3. La península de Yucatán.

El segundo enfoque, con trabajos regionales a menor escala, ha sido mucho más abordado, especialmente durante los últimos años (Castro-López *et al.*, 2024; Chávez-Lara *et al.*, 2022; Dyrzo, 2021).Esta perspectiva se ha abordado por medio de trabajos interpretativos de condiciones ambientales en áreas menos extensas, abarcando el estudio de varias cuencas, y se ha enfocado en regiones como las cuencas del centro de México (Bradbury, 1989), el sureste de México y la península de Yucatán (Dyrzo, 2021; Lozano-García *et al.*, 2007; Roy *et al.*, 2017; Whitmore *et al.*, 1996; Yaeger y Hodell, 2008), y de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Caballero *et al.*, 2010, 2019; Castro-López *et al.*, 2024; Metcalfe y Davies, 2007; Metcalfe *et al.*, 1989; O'hara *et al.*, 1994).

En conjunto, estos trabajos de recopilación y revisión representan los primeros antecedentes de una sistematización de estudios paleoclimáticos y paleoambientales del Cuaternario, en los que se ha incluido información de distintas fuentes o archivos y se han utilizado múltiples indicadores como los de tipo geoquímico, paleoecológicos, sedimentológicos y/o geomorfológicos.

38.4.2 Ubicación

El territorio mexicano es un complejo y diverso conjunto de provincias geológicas de distintas edades y orígenes, esto propicia el desarrollo de una gran variedad de ecosistemas y condiciones ambientales específicas de cada región. Debido a lo anterior, factores como la geología, latitud, longitud, altitud y características estructurales de las distintas cuencas sedimentarias afectan directamente sus condiciones de depósito.

Analizar los principales factores que interactúan con los procesos naturales de las cuencas sedimentarias, y el efecto que pueden tener en interpretaciones de carácter regional a gran escala, nos permite realizar una zonificación del territorio mexicano de acuerdo con características específicas de nuestro interés. Para realizar esta división, se realizó una intersección entre las zonas que presentan características similares por medio de un sistema de información geográfica utilizando las regiones climáticas, fisiográficas y geohidrológicas de México.

Según la clasificación de Köppen (1918) basada en las condiciones de humedad y temperatura, existen nueve regiones climáticas en México, debidas principalmente a la existencia de barreras geográficas como cadenas montañosas, la disposición latitudinal del país y sus extensas áreas costeras. Posteriormente (García, 1998b) propone una clasificación más detallada para la República Mexicana (Figura 38.1) con 61 subtipos de climas.

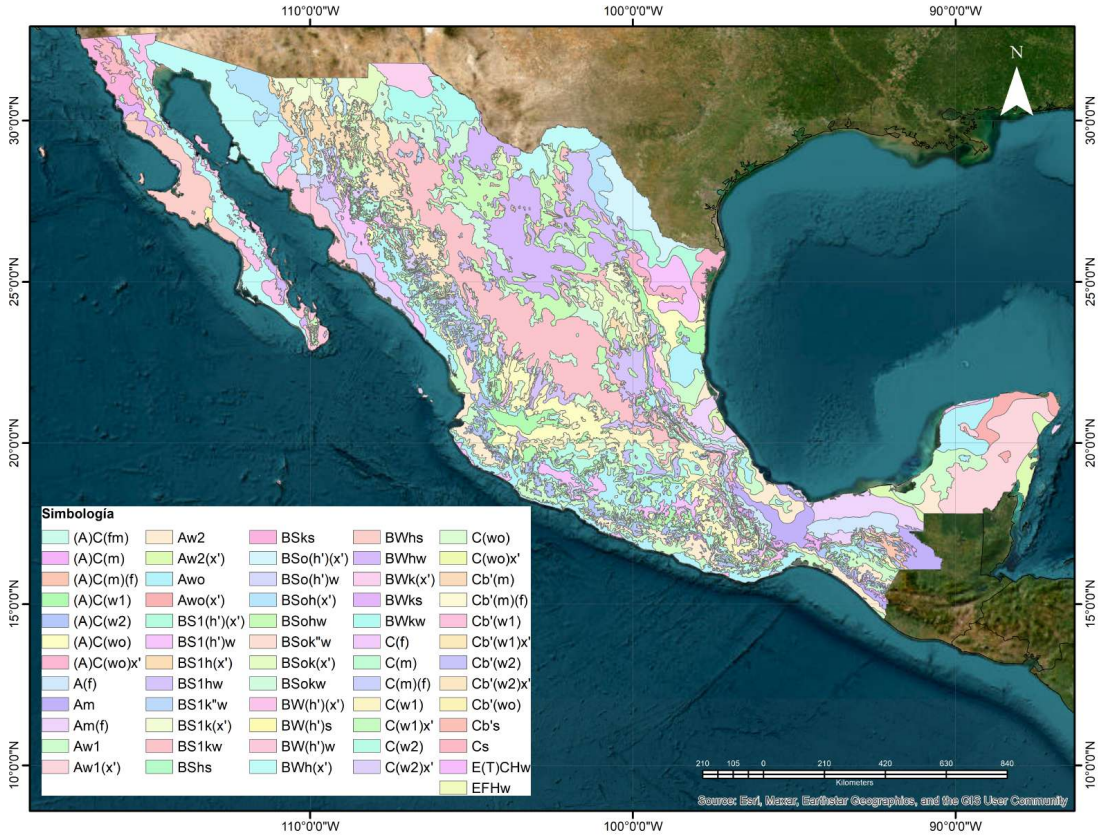


Figura 38.1. Regiones climáticas de México según Köppen, modificado por García (1998). La clasificación se basa de manera general en un conjunto de letras mayúsculas y minúsculas, que nos indican el microclima de cada región. A: Cálido húmedo,

B: Seco, BS: Seco árido, BW: seco muy árido, C: Templado húmedo, E: Frío, h: cálido (para los climas secos), k: frío (para los climas secos), w: lluvias en verano, x: lluvias entre verano e invierno, s: lluvias en invierno, f: lluvias todo el año, m: lluvias intensas en verano (Imagen de creación propia).

Por otro lado, el territorio mexicano se divide en 15 regiones o provincias fisiográficas (INEGI, 1981), que también son utilizadas para la separación en las grandes regiones de este trabajo. Como puede observarse en la (Figura 38.2), el relieve es de muy diversa morfología y origen, lo cual propicia la diversificación de sus características en la República Mexicana.

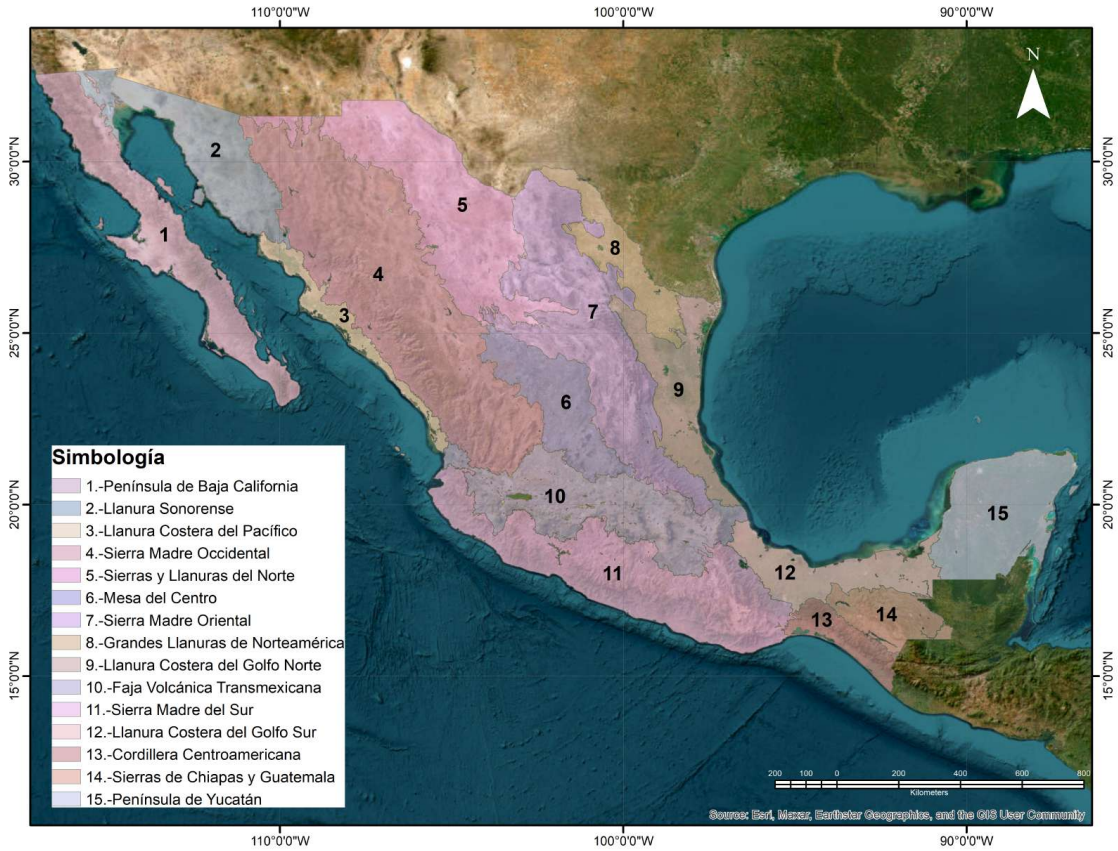


Figura 38.2. Provincias fisiográficas de México utilizadas para la caracterización en cuencas sedimentarias del Cuaternario (Imagen de creación propia).

Otro criterio de clasificación de las cuencas del Cuaternario en México se relaciona con las características hidrológicas, estructurales y de permeabilidad de las rocas (Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1992). Existen 11 provincias

geohidrológicas en México las cuales comparten factores climatológicos y geográficos entre sí (Figura 38.3).

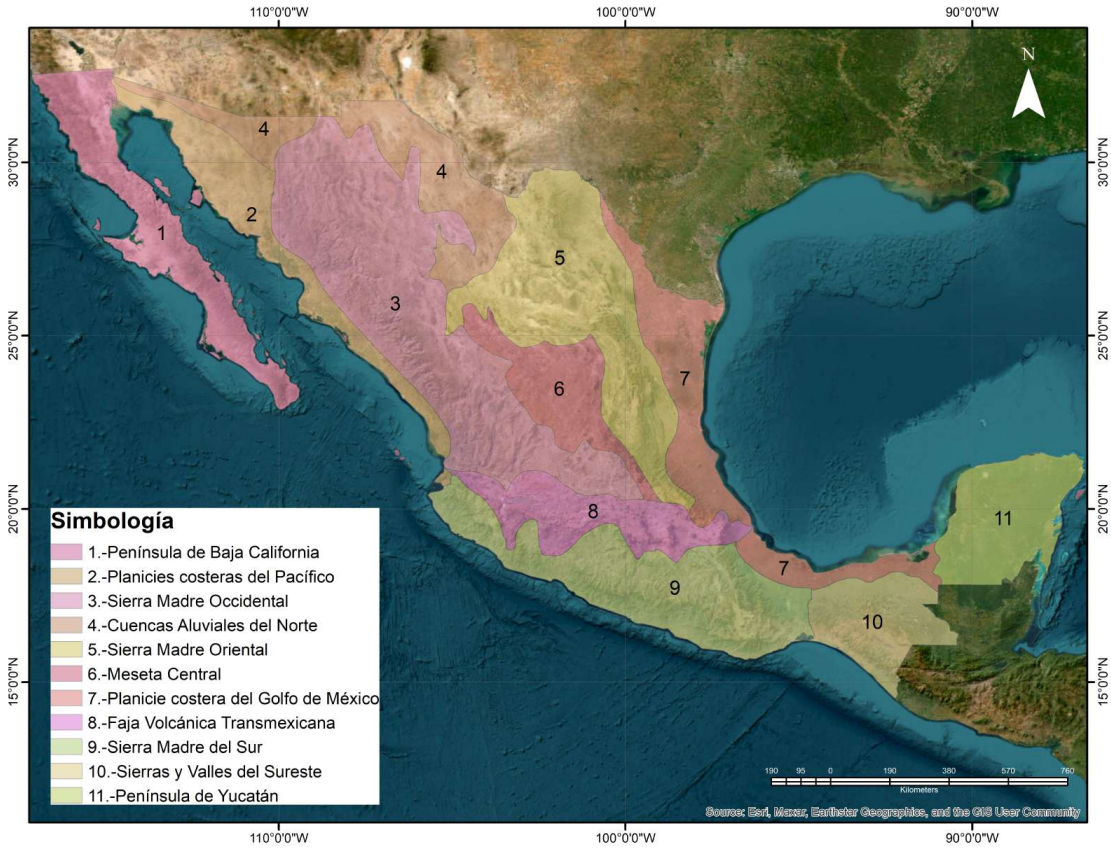


Figura 38.3. Provincias geohidrológicas de México (modificado de Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1992).

En estudios regionales previos relacionados con cuencas lacustres del Cuaternario (Metcalfe *et al.*, 2000) se dividió el país, considerando el criterio de las regiones que contenían una mayor cantidad de estudios, sin embargo, con la cantidad y diversidad de estudios que existen en la actualidad, se vuelve necesario tomar en cuenta otros factores para realizar esta división, para lo cual es de gran ayuda contemplar las características climáticas, fisiográficas y geohidrológicas del territorio, para tener una mayor representatividad de lo que ocurre en todo el territorio mexicano.

Para el presente estudio, se realizó una intersección entre los atributos en común de las regiones climáticas, las provincias fisiográficas y las cuencas geohidrológicas

de México, a través del análisis espacial en un Sistema de Información Geográfica (ArcGis 10.8). Se utilizaron datos espaciales de INEGI (INEGI, 1981, 2006) y CONABIO (García, 1998a), a los cuales se les aplicaron las funciones Intersect (Analysis) y Dissolve (Data Management). La primera de estas funciones realiza el cálculo de una intersección geométrica entre las características de entrada, que, en este caso, fueron las capas correspondientes a las divisiones del país en distintas regiones climáticas (García, 1998b), las provincias fisiográficas (INEGI, 1981) y las cuencas geohidrológicas (Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1992) Todas las características, o porciones de ellas que tienen un traslape entre sí se guardan en una capa de salida (ArcGIS Pro3.3, 2024b). El resultado de este proceso nos proporciona una división del país en un número considerable de polígonos de áreas muy pequeñas, basadas en toda la información proporcionada.

Se destaca la influencia de las zonas climáticas debido a la división tan detallada de los microclimas de la República Mexicana (Figura 38.1). Con base en lo anterior, se decidió utilizar la herramienta Dissolve, que elimina los límites entre polígonos con características en común. Esta herramienta toma la capa de entrada, en este caso, la capa de intersección anterior, y una serie de características (columnas de la tabla de atributos) que tienen en común los polígonos, y devuelve una capa donde los polígonos similares se engloban en uno solo (ArcGIS Pro3.3, 2024a). Para realizar esta etapa se tomaron nuevamente las tres clasificaciones mencionadas anteriormente (regiones fisiográficas, geohidrológicas, y climáticas).

El agrupamiento de los datos en regiones de una mayor extensión se realizó asignando una jerarquía de disolución de mayor a menor área: en primer lugar, los atributos que compartieran las regiones geohidrológicas, en segundo lugar, las regiones fisiográficas y en tercer lugar, las regiones climáticas. El resultado de este proceso proporcionó 37 subregiones que se indican más adelante en el texto. Al realizar nuevamente el proceso de disolución de ArcMap, utilizando la misma jerarquía, se obtuvieron tres regiones principales del territorio mexicano, denominadas como Norte, Centro-Sur y Sureste por su acercamiento a las divisiones regionales propuestas anteriormente en la literatura. Los nombres de las subregiones son resultado directo del proceso de intersección y se asignaron automáticamente por el software según el polígono de mayor área que se cubre. Estos nombres asignados se conservaron por representar de manera acertada a las subregiones a las

que pertenecen, ya que respetan la nomenclatura de las divisiones originales, y hacen referencia a las provincias fisiográficas y cuencas geohidrológicas.

Las tres grandes regiones que se definieron (Figura 38.4) cuentan con cuencas que ya han sido estudiadas en algún momento, sin embargo, internamente se propone una división en subregiones, donde no necesariamente existen datos de estudios de cuencas del Cuaternario, ya que sólo 18 de las 37 subregiones propuestas presentan estudios previos en alguna cuenca dentro de ellas (Tabla 38.2). Esta falta de información se analizará más adelante, debido a que tiene relevancia directa en los análisis regionales a mayor escala.

Tabla 38.2. Distribución geográfica de los estudios de cuencas sedimentarias para el Cuaternario en México. Se muestra la región y subregión de los registros, así como el número de cuencas que se han estudiado.

Región	Subregión	No. de cuencas
Norte	Bravo Conchos	2
	B.C. Noreste	1
	B.C. Suroeste	1
	Cuencas Cerradas del Norte	3
	El Salado	1
	Presidio-San Pedro	1
Centro-Sur	Balsas	10
	Costa Grande de Guerrero	1
	Lerma-Santiago	13
	Norte de Veracruz	1
	Panuco	9
	Papaloapan	3
	Rio Ameca	1
Sureste	Costa de Chiapas	1
	Grijalva-Usumacinta	8
	Yucatan Este	5
	Yucatan Norte	12
	Yucatan Oeste	1

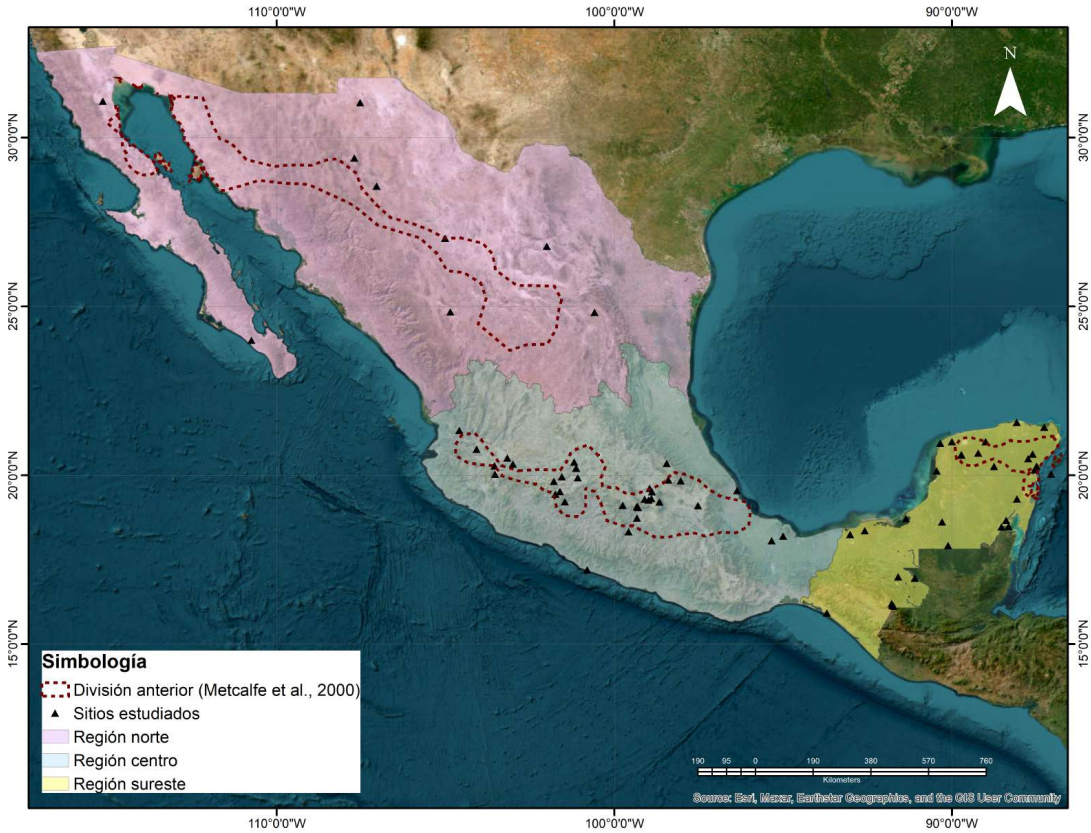


Figura 38.4. Subdivisión del territorio mexicano en grandes regiones de análisis de las cuencas sedimentarias del Cuaternario (Norte, Centro-Sur y Sureste). Los triángulos representan la ubicación de las cuencas del Cuaternario en las que se han realizado. Las líneas punteadas de color rojo representan la división anterior presentada por Metcalfe *et al.* (2000).

Cuencas de la región Norte de México

La región del norte de México abarca en su totalidad los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora, Chihuahua, Coahuila, Nuevo León, Sinaloa, y parte de los estados de Tamaulipas, Durango, Zacatecas, San Luis Potosí y Nayarit. Cubre un área aproximada de 1100 millones de km^2 y comprende las regiones fisiográficas de la Península de Baja California, Llanura Sonorense, parte de la Sierra Madre Occidental, las Sierras y Llanuras del Norte, parte de la Sierra Madre Oriental, Grandes Llanuras de Norteamérica, parte de la Llanura Costera del Golfo Norte, parte de la Mesa del Centro y parte de la Llanura Costera del Pacífico. Incluye 7 regiones hidrológicas, 2 cuencas geohidrológicas completas y parcialmente 5 de

ellas. Esta región presenta climas de tipo Cs (templado con lluvias en invierno), Cf (templado con lluvias todo el año), Bw (seco desértico), Bs (seco estepario), Eb (Polar de alta montaña) y Cw (templado con lluvias en verano).

Para propósitos del presente estudio, la región Norte de México se dividió a su vez en 17 subregiones denominadas de acuerdo su ubicación geográfica en: Baja California Noroeste, Baja California Noreste, Baja California Centro Oeste, Baja California Centro Este, Baja California Suroeste, Baja California Sureste, Río Colorado, Sonora Norte, Sonora Sur, Sinaloa, Cuencas Cerradas del Norte, Bravo Conchos, Mapimí, Nazas - Aguanaval, Presidio - San Pedro, El Salado y San Fernando Soto La Mar (Figura 38.5). Estos nombres los propone de manera automática el software ArcMap al realizar el procesado de la información. Hasta ahora, seis de estas subregiones cuentan al menos con una cuenca estudiada y se han trabajado ocho cuencas en total en la región, por lo que aun hace falta estudios en muchas de las cuencas como se puede ver en la Figura 38.5. La información se concentra principalmente en la subregión denominada como Cuencas Cerradas del Norte.

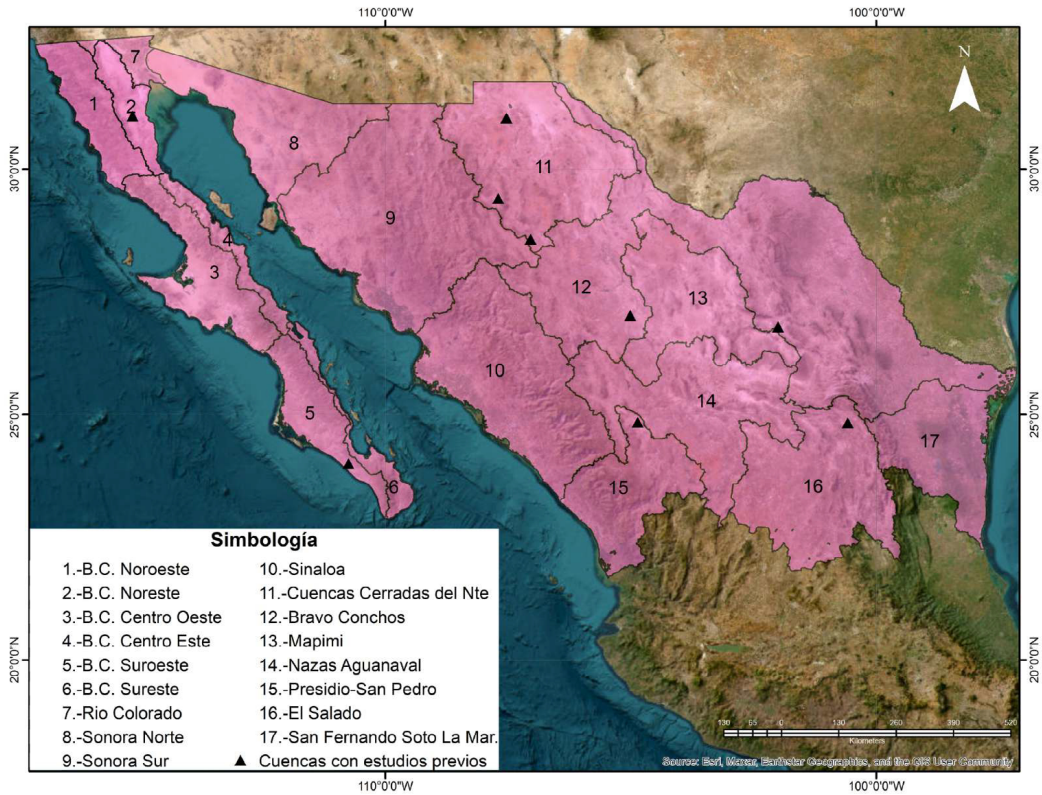


Figura 38.5. Ubicación de las cuencas del norte de México, y las subregiones propuestas en el presente estudio (Figura de creación propia).

Cuencas de la región Centro-Sur de México

Esta región abarca en su totalidad los estados de Jalisco, Guanajuato, Querétaro, Hidalgo, Veracruz, Colima, Michoacán, Estado de México, Ciudad de México, Morelos, Tlaxcala, Morelos, Puebla y Guerrero, y parte de los estados de Tamaulipas, Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Nayarit, Oaxaca y Tabasco. Cubre un área aproximada de 600 millones de km^2 y comprende las regiones fisiográficas de la Cordillera Centroamericana, Faja Volcánica Transmexicana, Llanura Costera del Golfo Norte, Llanura Costera del Golfo Sur, Llanura Costera del Pacífico, Mesa del Centro, Sierra Madre del Sur, Sierra Madre Occidental y Sierra Madre Oriental. La división hidrológica, esta región incluye 16 regiones hidrológicas, dentro de la cual se presenta solo una cuenca geohidrológica en su totalidad y dos de manera parcial. La región presenta climas de tipo Aw (tropical con lluvias todo el verano), Cw (Templado con lluvias en verano), Eb (Polar de alta montaña) y Af (Tropical con lluvias todo el año).

Con base en el análisis de la información de este trabajo, la región se ha dividido en 15 subregiones denominadas como se indica a continuación: Armería Coahuayana, Balsas, Coatzacoalcos, Costa Chica de Guerrero, Costa Grande de Guerrero, Costa de Jalisco, Costa de Michoacán, Costa de Oaxaca, Huicicila, Lerma Santiago, Norte de Veracruz, Panuco, Papaloapan, Río Ameca y Tehuantepec (Figura 38.6). Analizando la información de los estudios realizados en distintas cuencas, se observa que en la región se cuenta con un total de 37 cuencas sedimentaria del Cuaternario estudiadas, las cuales se encuentran repartidas en solo seis subregiones y a pesar de que se cuenta con una gran disponibilidad de información para esta región, la información se concentra principalmente en la subregión Lerma-Santiago y en una zona donde colindan las subregiones Pánuco y Balsas.

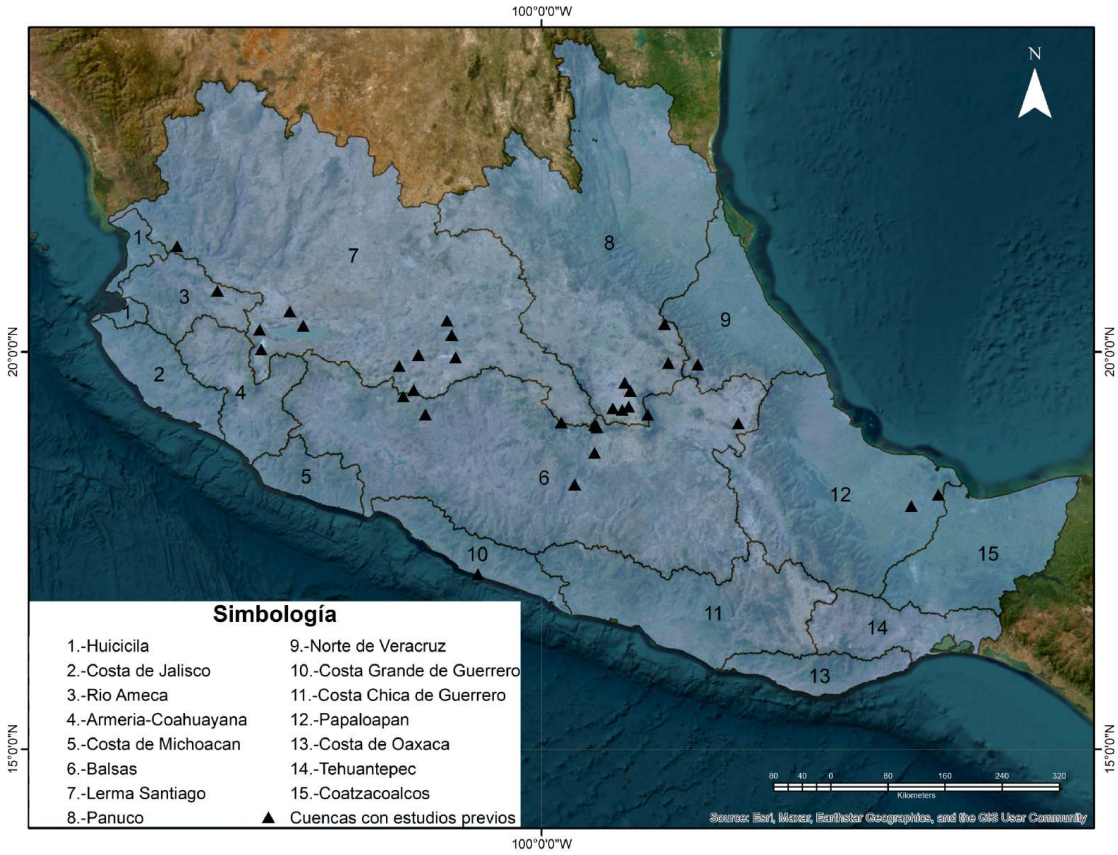


Figura 38.6. Ubicación de las cuencas del Centro-Sur de México, y las subregiones propuestas en el presente estudio (Figura de creación propia).

Cuencas de la región Sureste de México

La región del sureste de México abarca en su totalidad los estados de Yucatán, Quintana Roo, Campeche y Chiapas, y parte de los estados de Tabasco y Oaxaca. Cubre un área aproximada de 200 millones de km^2 y comprende las regiones fisiográficas de la Cordillera Centroamericana, Llanura Costera del Golfo Sur, Península de Yucatán, y las Sierras de Chiapas y Guatemala. La división hidrológica incluye 5 de las 38 regiones hidrológicas, una cuenca geohidrológica en su totalidad y dos de manera parcial. Esta región presenta climas de tipo Af (Tropical con lluvias todo el año), Cw (Templado con lluvias en verano), Am (Tropical con lluvias intensas en verano), Aw (Tropical con lluvias todo el verano) y Bs (seco estepario).

Con base en nuestro estudio, esta región se dividió en 5 subregiones denominadas como: Costa de Chiapas, Grijalva-Usumacinta, Yucatán Este, Yucatán Norte y Yucatán Oeste (Figura 38.7). Cada una de estas subregiones tiene al menos una cuenca sedimentaria del Cuaternario que haya sido estudiada previamente. De las 26 cuencas estudiadas hasta el momento, la información se concentra principalmente en la subregión Yucatán Norte.

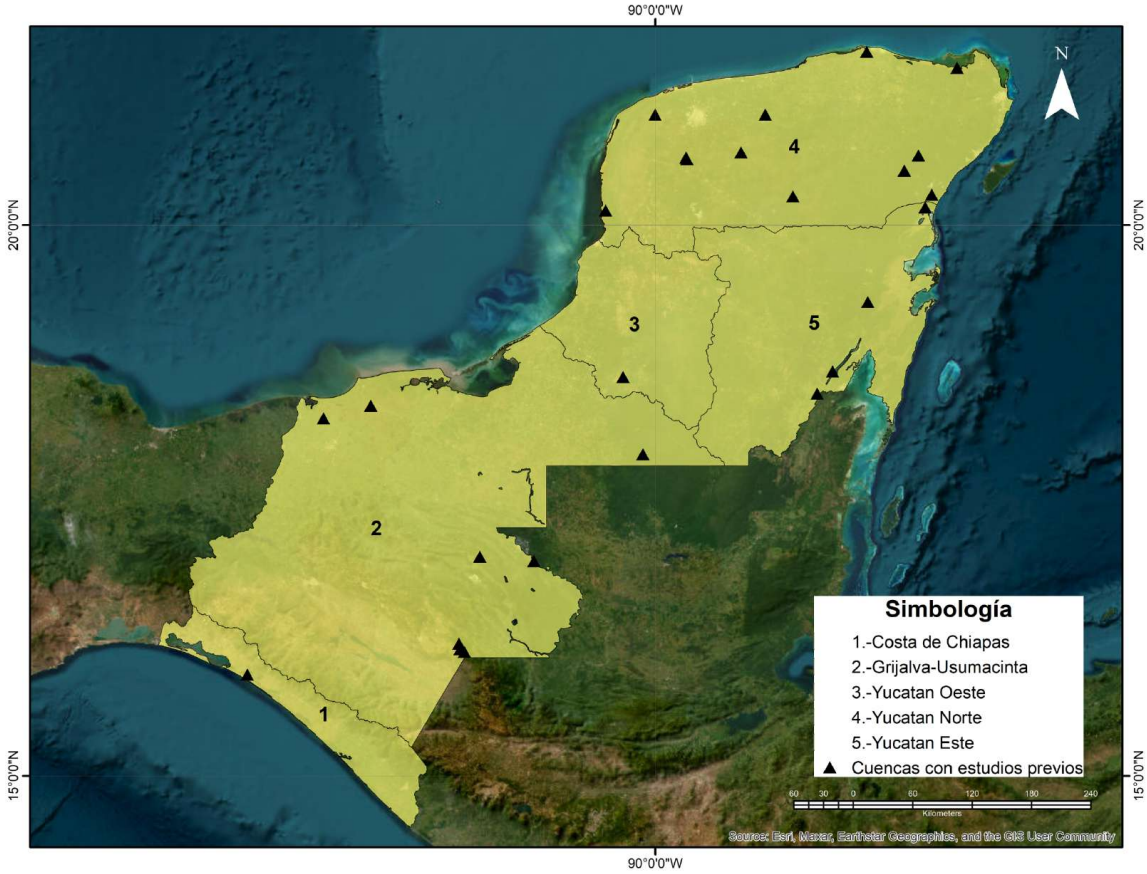


Figura 38.7. Ubicación de las cuencas del sureste de México, y las subregiones propuestas (Figura de creación propia).

38.5 Origen, clasificación e información general de las cuencas sedimentarias del Cuaternario en México

38.5.1 Definición

Vera Torres (1994) define una cuenca sedimentaria como un área definida geográficamente y con límites temporales coincidentes con el del inicio y final de la subsidencia. La evolución de una cuenca lacustre es evidente en procesos como su geometría y las tasas de acumulación de sedimentos que recibirá, lo cual se traduce en la resolución temporal que proporcionará dentro de un estudio paleoambiental (Cohen, 2003). Específicamente una cuenca lacustre es la respuesta de la naturaleza a dos fenómenos específicos: la existencia de una depresión cerrada topográficamente, y la presencia de agua (Cohen, 2003).

38.5.2 Origen

En las cuencas lacustres hay muchos procesos físicos, químicos y biológicos, que afectan directamente la depositación y conservación de los sedimentos que allí se encuentran (Cohen, 2003; Gray *et al.*, 2020). Como parte del ciclo hidrológico, la entrada (en forma de precipitación, escorrentía superficial, y descarga de acuíferos subterráneos) y salida de agua (por desborde superficial, evaporación, evapotranspiración de plantas, recarga de acuíferos y reacciones de hidratación) condicionarán directamente el nivel de agua de los lagos y, específicamente en el caso de cuencas cerradas, las hace actuar como indicadores de la precipitación, y pueden ser asociadas a eventos de cambio climático o antropogénico (Mason *et al.*, 1994). De igual manera, la profundidad a la que la luz alcanza a penetrar se encuentra directamente relacionada con la abundancia y diversidad de organismos que se desarrollarán, lo cual se verá directamente reflejado en el registro fósil (Butcher *et al.*, 2015). La turbulencia y mezcla interna de fluidos condicionará la resolución temporal máxima del registro lacustre, así como la variación lateral en tamaño de partículas y estructuras sedimentarias (Cohen, 2003; Woolway *et al.*, 2020).

38.5.3 Tipos de cuencas

Las cuencas sedimentarias pueden clasificarse según distintos criterios, definidos por la disciplina específica que las estudia y según atributos específicos de interés para su investigación. Dentro de estas clasificaciones, destacan el enfoque tectónico, la clasificación según la estructura y disposición de los estratos que la conforman (aporte sedimentario), y que se basa principalmente en el origen de la cuenca y el ambiente sedimentario en que se forma.

38.5.3.1 Clasificación tectónica

La clasificación más general de las cuencas sedimentarias se basa en criterios tectónicos (Vera Torres, 1994). Esta clasificación toma en cuenta el emplazamiento de la cuenca con respecto a los límites de placas, la naturaleza del sustrato cortical y el grado de deformación. Dentro de esta clasificación distinguimos:

- Cuencas intracratónicas: Se disponen dentro de una misma placa, y su sustrato es de corteza continental. Son formadas inicialmente por fallas normales, y se incluyen también las áreas ligeramente subsidentes, adyacentes a los continentes, con sustrato de corteza continental.
- Cuencas intraplaca oceánicas: Se localizan dentro de una misma placa, y su sustrato es corteza oceánica, se ubican en las partes más profundas de los océanos y su subsidencia es baja.
- Cuencas de rift: Cuencas originadas en los márgenes continentales, a partir de una fragmentación de la corteza continental por extensión, donde posteriormente se depositan sedimentos.
- Cuencas de plegamiento (antepaís e intramontañosas): Se relacionan con la colisión y formación de cordilleras de plegamiento, ya sea entre la nueva cordillera y el antiguo continente (cuencas de antepaís), o en áreas subsidentes de la nueva cadena (cuencas intramontañosas).
- Cuencas de fallas transcurrentes: Se encuentran en áreas con sustrato de corteza continental u oceánica, y se localizan en relación con regímenes transformantes.

En México, más del 90 % de las cuencas que se han estudiado pertenecen a la primera clasificación.

38.5.3.2 Clasificación con base en el aporte sedimentario

Existe una clasificación de cuencas con respecto a sus asociaciones de facies y condiciones estratigráficas, respaldada en criterios físicos, biológicos y químicos de sus sedimentos (Bohacs *et al.*, 2000). Esta clasificación se asocia directamente al potencial en la producción, almacenamiento o explotación de hidrocarburos en dichas cuencas, y toma en cuenta factores tectónicos y climáticos que, como se explicó previamente, contribuyen de manera considerable a sus procesos de formación.

Las cuencas pueden dividirse, de acuerdo con sus características estratigráficas, en tres tipos principales:

- Cuencas desbordadas (*overfilled*): Estas cuencas presentan asociaciones de facies de tipo fluvial o lacustre. Estratigráficamente presentan una mayor progradación de tipo lateral, y el aporte fluvial es máximo. Presentan un contenido bajo a moderado de TOC (Carbono Orgánico Total) y mezclas de querógeno de tipos I-III. Tienen contrastes verticales y laterales muy evidentes en las facies orgánicas. Pueden generar aceites bajos en sulfuros y gas natural, y los reservorios suelen desarrollarse en estratos altos de las zonas cercanas a las orillas. Sus biomarcadores dominantes son terrígenos.
- Cuencas de relleno equilibrado (*balanced-fill*): Las cuencas de relleno equilibrado tienden a acumular asociaciones de tipo lacustre profunda o fluctuantes. Estratigráficamente muestran progradación de sedimentos clásticos y agradación de sedimentos de tipo químico, como resultado de procesos de desecación. Presentan un contenido moderado a alto de TOC y predomina el querógeno de tipo I, aunque se pueden encontrar mezclas de tipos I-III cerca de las superficies de inundación. Sus facies orgánicas son relativamente homogéneas tanto vertical como lateralmente. Su potencial de generación se reduce en su mayoría al aceite, con aceites parafinados y bajos en sulfuros. Sus biomarcadores dominantes son de algas.

- Cuencas con sedimentación incompleta (*underfilled*): Estas cuencas acumulan asociaciones de secuencias evaporíticas. Estratigráficamente muestran geometrías deposicionales paralelas o subparalelas, con estratificación agradacional, a causa de procesos de máxima desecación, ciclos de sequía frecuentes y mínimo aporte fluvial. Presentan por lo general un contenido bajo de TOC, con algunos intervalos de mayor aporte, y desarrollan querógeno de tipo I. Las facies orgánicas son consistentes lateralmente y presentan mínimo contraste. Respecto a su potencial de hidrocarburos, pueden generar mayormente aceites parafínicos de medio a alto contenido de sulfuro. Sus marcadores son principalmente biomarcadores hipersalinos.

En México se cuenta con un gran número de cuencas desbordadas (~10 %), las cuales son de gran interés para la explotación de hidrocarburos, sin embargo, predominan las cuencas de relleno equilibrado (+60 %), y en menor medida las cuencas de sedimentación incompleta (~30 %).

38.5.3.3 Clasificación con base en origen y ambientes sedimentarios

Las cuencas lacustres, a partir de los distintos procesos que las forman, y de los ambientes sedimentarios donde se encuentran, se pueden dividir en once categorías (Hutchinson, 1957):

- Tectónicas. Cuencas formadas por fallas. Las cuencas lacustres más grandes, profundas y antiguas tienen ese origen. A su vez se subdividen en cinco categorías (Dickinson, 1974; Miall, 2000): cuencas de divergencia, cuencas de convergencia, cuencas de fallas transformantes, cuencas de colisión continental y cuencas cratónicas.
- Volcánicas. Cuencas por actividad volcánica. Tienden a ser cuencas profundas y de área reducida. Estas cuencas proporcionan los registros paleolimnológicos más largos. Existen principalmente de dos tipos: formados en cráteres volcánicos (lagos cráter y lagos mar) y formados en depresiones volcánicas (producidos principalmente por el colapso de calderas).
- De deslizamiento. Cuencas formadas por pozos de deslizamiento. Ocurren en terrenos montañosos, tienden a ser grandes, profundas y de registros

cortos, debido a la existencia de materiales no consolidados que dan origen al cierre de estas cuencas, tienden a ser inestables y desaparecer con facilidad (Cohen, 2003).

- Glaciares. Cuencas formadas en las depresiones erosivas provocadas por la existencia de un glaciar, frecuentemente rellenas con el agua producida por su derretimiento. Estas cuencas tienden a ser extensas y tener profundidades medias, de 10 m en promedio.
- De disolución. Se forman cuando superficies de caliza o minerales evaporíticos se colapsan sobre sistemas de cavernas kársticas. La mayoría de estas cuencas son muy pequeñas, con formas simples de embudo o rectilíneas cuando se asocian a sistemas de fallas, lo cual también condiciona la longevidad de este tipo de cuencas (Cohen, 2003).
- Fluviales. Cuencas formadas por procesos fluviales, donde el flujo de agua produce una cuenca cerrada topográficamente, ya sea mediante procesos erosivos o deposicionales y de subsidencia (Cohen, 2003). Del primer tipo de proceso se forman las albercas de inmersión (plunge pools), y del segundo se forman los lagos de planicie de inundación, los lagos de meandro, los lagos de agradación fluvial competitiva (que puede ser tanto sedimentaria como volcanoclástica) y los lagos de planicie de delta.
- Deflacionales. Estas cuencas se forman principalmente por acción del viento, puede ser por procesos de deflación, migración de dunas de arena o una combinación de ambos. Estas cuencas tienden a ser de poca profundidad, forma circular o elíptica y tienden a tener áreas pequeñas, menores a 1 km^2 (Cohen, 2003).
- Costeras. Estas cuencas se forman en cuerpos de agua adyacentes al océano, por procesos muy distintos y heterogéneos, como lo pueden ser el aumento en el nivel del agua y la regresión oceánica, bloqueo en el drenaje por estructuras sedimentarias como las islas de barrera, y dunas de arena. Estos lagos tienden a tener una profundidad baja, inferior a los 6 m (Cohen, 2003).
- Orgánicas. Estas cuencas se forman por la acción de flora o fauna, principalmente por acumulación de materia orgánica, que cierra una depresión topográfica abierta, la cual se rellena de agua. Son poco comunes y tienden a tener áreas pequeñas, un ejemplo son los lagos formados por corales o por presas de castores.

- De impacto meteorítico. Cuencas formadas en cráteres de impacto de meteoritos. Tienden a almacenar registros largos y de alta resolución. Su superficie varía ampliamente, dependiendo del tamaño del objeto que impacta (Cohen, 2003).
- Antropogénicas. Las cuencas artificiales son creadas como almacenes de agua para fines de consumo humano, sin embargo, tienden a registrar las condiciones ambientales de la misma manera que las cuencas naturales. La principal diferencia en estos registros corresponde a la extensión temporal, mientras que muchos lagos naturales contienen información desde inicios del Pleistoceno, la creación de estas cuencas artificiales se volvió un fenómeno a partir del siglo XX (Cohen, 2003).

En general, la mayoría de los lagos, y los más grandes, están dentro de tres de las categorías anteriores: lagos glaciales, tectónicos o fluviales (Cohen, 2003; Johnson, 1984). En México, el 70.5 % de las cuencas lacustres corresponden a cuencas de origen tectónico, y casi el 20 % tienen origen volcánico.

38.5.4 Estudio de casos representativos de cada región de México

A continuación, se realiza una comparación cualitativa de tres cuencas lacustres representativas de cada una de las regiones propuestas en la República Mexicana: para la región Norte se presenta la cuenca de Babícora; para la región Centro-Sur la cuenca del lago de Pátzcuaro; y para la región Sureste del país la cuenca Punta Laguna. Los casos de estudio se seleccionaron considerando los siguientes criterios: a) las cuencas se encuentran en las subregiones que tienen mayor número de casos de estudios de su respectiva región, y b) representan los casos con más diversidad de estudios realizados hasta el momento. Con base en lo anterior, se puede sugerir que a pesar de que es difícil realizar interpretaciones a gran escala a partir de los registros, estos casos pueden brindar información más clara y detallada para su respectiva subregión. Esta selección permite entonces obtener una visión integrativa de las características físicas, hidrológicas, geológicas, paleontológicas y estructurales, así como una visión contrastante dentro del contexto de las distintas regiones y procesos específicos de su extensión temporal (Tabla 38.3).

Tabla 38.3. Datos generales relacionados con los tres casos de cuencas analizados como ejemplo representativo de cada región propuesta para la República Mexicana.

Cuenca/ Característica	Babícora	Pátzcuaro	Punta Laguna
Tipo de cuenca	Tectónica – Intracratónica – De relleno equilibrado	Volcánica– intracratónica – de relleno equilibrado	De disolución – Intracratónica – de sedimentación incompleta
Región	Norte	Centro-Sur	Sureste
Subregión	El Salado	Lerma Santiago	Yucatán Norte
Área aprox.	1860 km^2	900 km^2	0.9 km^2
Extensión Temporal	80 000 años	48 000 años	4 000 años
Observaciones particulares	Restos fósiles de ostrácodos	Origen volcánico, vestigios prehispánicos, restos fósiles	Fósiles de ostrácodos y gasterópodos, restos prehispánicos
Estudios realizados	Magnetismo de rocas Paleoclimas Paleoambientes Paleoecología Paleohidrología Estratigrafía	Cambio climático Antropización Arqueología Ecología Contaminación Paleoambientes	Conservación de la fauna Geoquímica Paleoclimas Hidroclimatología Arqueología Paleoambientes

38.5.4.1 Norte de México: Cuenca Babícora

La cuenca de Babícora se encuentra en la parte occidental del estado de Chihuahua, limitada al norte por la Sierra de Chalchihuites y el cerro Sombreretillo, al este por la Sierra Grande, al oeste por la Sierra Madre Occidental, al sur y suroeste por la sierra de la Cebolla, los cerros la Concha, el Venado y la Copa (CONAGUA, 2024). Se localiza en las coordenadas 29°19'N, 107°49'W, es una cuenca de forma alargada, con su eje mayor en dirección norte-sur, conformada por una serie de cuerpos más pequeños, que se unen conforme aumenta el aporte hídrico. Cubre un área de aproximadamente 1,860 km^2 (Figura 38.8).

La cuenca ha sido estudiada con diversos enfoques, siendo los más representativos los estudios de magnetismo de rocas (Urrutia Fucugauchi *et al.*, 1997),

paleoclimas y paleoambientes (Chavez-Lara, 2018; J. R. Ortega-Ramírez *et al.*, 1998; Palacios-Fest *et al.*, 2002; Romero-Mayén *et al.*, 2016), paleoecología (Chávez Lara *et al.*, 2012; Romero-Mayén *et al.*, 2016) paleohidrología (Metcalfe *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2013), y estratigrafía (J. Ortega-Ramírez, 1995).

En lo relativo a su evolución geológica, la cuenca de Babícora se formó a partir de procesos tectonovolcánicos durante el Paleógeno-Cuaternario (J. R. Ortega-Ramírez *et al.*, 1998), y se encuentra estrechamente relacionada con los procesos orogénicos de la formación de la Sierra Madre Occidental, generada por una serie de esfuerzos tensionales y posteriormente cubierta por alternancias de derrames de lava y tobas (Figura 38.8), producto del vulcanismo Oligocénico-Miocénico. Posterior a eso ocurrió un periodo de fallamiento normal longitudinal y un periodo erosivo, y la cuenca se volvió endorreica y se incorporó al sistema de drenaje del río Santa María. A finales del Pleistoceno ocurrieron una serie de eventos volcánicos que terminaron por desligar la cuenca Babícora y formaron pequeños valles y la laguna Chalchihuites (CONAGUA, 2024).

Respecto a su geología, se encuentra conformada por rocas volcánicas del Paleógeno y el Neógeno, entre las que existen tobas riolíticas y andesíticas, intercaladas con depósitos lacustres, seguidas por una discordancia erosional, a la que cubren depósitos de abanicos aluviales y gravas del Cuaternario, cubiertas por rocas basálticas y depósitos recientes. Estructuralmente la zona se encuentra dominada por un sistema de grabens y horsts con una orientación preferencial NW-SE, donde las partes elevadas corresponden a la Sierra de Chalchihuites y la Sierra Grande, y el graben a la cuenca de Babícora (CONAGUA, 2024).

Los sedimentos de la cuenca Babícora presentan una granulometría primordialmente limosa y limoarenosa con un contenido micropaleontológico representado por cinco especies de ostrácodos bien preservados, representados por *Candona patzcuaro, Limnocythere ceriotuberosa, Limnocythere bradburyi, Limnocythere platyforma* y *Cypridopsis vidua*, que sugieren un aumento en la salinidad y temperatura desde hace 72 ka y hasta la actualidad (Chávez Lara *et al.*, 2012).

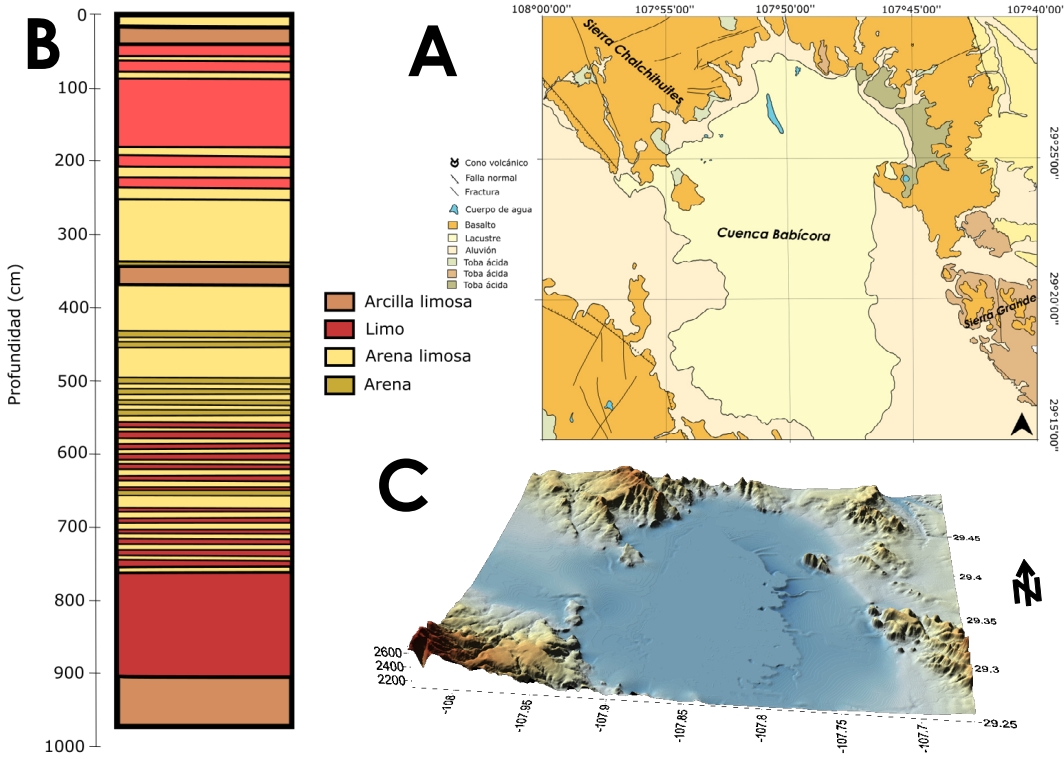


Figura 38.8. A. Mapa estructural de la cuenca, mostrando los principales volcanes existentes en la región, y las alineaciones más sobresalientes (modificado de Metcalfe et al., 2002), con información de (INEGI, 1978). B. Columna estratigráfica representativa de los sedimentos obtenidos de la cuenca (modificado de (Israde-Alcántara *et al.*, 2005) C. Modelo tridimensional mostrando la morfología de la cuenca sedimentaria de Pátzcuaro (modificado de (Robles-Camacho *et al.*, 2010) con información de (INEGI, 2024).

38.5.4.2 Centro-Sur de México: Lago de Pátzcuaro

La cuenca de Pátzcuaro se encuentra limitada geológicamente por las Sierras de Comanja, Ziriate, Tigre, Santa Clara, Tingambato, Nahuatzen, Pichátaro y Tarasca (CONABIO, 2024). Se localiza en las coordenadas 19°36'N 101°39'W, tiene una forma de "c" orientada en dirección NE-SW, y cubre un área de aproximadamente 900 km^2. La superficie del cuerpo de agua actual es de cerca de 100 km^2 (RMC, 2024), (Figura 38.9).

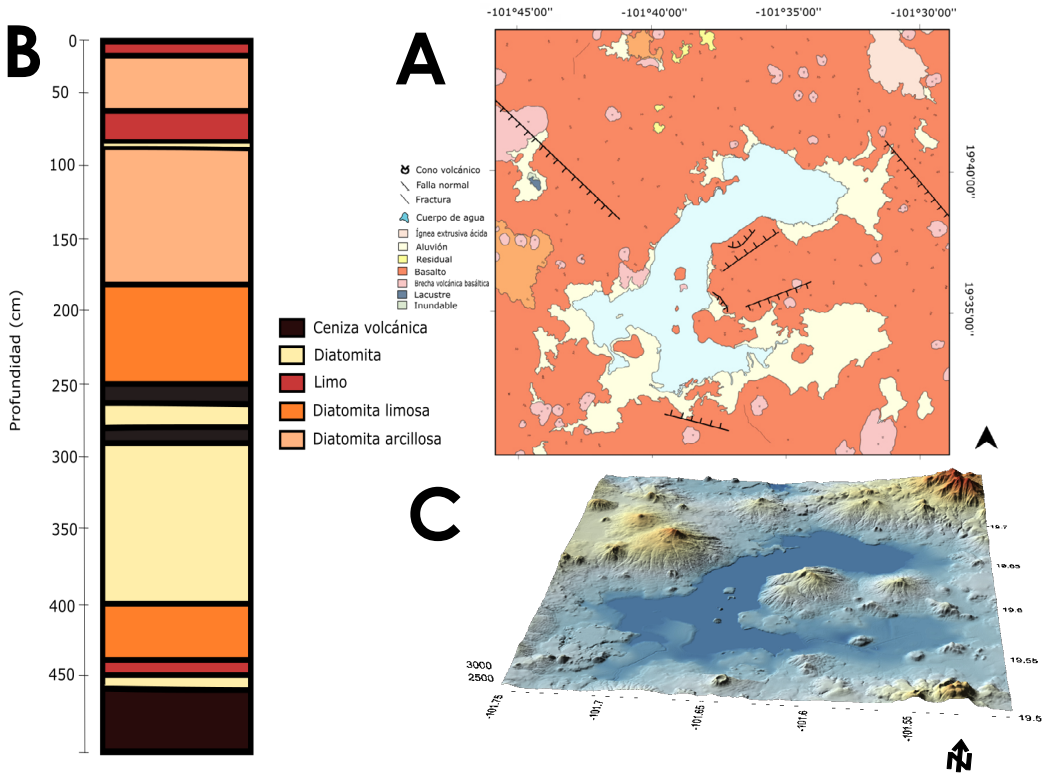


Figura 38.9. A. Mapa estructural de la cuenca, mostrando los principales volcanes existentes en la región, y las alineaciones más sobresalientes (modificado de Metcalfe *et al.*, 2002) con información de INEGI, 1981). B. Columna estratigráfica representativa de los sedimentos obtenidos de la cuenca (modificado de (Chavez-Lara, 2018) C. Modelo tridimensional mostrando la morfología de la cuenca sedimentaria de Pátzcuaro (modificado de (CONAGUA, 2024) con información de (INEGI, 2024).

Esta cuenca ha sido estudiada desde distintas disciplinas donde se ha tratado la diversidad de especies endémicas (Aparicio *et al.*, 2018), la influencia antrópica en el cambio climático (Fisher *et al.*, 2003; Metcalfe y Davies, 2007; O'Hara, 1996; Platt Bradbury, 2000; Street-Perrott *et al.*, 1989), y dinámicas de ocupación prehispánica (Rebnegger, 2010).

La evolución geológica de la cuenca se encuentra relacionada con la evolución de la Faja Volcánica Transmexicana, asociada con la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa norteamericana, originando el arco volcánico. Específicamente la cuenca sedimentaria corresponde a una cuenca intermontañosa asociada al cierre del drenaje por vulcanismo en la región. La cuenca sedimentaria se ha interpretado como perteneciente a un sistema de cuenca abierta, formando un sistema hidrológico continuo desde el lago de Zirahuén, Pátzcuaro y Cuitzeo,

llegando como tributario al río Lerma. Posteriormente, debido a procesos tectónicos, las cuencas se aislaron y formaron cuencas cerradas (CONABIO, 2024). La litología de la región se encuentra conformada entonces por rocas de origen volcánico, principalmente basaltos y andesitas del Cenozoico (CONABIO, 2024).

Geológicamente, el basamento del lago de Pátzcuaro está conformado por andesitas del Mioceno, derivadas de volcanes en semiescudo, así como ceniza, gravas y brechas de aproximadamente 700 ka, derivadas de las erupciones del volcán El Metate (Israde-Alcántara *et al.*, 2005). Estructuralmente la región presenta una serie de fallas normales y fracturas en una orientación preferencial NW-SE, aunque se presentan también algunos alineamientos menores en dirección NE-SW.

Los depósitos y materiales asociados con el ambiente lacustre se dividen en tres unidades: 1) depósitos lacustres de aguas abiertas, que contienen diatomitas, alternadas con arcillas, lapilli y ceniza volcánica; 2) sedimentos lacustres expuestos a regresiones que contienen una serie de sedimentos de manglar, paleosuelos y depósitos coluviales del Holoceno tardío; 3) paleosuelos terrígenos y suelos modernos, intercalados con productos piroclásticos alterados (Israde-Alcántara *et al.*, 2005).

38.5.4.3 Sureste de México: Punta Laguna

La cuenca de Punta Laguna se encuentra localizada en el límite entre los estados de Yucatán y Quintana Roo, en las coordenadas 20°39'N, 87°38'W. Tiene una forma alargada con su eje mayor en dirección ESE-WNW, presenta una longitud máxima de 1.9 km, y un ancho máximo de 750 m (Castillo *et al.*, 1991). Cuenta con tres sectores de diferente profundidad, que varían desde los 2 a los 20. Punta Laguna se considera un lago kárstico tropical en buenas condiciones geohidrológicas, que ha experimentado baja influencia antrópica en su evolución hidroquímica (Cejudo *et al.*, 2020) (Figura 38.10).

Esta región ha sido objeto de numerosos estudios centrados en la conservación de especies (Gibson *et al.*, 2008; Ramos-Fernández, 2005; Ramos-Fernandez *et al.*, 2013; Ramos-Fernández y Ayala-Orozco, 2003), sus características

hídrogeológicas (Cejudo *et al.*, 2020), su registro paleoclimático (Curtis *et al.*, 1996; Escobar *et al.*, 2010; Lozano-García *et al.*, 2007; Medina-Elizalde *et al.*, 2010) y aspectos culturales prehispánicos (deMenocal, 2001; Hodell *et al.*, 2007; Medina-Elizalde y Rohling, 2012).

La evolución geológica de la región se encuentra asociada con la de la Península de Yucatán, la cual se ha caracterizado por ser una plataforma carbonatada con diversos episodios de emersión a lo largo de su historia. La litología de la región se caracteriza por presentar rocas evaporíticas del Cretácico inferior al Eoceno, y rocas calcáreas del Mioceno-Plioceno (López Ramos, 1975) Estructuralmente la región se caracteriza por la presencia de alineamientos asociados a algunas fracturas con dirección NE-SW.

Estratigráficamente, la cuenca de Punta Laguna se compone por sedimentos limo-arenosos laminados y carbonatos, intercalados con intervalos ricos en materia orgánica. Paleontológicamente presenta microfósiles en altas concentraciones representados por gasterópodos Pyrgophorus coronatus y ostrácodos Cytheridella ilosvayi (Brenner *et al.*, 2003; Escobar *et al.*, 2010).

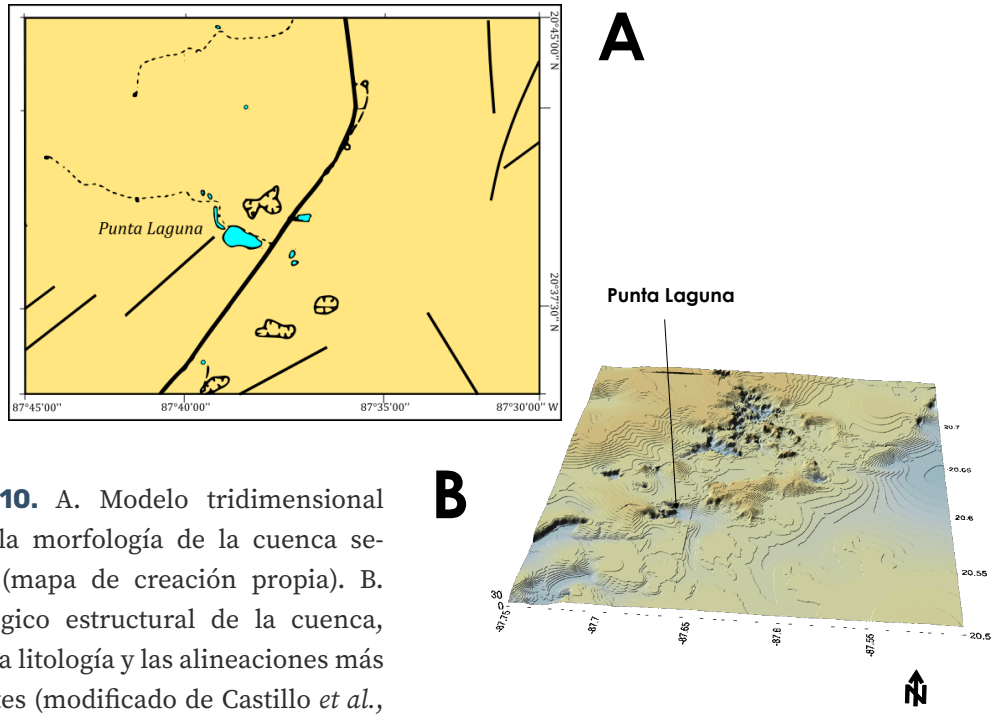


Figura 38.10. A. Modelo tridimensional mostrando la morfología de la cuenca sedimentaria (mapa de creación propia). B. Mapa geológico estructural de la cuenca, mostrando la litología y las alineaciones más sobresalientes (modificado de Castillo *et al.*, 1991, con información de (INEGI, 1983)).

38.6 Consideraciones Finales

En la mayoria de las cuencas del Cuaternario, el estudio se ha enfocado con estudios paleolimnológicos en general, o reconstrucciones paleoambientales (Binford *et al.*, 1983; Davis, 1990), con un enfoque a variables climáticas externas a la cuenca lacustre. Los paleolimnólogos tienen una variedad de técnicas y métodos para obtener información ambiental a través de indicadores, también llamados proxies, encontrados en los lagos (Axford *et al.*, 2011; Cohen, 2003; Lone *et al.*, 2018).

El método más común de obtención de información paleolimnológica es la nucleación: obtención de columnas de sedimentos que se extienden en una dirección: a profundidad, y cuya extensión lateral dependerá del diámetro de la barrena con la que se perfora (Thurow *et al.*, 2009). La principal ventaja de este método es la facilidad de obtener núcleos de sedimento de grandes profundidades, lo que mejora la resolución temporal del registro a analizar, sin embargo, la obtención unidireccional de los datos limita el estudio de la variabilidad temporal de los registros lacustres (Cohen, 2003, 2012; Wilke *et al.*, 2016). Este método es sumamente utilizado para el estudio de lagos y paleolagos, y representa el método predilecto de muestreo en los estudios realizados en México, representando aproximadamente el 90 % del total de estudios.

El método de trincheras tiene también una gran predominancia en los estudios paleolimnológicos, ya que permite obtener muestras mucho mayores, al no estar restringidos por un diámetro definido como en el método de núcleos, y realizar reconstrucciones bidimensionales o incluso tridimensionales de las condiciones en los registros de la cuenca (Cohen, 2003). Este método es aplicable a paleolagos o zonas emergidas en lagos actuales, y se ha realizado en casi un 8 % de los estudios de México. La mayor desventaja en este tipo de muestreo es la susceptibilidad de los sedimentos de ser afectados por los elementos, al encontrarse expuestos, y de haber comenzado procesos diagenéticos o pedogenéticos ajenos a su evolución en la cuenca lacustre (Cohen, 2003).

Los métodos geomorfológicos se encuentran más relacionados con el estudio de las paleolíneas lacustres, formadas por procesos erosionales y deposicionales

durante su historia. Cuando el nivel de agua baja es posible estudiarlas en la superficie, y mientras se encuentran sumergidas pueden ser analizadas por batimetría. La medición de su elevación y otras características geomorfológicas permiten interpretar la preservación de la continuidad lateral de una cuenca lacustre, y en menor medida datar niveles lacustres no representados en los sedimentos del interior de la cuenca (Cohen, 2003; East *et al.*, 2022; Kashiwaya, 2017; Mason *et al.*, 1994). De manera similar, los métodos geofísicos como la paleosismología, el radar de penetración de suelo (GPR) o la modelación matemática de los procesos lacustres, proporcionan información específica a un número de parámetros dentro de la dinámica de las cuencas, lo cual es de utilidad al contrastarlo con información de otros indicadores (Cohen, 2003). Este método ha tenido pocas aplicaciones en México, constituyendo menos de un 2 % de los estudios paleoambientales.

El cambio climático en las cuencas lacustres puede ser interpretado principalmente de dos maneras: a través de efectos directos e indirectos encontrados en los registros (Smol *et al.*, 1991). Los efectos directos son registros de cambio en las especies como respuesta a cambios en la temperatura de la cuenca, mientras que los efectos indirectos se refieren a registros de cambios bióticos como respuesta a cambios climáticos, distintos a la temperatura, en los procesos lacustres. Es posible hacer inferencias directas acerca de cambios en la temperatura al conocer las tolerancias térmicas de especies de fauna acuática, mientras que registros de abundancia de microfósiles como diatomeas, ostrácodos o gasterópodos pueden indicar de manera indirecta fluctuaciones en el nivel del agua y variaciones de salinidad. Cambios en el grosor de sedimentos laminados pueden indicar efectos indirectos de forzadores climáticos como ENSO (El Niño Oscilación del Sur). Estos factores permiten responder preguntas acerca de condiciones ambientales del pasado, y son comúnmente referidos en la literatura como proxies: sustitutos de una medición directa de la variable original que los ocasionó. Aunque el término es de uso más cotidiano, es más correcto referirse a ellos como indicadores de condiciones paleoambientales, dado que no se trata de representaciones exactas de las condiciones ambientales de la cuenca, pues existen numerosos procesos dentro de la dinámica lacustre que pueden afectar estos parámetros, tanto benéficos como perjudiciales para la reconstrucción paleoambiental (Cohen, 2003; Talento *et al.*, 2019).

Dentro de dichos indicadores paleoambientales derivados de análisis paleolimnológicos, puede hacerse una distinción con respecto al parámetro o conjunto de parámetros utilizados para la interpretación paleoclimática. Así, estos indicadores, que por convención se suelen llamar proxies, pueden ser:

- Sedimentológicos
- Geoquímicos
- Paleoecológicos
- Geofísicos

Los indicadores sedimentológicos hacen uso de análisis texturales de litofacies, los cuales pueden ser tanto en afloramiento (método de trinchera), a lo largo de un núcleo o a escala microscópica, de los cuales se obtienen las propiedades litológicas, mineralógicas y geofísicas de los sedimentos lacustres. La sedimentación en las cuencas, condicionada a interacciones entre la geología de la cuenca, el clima, las condiciones tectónicas, la circulación interna del agua y la productividad orgánica, provoca variabilidad en las litofacies de los depósitos lacustres. Entre los indicadores sedimentológicos destacan los de carbonatos, que dan información importante sobre la actividad y productividad biológica en la cuenca y la profundidad del agua. Además, los depósitos de cuencas abiertas o pelágicos proporcionan los registros más continuos y de alta resolución, muy frecuentemente presentan varvas, registrando eventos subanuales. Las variaciones en la tasa de deposición, disolución y condiciones del fondo lacustre afectan la calidad de estos registros, que muchas veces muestran cambios cíclicos de facies en varias escalas, indicativas de cambios en la productividad, nivel de agua del lago, y clima (Cohen, 2012; East *et al.*, 2022). La mayoría de los estudios paleolimnológicos con enfoque paleoambiental que se realizan en México se apoyan en un análisis sedimentológico detallado para interpretar los paleoclimas de las cuencas estudiadas.

Los indicadores geoquímicos constituyen evidencias de distintas composiciones tanto isotópicas, como elementales o moleculares, en los sedimentos lacustres, aunque para ser interpretadas de manera correcta es importante conocer la dinámica específica de la cuenca y todos los procesos tanto predeposicionales como diagenéticos que podrían estar afectando el registro geoquímico (Cohen, 2003; Lone *et al.*, 2018). En los lagos de agua dulce, se realizan perfiles de elementos

mayores, tales como el Na, K, Si y Al, que proporcionan información sobre la intensidad del intemperismo en la cuenca. El Al también puede dar información sobre la evolución de los niveles de pH, mientras que el Si biogénico, especialmente el proveniente de diatomeas, indica paleoproductividad (Cohen, 2003) Por otra parte, las concentraciones de Ca, Mg y Sr muy frecuentemente analizadas en fósiles de ostrácodos y moluscos proporcionan información valiosa acerca de la paleotemperatura y paleosalinidad de la cuenca (Cohen, 2003). Para el estudio de los contaminantes en la cuenca y la atmósfera, se realizan perfiles de metales traza, más específicamente Pb y Hg. Para entender el aporte de materia orgánica a la cuenca, y el origen de este, se estudian los registros de TOC (Carbono Orgánico Total), relación de carbono y nitrógeno (C/N) y pirólisis rock-eval: indicadores indirectos de la productividad dentro de la cuenca y el clima general (Cohen, 2003; Meyers, 1997). Los isótopos de oxígeno y carbono ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) en carbonatos lacustres son fuentes importantes de información en paleotemperatura, razones de precipitación/evaporación (P/E) y productividad lacustre pasada. Los isótopos $\delta^{13}C$ y $\delta^{15}N$ en la materia orgánica lacustre ayudan a detallar la información acerca de densidad de nutrientes y paleoproductividad (Cohen, 2003; Lone *et al.*, 2018). Los indicadores geoquímicos están presentes en el 62 % de los estudios realizados en cuencas lacustres en México.

Los indicadores paleoecológicos engloban el conjunto de técnicas de interpretación de rastros fósiles en depósitos lacustres, para lo cual es necesario comprender la interacción ecológica de los organismos con su ambiente y las maneras en que esto puede expresarse según la escala temporal y espacial (Cohen, 2003). Debido a esto, las inferencias de cambio paleoambiental a partir de fósiles pueden ser de tipo cualitativo, semi cuantitativo o cuantitativo. Los métodos cuantitativos comprenden la identificación de variables ambientales que presentan una fuerte correlación con cambios en especies, y la creación de funciones de transferencia que realicen el proceso inverso: calcular condiciones paleoambientales a partir de un conjunto de especies (Cohen, 2003; Iglesias *et al.*, 2015). De manera más especializada, y tomando en cuenta las condiciones específicas de cada cuenca, se realizan interpretaciones paleoclimáticas con respecto al contenido fósil de especies que se han llegado a considerar indicadores indirectos: las cianobacterias proporcionan información sobre el nivel y salinidad del lago; las diatomeas permiten reconstruir parámetros tales como pH, salinidad,

carga de nutrientes, temperatura y nivel del agua; el polen fósil registra la vegetación local y regional de la cuenca; los foraminíferos se asocian a lagos costeros o salinos; los ostrácodos son especialmente sensibles a variaciones en la química del agua; fósiles de quironómidos indican de manera indirecta condiciones de aridez; los fósiles de moluscos son útiles para interpretar la zonación de hábitat lacustres y niveles de agua; los peces fósiles son más útiles en interpretar paleotemperaturas e interconexiones entre cuencas. Los indicadores paleoecológicos en México se utilizan en un 74 % de todos los estudios paleolimnológicos.

Los indicadores geofísicos son los menos aplicados en los estudios paleolimnológicos en México (~5 %), posiblemente por ser indicadores menos directos que las tres categorías anteriores, que aportan información sumamente específica y más difícil de generalizar. La resistividad eléctrica como indicador de la litología (Bücker *et al.*, 2017) de una cuenca, y la saturación de agua de sus sedimentos, se ha correlacionado con cierto número de variables sedimentológicas para la interpretación paleoambiental. La paleosismología ha proporcionado evidencia de eventos volcánicos y sísmicos que modifican el aporte de material y, por lo tanto, la dinámica de la cuenca dentro de un periodo de tiempo (Garduño-Monroy *et al.*, 2009) El indicador más utilizado (23 %) en los estudios de cuencas mexicanas el magnetismo de rocas, que evalúa la susceptibilidad magnética de los componentes de una secuencia sedimentaria, cuyos valores posteriormente se relacionan a otras variables sedimentológicas, como el tamaño de grano o la mineralogía magnética de los sedimentos en distintos estratos (Morales *et al.*, 2019).

Los estudios cuyas interpretaciones se basan en un solo proxy tienen, evidentemente, un gran número de limitaciones en cuanto a la precisión y alcance regional que pueden proporcionar (Sweeney *et al.*, 2018; Wilke *et al.*, 2016). Es por ello que los enfoques multiproxy son de gran utilidad para la identificación de tendencias ambientales específicas, y han sido cada vez más utilizados en los estudios de cuencas del Cuaternario (Li *et al.*, 2010). La asociación de un mayor número de indicadores paleoclimáticos permite la creación de modelos que relacionen con una mayor robustez estadística las condiciones climáticas con los proxies, sin embargo, para ello es necesaria la estandarización de la información, que pueda ser sistematizada e introducida a modelos de reconstrucción y, en un fin último, modelos de proyección (Janson y Rajaratnam, 2014).

38.7 Conclusiones

El estudio de las cuencas del Cuaternario en México revela un diverso y extenso registro paleoambiental y paleoclimático que abarca miles de años, respaldando la importancia de una clasificación regional estandarizada que permita una mejor comparación y entendimiento de estos datos. A pesar de los esfuerzos realizados en diferentes regiones, gran parte del potencial de estas cuencas sigue sin ser explorado, lo que brinda un panorama amplio para la realización de investigaciones en el futuro, sin embargo, muchas de estas regiones aún son de difícil acceso, siendo ésta una de las causas de los vacíos de información geológica reciente a nivel nacional.

La sistematización en la información geológica constituye un paso esencial para el entendimiento de la información paleoambiental a nivel regional, que permita una comprensión más profunda de las interacciones entre factores climáticos y geológicos. En el presente trabajo se presenta una propuesta para la clasificación de las cuecas del Cuaternario en México, en tres regiones Norte, Centro-Sur y Sureste, 37 subregiones, así como 120 cuencas paleoclimáticas a nivel nacional.

Se presenta también un ejemplo de cuenca para cada una de las tres regiones propuestas para la República Mexicana (Babícora, Pátzcuaro y Punta Laguna), con información de indicadores sedimentológicos, geoquímicos y paleoecológicos, que brindan información geológica con datos sobre las condiciones paleoambientales de las mismas.

38.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. La división geográfica de las cuencas de México hecha por Metcalfe y colaboradores (2000), se basa principalmente en:

   a) Los patrones climáticos
   b) La cantidad de estudios disponibles
   c) Las regiones geohidrológicas
   d) Todas las anteriores

2. ¿En cuál subregión de la región Norte de México se concentra la mayor cantidad de información sobre cuencas estudiadas?

   a) Mapimí
   b) Cuencas Cerradas del Norte
   c) Río Colorado
   d) Baja California Noroeste

3. ¿En qué subregión de la región Centro-Sur de México se concentra la mayor cantidad de información sobre cuencas estudiadas?

a) Armería Coahuayana
b) Costa Chica de Guerrero
c) Lerma-Santiago
d) Costa de Jalisco

4. ¿En cuál subregión de la región Sureste de México se concentra la mayor cantidad de información sobre cuencas estudiadas?

a) Grijalva-Usumacinta
b) Yucatán Oeste
c) Yucatán Norte
d) Costa de Chiapas

5. ¿Cuál es el objetivo principal de los estudios paleolimnológicos mencionados en el texto?

a) Evaluar la biodiversidad de los lagos.
b) Reconstrucción paleoambiental.
c) Medición de la contaminación en cuencas lacustres.
d) Estudio de los procesos diagenéticos en los sedimentos.

6. ¿Cuál es la principal ventaja del método de nucleación?

a) Permite obtener núcleos de sedimento de grandes profundidades.
b) Facilita la obtención de muestras tridimensionales.
c) Protege los sedimentos de procesos diagenéticos.
d) Ofrece reconstrucciones paleoambientales inmediatas.

7. ¿Qué desventaja presenta el método de trincheras?

a) Restricción del diámetro de la muestra.
b) Susceptibilidad de los sedimentos a ser alterados.
c) Imposibilidad de realizar reconstrucciones bidimensionales.
d) Baja resolución temporal del registro.

8. ¿Cuál de los siguientes es un indicador sedimentológico mencionado en el texto?

a) Análisis de fósiles de ostrácodos.
b) Isótopos de oxígeno y carbono.
c) Depósitos de carbonatos.
d) Funciones de transferencia.

9. ¿Qué se puede inferir de los fósiles de diatomeas según el texto?

a) Cambios en la paleoproductividad y nivel del agua.
b) Aumento en la paleotemperatura.
c) Evolución de la fauna terrestre.
d) Alteraciones químicas en la cuenca.

10. ¿Cuál es una ventaja del enfoque multiproxy en estudios paleolimnológicos?

a) Mayor facilidad en la obtención de muestras.
b) Reducción del número de proxies necesarios para el análisis.
c) Creación de modelos con mayor robustez estadística.
d) Incremento en la precisión de las mediciones directas.

11. ¿Cuál de los siguientes indicadores paleoecológicos se asocia con la reconstrucción de niveles de salinidad en lagos?

a) Foraminíferos.
b) Polvo atmosférico.
c) Diatomeas.
d) Peces fósiles.

12. ¿A qué tipo de cuenca corresponde la cuenca de Babícora?

a) Volcánica - intracratónica - de relleno equilibrado
b) Tectónica - Intracratónica - De disolución
c) Tectónica - Intracratónica - De relleno equilibrado
d) De disolución - Intracratónica - De sedimentación incompleta

13. ¿A qué subregión pertenece a la cuenca de Pátzcuaro?

a) Lerma Santiago
b) Yucatán Norte
c) El Salado
d) Río Santa María

14. ¿Cuál de las siguientes es una característica geológica de la cuenca de Babícora?

a) Compuesta por rocas carbonatadas
b) Estructura dominada por fallas normales y fracturas NE-SW
c) Formación relacionada con procesos tectonovolcánicos del Paleógeno-Cuaternario
d) Rocas derivadas del vulcanismo reciente en el Holoceno

15. ¿Qué tipo de fósiles son comunes en los sedimentos de Punta Laguna?

a) Fósiles de grullas y gansos
b) Ostrácodos y gasterópodos
c) Diatomeas y cenizas volcánicas
d) Mamíferos paleozoicos

16. ¿Qué región de México está representada por la cuenca de Punta Laguna?

a) Norte
b) Centro-Sur
c) Sureste
d) Occidente

17. ¿Qué tipo de estudios se han realizado en la cuenca de Babícora?

a) Cambio climático, arqueología y contaminación
b) Magnetismo de rocas, paleoclimas y paleoecología
c) Geoquímica, conservación de fauna y arqueología
d) Hidroclimatología, contaminación y paleosuelos

18. ¿Qué evento geológico contribuyó a la formación de la cuenca de Babícora?

a) Subducción de la placa de Cocos
b) Erupciones volcánicas en el Holoceno
c) Fallamiento normal longitudinal y un periodo erosivo
d) Formación de plataformas carbonatadas

19. ¿Qué zonas de México han sido el foco de los estudios paleoambientales y paleoclimáticos más recientes?

a) La Sierra Madre Occidental y el Golfo de México
b) La Faja Volcánica Transmexicana y la península de Yucatán
c) El Desierto de Sonora y la península de Baja California
d) La Sierra Madre Oriental y la costa del Pacífico

20. ¿Qué información pueden proporcionar los métodos geomorfológicos en paleolimnología?

a) Variabilidad en la tasa de deposición.
b) Continuidad lateral de una cuenca lacustre.
c) Composición isotópica de sedimentos.
d) Niveles de contaminación atmosférica.

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	b)	6.	a)	11.	c)	16.	c)
2.	b)	7.	b)	12.	c)	17.	b)
3.	c)	8.	c)	13.	a)	18.	c)
4.	c)	9.	a)	14.	c)	19.	b)
5.	b)	10.	c)	15.	b)	20.	b)

38.9 Bibliografía

Aparicio, Á., Mercado, I. E., Ugalde, A. M., Gaona-Murillo, E., Butterfield, T., & MacIp-Ríos, R. (2018). Ecological Observations of the Mexican Mud Turtle (Kinosternon integrum) in the Pátzcuaro Basin, Michoacán, México. *Chelonian Conservation and Biology, 17*(2), 284–290. https://doi.org/10.2744/CCB-1305.1

ArcGIS Pro 3.3. (2024a). *Dissolve (Data Management).* https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/data-management/dissolve.htm

ArcGIS Pro 3.3. (2024b). *Intersect (Analysis).* https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/analysis/intersect.htm

Axford, Y., Andresen, C. S., Andrews, J. T., Belt, S. T., Geirsdóttir, Á., Massé, G., Miller, G. H., Ólafsdóttir, S., & Vare, L. L. (2011). Do paleoclimate proxies agree? A test comparing 19 late Holocene climate and sea-ice reconstructions from Icelandic marine and lake sediments. *Journal of Quaternary Science, 26*(6), 645–656. https://doi.org/10.1002/jqs.1487

Binford, M. W., Deevey, E. S., & Crisman, T. L. (1983). Paleolimnology: An Historical Perspective on Lacustrine Ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics, 14,* 255–286. https://about.jstor.org/terms

Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, J. E., & Mankiewicz, P. J. (2000). Lake-Basin Type, Source Potentional, and Hydrocarbon Character:An Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemichal Framework. In E. H. Gierlowski-Kordesch & K. R. Kelts (Eds.), Lake basins through space and time (Vol. 46, pp. 3–34). *AAPG Studies in Geology.* https://www.researchgate.net/publication/236611148

Bradbury, J. P. (1989). Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de México. *Quaternary Science Reviews, 8*(1), 75–100. https://doi.org/10.1016/0277-3791(89)90022-X

Brenner, M., Hodell, D., Curtis, J., Rosenmeier, M., Anselmetti, F., & Ariztegui, D. (2003). Paleolimnological Approaches for Inferring Past Climate Change in the Maya Region: Recent Advances and Methodological Limitations. In S. Fedick, M. Allen, J. Jiménez-Osornio, & A. Gómez-Pompa (Eds.), *The Lowland Maya Area: Three Millenia at the Human-Wildland Interface* (1st ed., pp. 45–88). CRC Press. https://www.researchgate.net/publication/265758874_Paleolimnological_Approaches_for_Inferring_Past_Climate_Change_in_the_Maya_Region_Recent_Advances_and_Methodological_Limitations

Bücker, A., García, L., Guerrero, O., de la Paz, P., Jesús, F., Orozco, F., Garcés, V., Bücker, M., Lozano García Liseth Pérez, S., Ortega Guerrero, B., Caballero, M., Caballero, L., Pita de la Paz Alfredo Sánchez-Galindo Francisco Jesús Villegas, C., Flores Orozco, A., Brown, E., Werne, J., Valero Garcés, B., Schwalb, A., Kemna, A., … Garay-Jiménez, F. (2017). Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. *Sociedad Geológica Mexicana, 69,* 279–298. http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=94352452001

Butcher, J. B., Nover, D., Johnson, T. E., & Clark, C. M. (2015). Sensitivity of lake thermal and mixing dynamics to climate change. *Climatic Change, 129*(1–2), 295–305. https://doi.org/10.1007/s10584-015-1326-1

Caballero, M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., & Correa-Metrio, A. (2019). Quantitative estimates of orbital and millennial scale climatic variability in central Mexico during the last ~40,000 years. *Quaternary Science Reviews, 205,* 62–75. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.002

Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., & Ortega, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, 62*(3), 359–377.

Castillo, A. B., Lorelei, R., & Peraza, Z. (1991). Punta Laguna: un sitio prehispánico de Quintana Roo. *Estudios de Cultura Maya, 18*. https://doi.org/10.19130/IIFL.ECM.1991.18.172

Castro-López, V., Vázquez-Castro, G., & Solís-Castillo, B. (2024). Holocene climate variability and the effect of anthropogenic activities on the vegetation landscape of western-central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 633*. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111897

Cejudo, E., Acosta-González, G., Ortega-Camacho, D., & Tun-Rosado, G. E. (2020). Changes in the hydrochemistry of a karstic lake in Yucatan, Mexico. *Environmental Earth Sciences, 79*(5), 1–13. https://doi.org/10.1007/S12665-020-8838-3/FIGURES/8

Chávez Lara, C. M., Roy, P. D., Caballero, M. M., Carreño, A. L., & Lakshumanan, C. (2012). Lacustrine ostracodes from the Chihuahuan Desert of Mexico and inferred Late Quaternary paleoecological conditions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29*(2), 422–431.

Chavez-Lara, C. (2018). *Ecosystem changes and paleoclimatic implications from the Chihuahua Desert (Mexico) during the late Pleistocene and Holocene PhD Dissertation,* University of Bristol . http://research-information.bristol.ac.uk

Chávez-Lara, C. M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., & Caballero-Miranda, M. (2022). Late Pleistocene and Holocene palaeoecological reconstruction of Lake Texcoco (Basin of Mexico) based on its ostracod record. *Journal of Quaternary Science, 37*(7), 1270–1279. https://doi.org/10.1002/jqs.3449

Cohen, A. S. (2003). *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems.* Oxford University Press, Inc.

Cohen, A. S. (2012). Scientific drilling and biological evolution in ancient lakes: Lessons learned and recommendations for the future. *Hydrobiologia, 682*(1), 3–25. https://doi.org/10.1007/s10750-010-0546-7

CONABIO. (2024). *Pátzcuaro y cuencas endorreicas cercanas.* Comisión Nacional Para El Conocimiento y Uso de La Biodiversidad. http://www.conabio.gob.mx/conocimiento/regionalizacion/doctos/rhp_062.html

CONAGUA. (2024). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero alta Babícora (0802),* Estado de Chihuahua.

Curtis, J. H., Hodell, D. A., & Brenner, M. (1996). Climate Variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the Past 3500 Years, and Implications for Maya Cultural Evolution. *Quaternary Research, 46*(1), 37–47. https://doi.org/10.1006/QRES.1996.0042

Davis, R. B. (1990). The scope of Quaternary paleolimnology. In R. B. Davis (Ed.), *Paleolimnology and the Reconstruction of Ancient Environments* (1st ed., Issue 2, p. 5). Kluwer Academic Publishers.

deMenocal, P. B. (2001). Cultural Responses to Climate Change During the Late Holocene. *Science, 292*(5517), 667–673. https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1059287

Dickinson, W. R. (1974). PLATE TECTONICS AND SEDIMENTATION. In W. R. Dickinson (Ed.), Tectonics and Sedimentation. *SEPM Society for Sedimentary Geology.* https://doi.org/https://doi.org/10.2110/pec.74.22

Dyrzo, H. M. (2021). *Exploring Holocene Lake Palaeoclimatic records in the Maya Northern Highlands and the central Mayab Doctoral Dissertation,* University of Nottingham . https://www.researchgate.net/publication/354707892

East, A. E., Warrick, J. A., Li, D., Sankey, J. B., Redsteer, M. H., Gibbs, A. E., Coe, J. A., & Barnard, P. L. (2022). Measuring and Attributing Sedimentary and Geomorphic Responses to Modern Climate Change: Challenges and Opportunities. In *Earth's Future* (Vol. 10, Issue 10). John Wiley and Sons Inc. https://doi.org/10.1029/2022EF002983

Escobar, J., Curtis, J. H., Brenner, M., Hodell, D. A., & Holmes, J. A. (2010). Isotope measurements of single ostracod valves and gastropod shells for climate reconstruction: Evaluation of within-sample variability and determination of optimum sample size. *Journal of Paleolimnology, 43*(4), 921–938. https://doi.org/10.1007/S10933-009-9377-9/FIGURES/7

Fisher, C. T., Pollard, H. P., Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., & Banerjee, S. K. (2003). A reexamination of human-induced environmental change within the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, Mexico. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 100*(8), 4957–4962. https://doi.org/10.1073/PNAS.0630493100/SUPPL_FILE/0493FIG9.JPG

García, E. (1998a). Climas (clasificación de Köppen, modificado por García). *Escala, 1*(1), 000.

García, E. (1998b). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen.*

Garduño-Monroy, V. H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szynka-Ruk, E., Hernández-Madrigal, V. M., García-Zepeda, M. L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V. H., García-Estrada, G., Carranza, O., Lopez-Granados, E., & Chaparro, J. C. M. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional, 48*(3), 319–335.

Gibson, K. N., Vick, L. G., Palma, A. C., Carrasco, F. M., Taub, D., & Ramos-Fernandez, G. (2008). Intra-community infanticide and forced copulation in spider monkeys: a multi-site comparison between Cocha Cashu, Peru and Punta Laguna, Mexico. *American Journal of Primatology, 70*(5), 485–489. https://doi.org/10.1002/AJP.20511

Gray, E., Mackay, E. B., Elliott, J. A., Folkard, A. M., & Jones, I. D. (2020). Wide-spread inconsistency in estimation of lake mixed depth impacts interpretation of limnological processes. *Water Research, 168*. https://doi.org/10.1016/j.watres.2019.115136

Hodell, D. A., Brenner, M., & Curtis, J. H. (2007). Climate and cultural history of the Northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. *Climatic Change, 83*(1–2), 215–240. https://doi.org/10.1007/S10584-006-9177-4/METRICS

Hutchinson, G. E. (1957). *A Treatise on Limnology* (1st ed., Vol. 1). Wiley. https://books.google.com.mx/books/about/A_Treatise_on_Limnology_Geography_physic.html?id=_6kKAQAAMAAJ&redir_esc=y

Iglesias, V., Yospin, G. I., & Whitlock, C. (2015). Reconstruction of fire regimes through integrated Paleoecological proxy data and ecological modeling. *Frontiers in Plant Science,* 5(JAN), 1–12. https://doi.org/10.3389/fpls.2014.00785

INEGI. (1978). *Carta geológica. Pátzcuaro.* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825640538

INEGI. (1981). *Carta fisiográfica de la República Mexicana* (8 hojas en escala 1:1 000 000). Instituto Nacional de Estadística y Geografía. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267575

INEGI. (1983). *Conjunto de datos vectoriales Geológicos serie I. Cozumel.* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825675028

INEGI. (1989). *Carta geológica. Nicolas Bravo.* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825648275

INEGI. (2006). *Red Hidrográfica Digital de México Escala 1:25 000 Edición 1.0.* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463598428

INEGI. (2024). *Continuo de Elevaciones Mexicano (CEM).* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/

Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., Fisher, C. T., Pollard, H. P., & Rodríguez-Pascua, M. A. (2005). Lake level change, climate, and the impact of natural events: The role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. *Quaternary International, 135*(1 SPEC. ISS.), 35–46. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.10.022

Janson, L., & Rajaratnam, B. (2014). A Methodology for Robust Multiproxy Paleoclimate Reconstructions and Modeling of Temperature Conditional Quantiles. *J Am Stat Assoc, 109*(505), 63–77.

Johnson, T. C. (1984). Sedimentation in large lakes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1984, 12,* 179–204. www.annualreviews.org

Kashiwaya, K. (2017). Geomorphology of Lake-Catchment Systems A New Perspective from Limnogeomorphology. *Springer Nature.* https://doi.org/10.1007/978-981-10-5110-4

Li, B., Nychka, D. W., & Ammann, C. M. (2010). The value of multiproxy reconstruction of past climate. *Journal of the American Statistical Association, 105*(491), 883–895. https://doi.org/10.1198/jasa.2010.ap09379

Lone, A., Fousiya, A. A., Shah, R., & Achyuthan, H. (2018). Reconstruction of Paleoclimate and Environmental Fluctuations Since the Early Holocene Period Using Organic Matter and C:N Proxy Records: *A Review. Journal of the Geological Society of India, 91*(2), 209–214. https://doi.org/10.1007/s12594-018-0837-6

López Ramos, E. (1975). GEOLOGICAL SUMMARY OF THE YUCATAN PENINSULA*. In A. E. M. Nairn (Ed.), *The Gulf of Mexico and the Caribbean* (pp. 257–282). Plennum Press.

Lozano-García, M. D. S., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A., & Sosa, S. (2007). *Tracing the effects*

of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. Proceedings of the National Academy of Sciences, 104(41), 16200–16203. https://doi.org/10.1073/PNAS.0707896104

Mason, I. M., Guzkowska, M. A. J., Rapley, C. G., & Street-Perrot, F. A. (1994). The response of lake levels and areas to climatic change. *Climatic Change, 27*(161), 161–197.

Medina-Elizalde, M., Burns, S. J., Lea, D. W., Asmerom, Y., von Gunten, L., Polyak, V., Vuille, M., & Karmalkar, A. (2010). High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth and Planetary Science Letters, 298*(1–2), 255–262. https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2010.08.016

Medina-Elizalde, M., & Rohling, E. J. (2012). Collapse of classic maya civilization related to modest reduction in precipitation. *Science, 335*(6071), 956–959. https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1216629/SUPPL_FILE/MEDINA-ELIZALDE.SOM.PDF

Metcalfe, S., & Davies, S. (2007). Deciphering recent climate change in central Mexican lake records. *Climatic Change, 83*(1–2), 169–186. https://doi.org/10.1007/s10584-006-9152-0

Metcalfe, S. E., O'hara, S. L., Caballero, M., & Davies, S. J. (2000). Records of Late Pleistocene Holocene climatic change in Mexico * a review. *In Quaternary Science Reviews* (Vol. 19).

Metcalfe, S. E., Street-Perrott, F. A., Brown, R. B., Hales, P. E., Perrott, R. A., & Steininger, F. M. (1989). Late Holocene Human Impact on Lake Basins in Central Mexico. *Geoarchaeology: An International Journal, 4*(2), 119–141.

Metcalfe, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R., & O'Hara, S. (2002). Wet conditions during the last glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, Mexico. *Quaternary Research, 57*(1), 91–101. https://doi.org/10.1006/qres.2001.2292

Meyers, P. A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.,* 5/6, 213–250.

Miall, A. D. (2000). *Principles of Sedimentary Basin Analysis* (Christiane Messerschmidt, Ed.; 3rd ed.). Springer-Verlag.

Morales, J., Zárate del Valle, P. F., Pérez Izazaga, E., Espinoza Encinas, I. R., Velázquez Bucio, M. M., Goguitchaichvili, A., & Israde Alcántara, I. (2019). Rock-magnetic and paleomagnetic study on a 27-m-long core from Lake Chapala, western Mexico: Paleoenvironmental implications for the last 10 ka. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 289,* 90–105. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.02.001

O'Hara, S. (1996). *Late Holocene environmental change in the Basin of Pátzcuaro, Michoacán, México PhD Dissertation* . Oxford University.

O'hara, S. L., Metcalfe, S. E., & Street-Perrott, F. A. (1994). On the arid margin: the relationship between climate, humans and the environment. *A review of evidence from the highlands of Central Mexico. Chemosphere, 29*(5), 965–981.

Ortega-Ramírez, J. (1995). Correlación estratigráfica de los depósitos cuaternarios de la Laguna de Babícora, Chihuahua, México. *Geofísica Internacional, 34*(1), 117–129. https://doi.org/https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1995.34.1.1291

Ortega-Ramírez, J. R., Valiente-Banuet, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Mortera-Gutiérrez, C. A., & Alvarado-Valdez, G. (1998). *Paleoclimatic changes during the Late Pleistocene-Holocene in Laguna Babícora, near the Chihuahuan Desert, México.*

Palacios-Fest, M. R., Carreño, A. L., Ortega-Ramírez, J. R., & Alvarado-Valdéz, G. (2002). A paleoenvironmental reconstruction of Laguna Babícora, Chihuahua, Mexico based on ostracode paleoecology and trace element shell chemistry. *Journal of Paleolimnology, 27,* 185–206.

Platt Bradbury, J. (2000). Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 163*(1–2), 69–95. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00146-2

Ramos-Fernández, G. (2005). Vocal communication in a fission-fusion society: Do spider monkeys stay in touch with close associates? *International Journal of Primatology, 26*(5), 1077–1092. https://doi.org/10.1007/S10764-005-6459-Z/METRICS

Ramos-Fernández, G., & Ayala-Orozco, B. (2003). Population Size and Habitat use of Spider Monkeys at Punta Laguna, Mexico. *Primates in Fragments,* 191–209. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-3770-7_13

Ramos-Fernandez, G., Smith Aguilar, S. E., Schaffner, C. M., Vick, L. G., & Aureli, F. (2013). *Site Fidelity in Space Use by Spider Monkeys (Ateles geoffroyi) in the Yucatan Peninsula,* Mexico. PLOS ONE, 8(5), e62813. https://doi.org/10.1371/JOURNAL.PONE.0062813

Rebnegger, K. J. (2010). Obsidian production and changing consumption in the lake Patzcuaro basin, Michoacan, Mexico. *Ancient Mesoamerica, 21(1),* 79–89. https://doi.org/10.1017/S0956536110000167

RMC. (2024). *Lago Pátzcuaro, México. Red Mexicana de Cuencas.* https://remexcu.org/index.php/

grupos/fichas-informativas-de-lagos/mexico/lago-patzcuaro

Robles-Camacho, J., Corona-Chávez, P., Morales-Gámez, M., Guzmán, A. F., Polaco, O. J., Domínguez-Vázquez, G., Israde-Alcántara, I., & Oliveros-Morales, A. (2010). Estratigrafía y paleoambiente asociados a un Gomphoteriidae (Cuvieronius hyodon) en Tzintzuntzan, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27*(3), 530–544.

Romero-Mayén, V. A., Carreño, A. L., & México, F. (2016). Holocene Paleoenvironmental Reconstruction of Laguna Babícora Holocene paleoenvironmental reconstruction of Laguna Babícora, Chihuahua, Northern Mexico, based on Ostracode Ecology and Shell Chemistry. *Paleontología Mexicana, 5*(2), 111–122.

Roy, P. D., Quiroz-Jiménez, J. D., Pérez-Cruz, L. L., Lozano-García, S., Metcalfe, S. E., Lozano-Santacruz, R., López-Balbiaux, N., Sánchez-Zavala, J. L., & Romero, F. M. (2013). Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands ofnorthern Mexico: A summer precipitation proxy record of the last 80 cal ka BP. *Quaternary Science Reviews, 78,* 342–354. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.020

Roy, P. D., Torrescano-Valle, N., Islebe, G. A., & Gutiérrez-Ayala, L. V. (2017). Late Holocene hydroclimate of the western Yucatan Peninsula (Mexico). *Journal of Quaternary Science, 32*(8), 1112–1120. https://doi.org/10.1002/jqs.2988

Smol, J. P., Walker, I. R., & Leavitt, P. R. (1991). Paleolimnology and hindcasting climatic trends. *SIL Proceedings, 1922-2010, 24*(2), 1240–1246. https://doi.org/10.1080/03680770.1989.11898952

Street-Perrott, F. A., Perrott, R. A., & Harkness, D. D. (1989). Anthropogenic Soil Erosion around Lake Patzcuaro, Michoacan, Mexico, during the Preclassic and Late Postclassic-Hispanic Periods. *American Antiquity, 54*(4), 759–765. https://doi.org/10.2307/280680

Sweeney, J., Salter-Townshend, M., Edwards, T., Buck, C. E., & Parnell, A. C. (2018). Statistical challenges in estimating past climate changes. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Computational Statistics, 10*(5), 1–8. https://doi.org/10.1002/wics.1437

Talento, S., Schneider, L., Werner, J., & Luterbacher, J. (2019). Millennium-length precipitation reconstruction over south-eastern asia: A pseudo-proxy approach. *Earth System Dynamics, 10*(2), 347–364. https://doi.org/10.5194/esd-10-347-2019

Thurow, J., Peterson, L. C., Harms, U., Hodell, D. A., Cheshire, H., Brumsack, H. J., Irino, T., Schulz, M., Masson-Delmotte, V., & Tada, R. (2009). Acquiring high to ultra-high resolution geological records of past climate change by scientific drilling. *Scientific Drilling, 8,* 46–56. https://doi.org/10.2204/iodp.sd.8.08.2009

Urrutia Fucugauchi, J., Ortega Ramírez, J., & Cruz Gatica, R. (1997). Rock-magnetic study of Late Pleistocene-Holocene sediments from the Babícora lacustrine basin. *Geofísica Internacional, 36*(2), 0. http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56836202

Velázquez-Aguirre, L., & Ordaz-Ayala, A. (1992). Provincias hidrogeológicas de México. *Ingeniería Hidráulica En México,* 36–55.

Vera Torres, J. Antonio. (1994). *Estratigrafía : principios y métodos. Rueda.*

Köppen, W. (1918). *Klassifikation der klimate nach Temperatur, Niederschlag und Yahreslauf.* Pet. Mitt., 64, 193-203,243-248. https://cir.nii.ac.jp/crid/1571417124413957120

Whitmore, T. J., Brenner, M., Curtis, J. H., Dahlin, B. H., & Leyden, B. W. (1996). Holocene climatic and human influences on lakes of the Yucatan Peninsula, Mexico: An interdisciplinary, palaeolimnological approach. *Holocene, 6*(3), 273–287. https://doi.org/10.1177/095968369600600303

Wilke, T., Wagner, B., Van Bocxlaer, B., Albrecht, C., Ariztegui, D., Delicado, D., Francke, A., Harzhauser, M., Hauffe, T., Holtvoeth, J., Just, J., Leng, M. J., Levkov, Z., Penkman, K., Sadori, L., Skinner, A., Stelbrink, B., Vogel, H., Wesselingh, F., & Wonik, T. (2016). Scientific drilling projects in ancient lakes: Integrating geological and biological histories. *In Global and Planetary Change* (Vol. 143, pp. 118–151). Elsevier B.V. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.05.005

Woolway, R. I., Kraemer, B. M., Lenters, J. D., Merchant, C. J., O'Reilly, C. M., & Sharma, S. (2020). Global lake responses to climate change. *Nature Reviews Earth and Environment, 1*(8), 388–403. https://doi.org/10.1038/s43017-020-0067-5

Yaeger, J., & Hodell, D. A. (2008). The collapse of Maya civilization: Assesing the interaction of culture, climate and environment. In *El Niño, catastrophism, and culture change in ancient America* (pp. 197–251). Dumbarton Oaks.

39 Cuencas del Cuaternario en Sonora

Carmen Isela Ortega Rosas, Alejandra Valle Caro, Thanairi Gámez Rascón,
Jesús Roberto Vidal Solano y Luis Alonso Velderrain Rojas

Sumario

39.1. Resumen
39.2. Abstract
39.3. Introducción
39.4. Generalidades
39.5. Estudios paleoambientales en cuencas sedimentarias del Cuaternario tardío en Sonora
39.5.1. Tipos de registros paleoambientales del Cuaternario en Sonora
39.5.1.1. Registros físicos
39.5.1.2. Registros químicos
39.5.1.3. Registros biológicos
39.5.2. Entorno geológico de las Cuencas sedimentarias del Cuaternario en Sonora
39.5.3. Las provincias geológicas sonorenses
39.5.3.1. Principales depósitos en las cuencas del Cuaternario
39.5.4. Cuencas sedimentarias del Desierto Sonorense en la Provincia Extensional del Golfo de California (PEG)
39.5.4.1. Sedimentología
39.5.4.2. Paleontología del Cuaternario en el Desierto de Sonora dentro de la PEG
39.5.5. Cuencas sedimentarias del Basin and Range (BAR) en Sonora.
39.5.5.1. Sedimentología
39.5.5.2. Paleontología del Cuaternario dentro de la provincia Basin and Range (BAR)
39.5.6. Cuencas sedimentarias de la Sierra Madre Occidental
39.5.6.1. Sedimentología
39.5.6.2. Paleontología del Cuaternario en la Sierra Madre Occidental y el Sur de Sonora
39.6. Consideraciones económicas
39.7. Conclusiones
39.8. Autoevaluación
39.9. Bibliografía

39.1 Resumen

El estado de Sonora, ubicado en el noroeste de México, es el segundo en extensión territorial a nivel nacional con 184,934 km^2. Tiene una gran diversidad geológica y geomorfológica. Los procesos geológicos que ocurrieron durante el Cuaternario en Sonora son principalmente de origen sedimentario y en menor medida volcánico. Sin embargo, el registro geológico del Noroeste de México es muy extenso y variado, contando con unidades litológicas de origen magmático, sedimentario y metamórfico con edades desde los 1,800 Ma, que involucran ambientes de formación no solo relacionados a la superficie terrestre, sino también a los de contextos de una profundidad en el subsuelo de hasta 10 km. Es así como todos esos vestigios rocosos, que ya se encontraban expuestos en la superficie continental en el Cuaternario, son la fuente de los sedimentos, formando así las cuencas sedimentarias en Sonora. La distribución del escenario actual de dichas cuencas se encuadra de Este a Oeste dentro de tres regiones geológicas mayores: La Provincia Geológica de la Sierra Madre Occidental (SMO), La Provincia Geológica del *Basin and Range* (Sierras y Valles, BAR) y, La Provincia Extensional del Golfo de California (PEG). Las cuencas sedimentarias, poseen los registros de los sedimentos que se han podido acumular en un periodo de tiempo específico, y como el clima es uno de los principales factores que regulan el aporte de sedimentos al controlar los niveles de intemperismo, tasas de meteorización y erosión, las condiciones de transporte de sedimentos y los mecanismos de sedimentación, entonces se han podido realizar reconstrucciones paleoambientales del Cuaternario en Sonora gracias al estudio paleontológico y geológico de dichas cuencas.

39.2 Abstract

The state of Sonora, located in the Northwest of Mexico, is the second largest state of Mexico with 184,934 km^2. It has great geological and geomorphological diversity. The geological processes that occurred during the Quaternary in Sonora are mainly of sedimentary origin and to a lesser extent volcanic. However, the geological record of Northwestern Mexico is very extensive and varied, with lithological units of magmatic, sedimentary, and metamorphic origin

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

with ages from 1800 Ma, which involve formation environments not only related to the earth's surface but also to those from contexts with a depth in the subsoil of up to 10km. This is how all those rocky remains, which were already found exposed on the continental surface in the Quaternary, are the source of the sediments, thus forming the sedimentary basins in Sonora. The distribution of the current scenario of these basins are framed from East to West within three major geological regions: The Geological Province of the Sierra Madre Occidental (SMO), The Geological Province of the *Basin and Range* (Sierras y Valles, BAR) and The Gulf of California Extension Province (PEG). Sedimentary basins contain records of the sediments that have been able to accumulate in a specific period, and since climate is one of the main factors that regulate the contribution of sediments by controlling levels of weathering, rates of weathering, and erosion, the conditions of sediment transport and the mechanisms of sedimentation, then paleoenvironmental reconstructions of the Quaternary in Sonora have been possible thanks to the paleontological and geological study of these basins.

39.3 Introducción

Las Cuencas Sedimentarias del Cuaternario en Sonora se distinguen por su entorno Geológico y Geomorfológico, el cual se gestó mayormente durante el Cenozoico. La distribución del escenario actual de dichas cuencas se encuadra de Este a Oeste, dentro de tres regiones geológicas mayores (Figura 39.1): La Provincia Geológica de la Sierra Madre Occidental (SMO), La Provincia Geológica del *Basin and Range* (Sierras y Valles, BAR) y, La Provincia Extensional del Golfo de California (PEG). El registro del Cuaternario en Sonora está representado por depósitos sedimentarios al Noroeste, Centro y Sur del Estado. Las manifestaciones volcánicas más recientes en Sonora se ubican en El Pinacate al noroeste, y en el Valle de Moctezuma en el centro de Sonora, desarrolladas durante el Pleistoceno-Holoceno (Figura 39.1). El Campo Volcánico de El Pinacate, próximo al límite de placas Pacífico y Norteamérica, posee una superficie de ~1, 500 km^2 y cientos de conos, con cráteres de tipo maar rodeados por depósitos de tobas y brechas tobáceas de origen freatomagmático, donde el más joven tiene una edad de 3, 900 años antes del presente (Alva-Valdivia *et al.*, 2019; Arias-Murcia y

Vidal-Solano, 2024). El segundo campo volcánico se encuentra en la cuenca de Moctezuma al pie de la Sierra Madre Occidental, tiene basaltos toleíticos fisurales sobreyacidos por un volcanismo alcalino de 0.53 Ma, generados a través de cinco conos monogénicos en el centro de la cuenca (Paz-Moreno *et al.*, 2003).

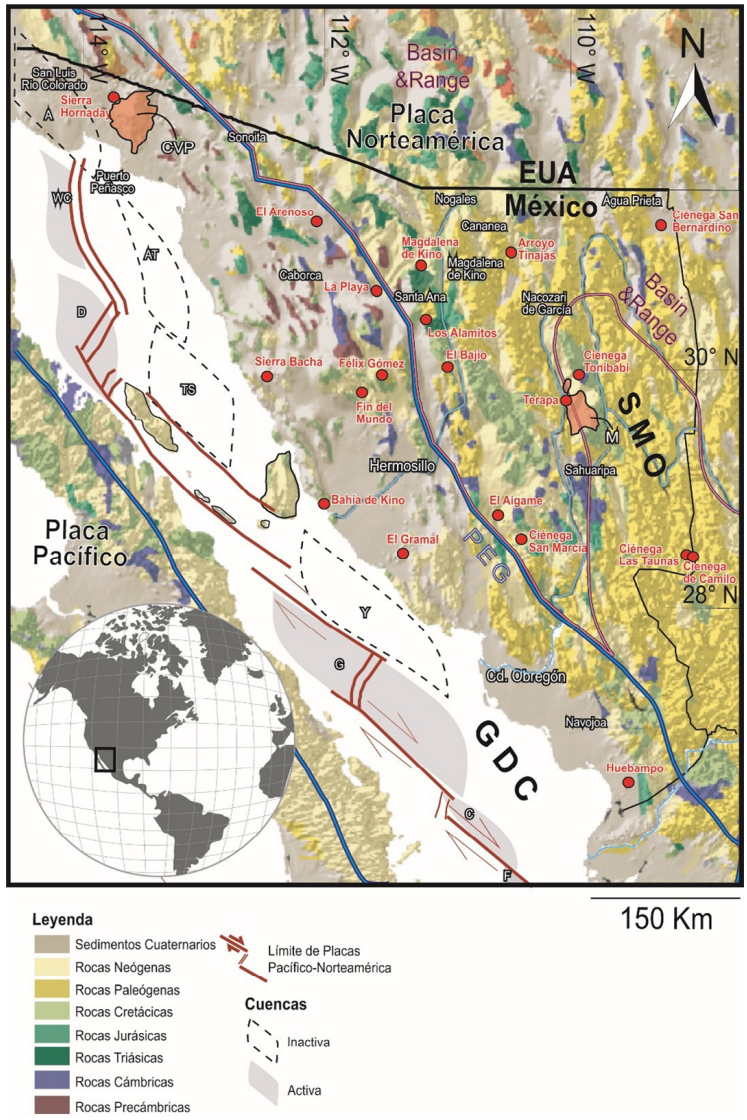


Figura 39.1. Distribución de las cuencas sedimentarias del Cuaternario en Sonora dentro del mapa geológico del Noroeste de México, mostrando una amplia gama de rocas, el límite de placas mostrando las provincias geológicas zonas afectadas por la tectónica. Se muestran las cuencas activas e inactivas a lo largo del Golfo de California (tomadas de Aragón-Arreola & Martín-Barajas, 2007). La línea sólida azul representa el límite de la Provincia Extensional del Golfo (PEG; Oskin y Stock (2003). La línea sólida rosa representa el límite de la provincia geológica del Basin & Range (Darin *et al.*, 2016). Los círculos rojos representan las localidades de estudios

paleoambientales del Cuaternario Tardío. Abreviaciones: GDC, Golfo de California; SMO, Sierra Madre Occidental; CVP, Campo Volcánico El Pinacate; M, Campo Volcánico de Moctezuma; A, Altar; WC, Wagner-Consag; AT, Adair-Tepóca; D, Delfín; TS, Tiburón Superior; Y, Yaqui; G, Guaymas; C, Carmen; F, Farallón.

Los depósitos sedimentarios del Cuaternario (paleosuelos) son una fuente de información importante para el registro estratigráfico entre el Pleistoceno y el Holoceno para entender los cambios en las condiciones ambientales y están bien distribuidos dentro de Sonora (Cruz y Cruz *et al.*, 2014b; Ibarra-Arzave *et al.*, 2018, 2019, 2020).

En este capítulo se presentará un panorama sobre las distintas Cuencas Sedimentarias del Cuaternario en las 3 regiones geológicas mencionadas: 1) Desierto Sonorense dentro de la (PEG), 2) *Basin and Range* (BAR) y 3) Sierra Madre Occidental (SMO), haciendo énfasis en los registros del Cuaternario para cada región y proporcionando una descripción del entorno geológico, de la sedimentología y la paleontología en las distintas cuencas presentes.

39.4 Generalidades

El Estado de Sonora, ubicado en el Noroeste de México, es el segundo en extensión territorial a nivel nacional con 184,934 km^2 (Figura 39.1). Tiene una gran diversidad geológica y geomorfológica.

Dentro de la provincia de la Sierra Madre Occidental, el relieve se conforma por sierras y rocas de origen ígneo extrusivo o intrusivo, metamórfico y sedimentario, con elevaciones de hasta 2,620 msnm. Estas sierras están recortadas por valles angostos que se encuentran entre serranías (Figura 39.1). La SMO se formó por intenso volcanismo continental hace 33-27 Ma. Ese volcanismo explosivo formó grandes calderas, mientras que la erosión hídrica de las rocas ha permitido la formación de abundantes cañones profundos en toda la SMO. Al finalizar el vulcanismo de la SMO la región estuvo sometida a un intenso fallamiento extensional que produjo bloques levantados y hundidos, son alargados en dirección Norte-Sur, a lo que se le conoce como Sierras y Valles paralelos (*Basin and Range*), cuyo desarrollo empezó hace 27 Ma (Figura 39.1, González-León,

2010). Dichos bloques levantados contribuyeron a la formación de las sierras de Sonora, mientras que los bloques hundidos formaron los principales valles actuales y cuencas sedimentarias. La erosión de rocas expuestas en los bloques levantados produjo gran cantidad de arenas y gravas, que fueron transportadas hacia los valles y depositadas como abanicos aluviales, fluviales, etc., dicho proceso acumuló grandes paquetes de sedimentos, que, al consolidarse, dieron origen a conglomerados, areniscas y limolitas con espesores de hasta 2 km, conocido como Formación Báucarit (González-León, 2010).

Dentro de la PEG se localiza parte del Desierto Sonorense, hacia el Oeste existe una llanura interrumpida por algunas elevaciones aisladas, como la Sierra El Pinacate, y hacia el noroeste se encuentra el Desierto de Altar, conformado por un campo de dunas (montículos de arena). La historia geológica del Desierto de Sonora incluye un evento único en todo el planeta, que consistió en el desgarre de la región llamada *"Basin and Range"*. Esta deriva de la culminación de varios eventos tectónicos distensivos, que han tenido lugar durante los últimos 30 millones de años. Hace unos 12 millones de años, todo el sustrato de la zona del *Basin and Range* se vio afectado por una nueva distención principalmente en la zona costera de Sonora, extendiéndose entre 30 y 80 % más que su anchura original, donde la frágil corteza superior se rompió en cientos de segmentos kilométricos, largos y delgados, formando la PEG (Figura 39.1) (Van Devender, 2000). Prácticamente todas las montañas de la región se formaron simultáneamente de esta manera; esto también explica la tendencia semiparalela de las montañas y valles de la región PEG: son perpendiculares a la dirección del estiramiento. Hace unos 8 millones de años, la acción de separación se detuvo, la corteza adelgazada se enfrió y las montañas y valles se estabilizaron. Desde entonces, la principal actividad geológica ha sido el movimiento de escombros de rocas desde las montañas hacia los valles adyacentes a través de la acción de los arroyos.

Dentro de los rellenos de valles, se incluyen, además de la Formación Báucarit, a sedimentos más jóvenes, sobrepuestos discordantemente, poco o no consolidados, que abarcan los depósitos aluviales y fluviales, sedimentos fluvio-deltáicos y eólicos de regiones costeras, el relleno clástico del delta del Río Colorado, las arenas del Gran Desierto de Altar y las terrazas costeras marinas (González-León y Moreno-Hurtado, 2021).

39.5 Estudios paleoambientales en cuencas sedimentarias del Cuaternario tardío en Sonora

El noroeste de México (Figura 39.2) es sensible a los cambios climáticos debido a que está ubicado entre la transición de influencia climática del Pacífico norte y el monzón subtropical (Ortega-Rosas *et al.*, 2008a). Los climas más húmedos del Pleistoceno muestran claramente una tendencia a la aridificación durante el Holoceno. El Pleistoceno tardío vió la transición del Último Máximo Glacial hace unos 20, 000 años a las condiciones interglaciales modernas (Cruz y Cruz *et al.*, 2014b).

Registros de alta resolución de 18O derivado de calcitas de espeleotemas fechados por U-Th, provee información única sobre cambios decadales de temperatura y humedad del final del Pleistoceno en las regiones áridas. Los registros indican cambios en los regímenes de precipitación de invierno y verano, cantidad y temperatura (Ballenger *et al.*, 2011).

En la Sierra Hornaday en el noroeste de Sonora (Figura 39.2) se estudiaron los nidos packrat, estos almacenan restos de plantas permanecen conservados y permiten hacer reconstrucciones detalladas de la historia de la vegetación y el clima en los últimos 30, 000 años en el norte de México (Betancourt *et al.*, 1990) estos son construidos en arbustos o rocas con restos de plantas donde se preservan sus restos como microfósiles (Turner *et al.*, 1990).

Una característica muy importante es que las lluvias de verano relacionadas con el monzón norteamericano (NAM) mostraban señales débiles hace 13, 500 años (Roy *et al.*, 2012; Ortega-Rosas *et al.*, 2016), fenómeno que se fortaleció hace unos 9, 200 años AP registrado a partir del Holoceno medio en el noroeste de México. Los registros paleoclimáticos muestran que los climas pasan por una transición de subtropicales a templados con una gran variabilidad en temperatura y precipitación, relacionada con fenómenos monzónicos (Ortega-Rosas *et al.*, 2008b).

Estudios de paleosuelos en el arroyo “Las Tinajas”, al norte de Sonora (Figura 39.2), corresponden al periodo Altitermal, de unos 4, 500 años AP, indicando que no es un fenómeno local, ya que coincide con los cambios ambientales

registrados en estudios anteriores en el paleosuelo San Rafael (Cruz y Cruz, 2014 a) y el río Boquillas. El análisis de la secuencia edafo-sedimentaria localizada en el arroyo Tinajas presenta un cambio notable en la sedimentación, lo que se le atribuye a un cambio de energía relacionado con la tectónica del lugar o cambio de régimen sedimentario, que indica que en cierto periodo hubo lluvias torrenciales (Ibarra-Arzave *et al.*, 2019).

Los registros del paleosuelo San Rafael (Cruz y Cruz, 2014a) coinciden en sitios como "La Playa" y "El Gramal" dentro del Desierto Sonorense (Figura 39.2), mostrando condiciones de erosión y sedimentación del periodo Altitermal, estos paleosuelos se formaron durante condiciones semi-áridas, ligeramente más húmedas que el presente, con régimen de lluvias de invierno y cambios estacionales marcados (Ibarra-Arzave *et al.*, 2020).

El sitio arqueológico "La playa" se construyó sobre un abanico aluvial formado por canales complejos, la unidad de suelo San Rafael (Cruz y Cruz, 2014b) tiene características asociadas con el cambio de condiciones paleoambientales como meteorización de los minerales primarios, iluviación de arcilla, evidenciando condiciones húmedas del Pleistoceno final, así como acumulación de carbonato pedogénico en el horizonte A, relacionado a ambientes secos de Altitermal (Ibarra-Arzave *et al.*, 2018).

En algunos lugares como "El Arenoso" o "El Fin del Mundo", en el noroeste de Sonora (Figura 39.2), hay información paleontológica importante, registrando una variedad de especies asociadas de clima húmedo como los tapires (Tapirus sp.) y mastodontes (Mammut americanum), así como de climas desérticos como perros de la pradera (Cynomys ludovicianus) y tortugas del desierto (Gopherus sp. y / o Hesperotestudo sp.) (Cruz y Cruz *et al.*, 2018).

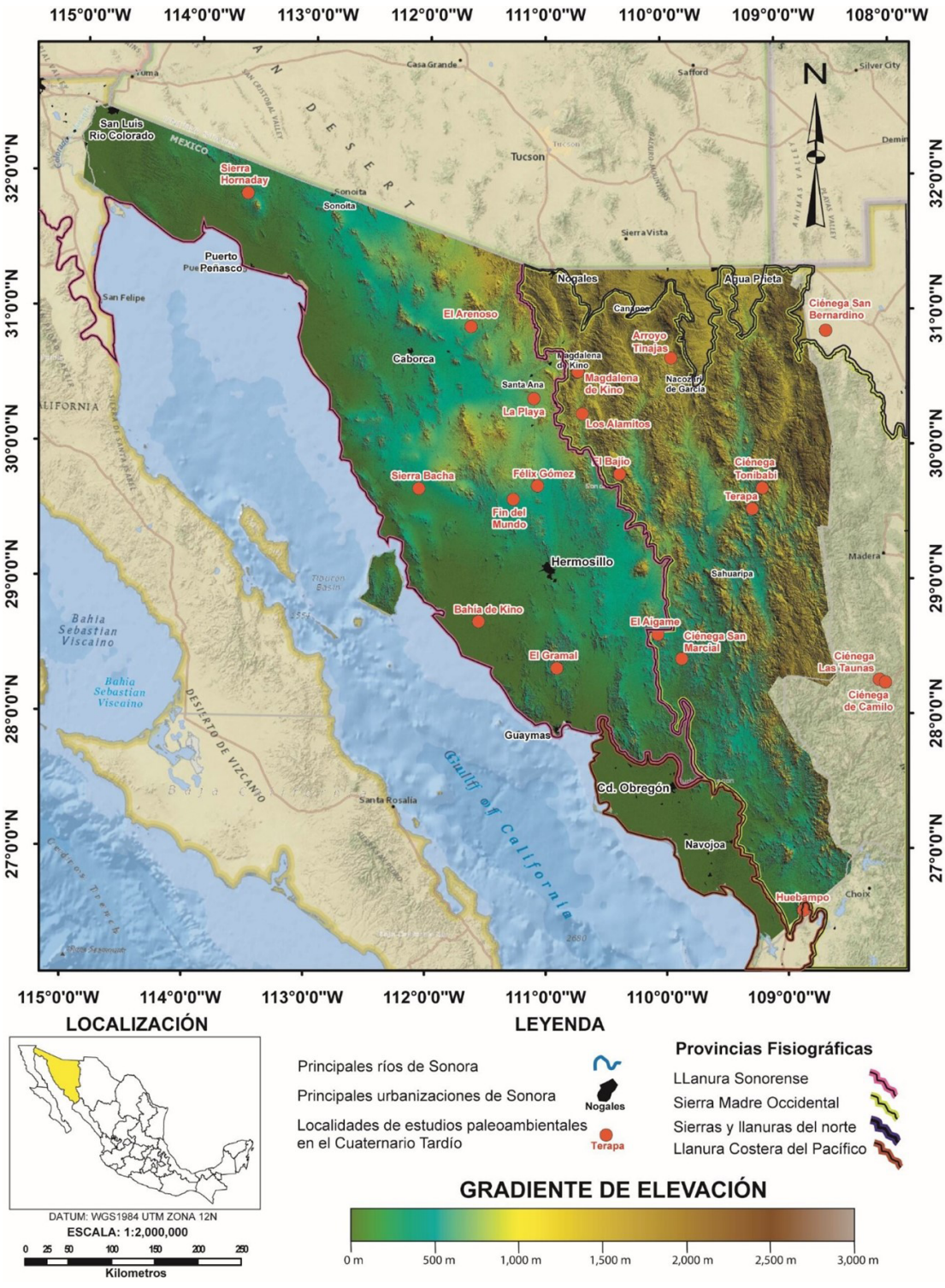


Figura 39.2. Localización de las principales cuencas y depósitos sedimentarios con registros del Cuaternario en Sonora.

39.5.1 Tipos de registros paleoambientales del Cuaternario en Sonora

39.5.1.1 Registros físicos

El suelo integra un importante registro de los ambientes pasados en la superficie del planeta, los suelos que contienen esta información se le conoce como paleosuelos. El clima, organismos, material de origen, topografía y el paso del tiempo son factores que influyen en la formación del suelo; estudiándolos se puede obtener información valiosa sobre el periodo en el que se formó (Martini y Chesworth, 1992). A partir de la pedogénesis (proceso de formación del suelo) se determinan las condiciones ambientales que existieron en determinad momento, ya que la incidencia de sus factores formadores queda registrada en la fase solida de un suelo y a esto se le conoce como memoria edáfica (Cruz y Cruz, 2014b). La presencia de carbonato de calcio, contenido de arcillas y evaporitas son indicadores de precipitación; la estructura del suelo aporta información de temperatura; la presencia de raíces, carbón y agrietamiento por hielo indican cambios estacionales (Retallack, 1990).

El estado de Sonora está formado principalmente por la unidad de paleosuelos rojos San Rafael (SRP), existe una unidad de suelos grises asociada con el Pleistoceno superior, y están relacionados con la megafauna y la ocupación humana en Sonora (Cruz y Cruz *et al.*, 2014 a, b, 2018). Estos paleosuelos tienen edades que van del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano/medio y se localizan en varios sitios arqueológicos de la región, indica que además de proporcionar condiciones paleoambientales se relaciona con la ocupación humana (Cruz y Cruz *et al.*, 2014b).

El estudio de paleosuelos permite identificar los procesos pedogénicos para interpretar las condiciones ambientales al momento de su formación e inferir las condiciones paleoclimáticas de la región (Cruz y Cruz *et al.*, 2014a, 2018). Lo anterior se inferiere por medio de análisis geomorfológicos para establecer el origen de las unidades del paisaje, se establecen eventos de sedimentación y las condiciones de meteorización de minerales primarios (Ibarra-Arzave *et al.*, 2018), también por análisis micromorfológicos, identificación de procesos como iluviación de arcilla, acumulación de carbonato pedogénico relacionado

con cambios en las condiciones paleoambientales (Cruz y cruz *et al.*, 2014a; Ibarra-Arzave *et al.*, 2018, 2019, 2020). Este tipo de características permite caracterizar la estabilidad o inestabilidad ambiental bajo la que se formaron (Ibarra-Arzave *et al.*, 2019).

Para tener suficiente información, se estudian diferentes cuencas sedimentarias, perfiles y horizontes sedimentarios, los cuales se correlacionan y comparan sus características pedogenéticas y edades (Cruz y Cruz *et al.*, 2014 a,b). Se determinan características físicas (color, granulometría), químicas (pH, conductividad eléctrica, contenido de calcio total), de magnetismo de rocas y micromorfológicas (Cruz y Cruz *et al.*, 2016; Ibarra-Arzave *et al.*, 2018, 2019). Otro tipo de información que se puede obtener de los paleosuelos son los isótopos estables como el d13C, se puede obtener del humus o carbonatos, o de fósiles (Cruz y Cruz *et al.*, 2016).

Los paleosuelos también guardan información biológica proveniente de restos de megafauna (Cruz y Cruz *et al.*, 2018) y ayudan a la reconstrucción de paleovegetación a partir de los granos de polen encontrados (Ibarra-Arzave *et al.*, 2018). Las cuencas sedimentarias, poseen los registros de los sedimentos que se han podido acumular en un periodo de tiempo específico, donde el clima es uno de los principales factores que regulan el aporte de sedimentos al controlar los niveles de intemperismo, tasas de meteorización y erosión, las condiciones de transporte de sedimentos y los mecanismos de sedimentación; por lo que se pueden realizar reconstrucciones paleoambientales (Arche, 2010). Estudiando los procesos de sedimentación en los sitios se pueden realizar inferencias en cambios ambientales, como los estudios en Ciénegas (Espinoza-Encinas, 2012; Galaz-Samaniego, 2022).

39.5.1.2 Registros químicos

La geoquímica inorgánica de sedimentos es una herramienta que se utiliza en los estudios de reconstrucción paleoambiental a través del uso de técnicas analíticas (e.g. florescencia de rayos X), se miden las concentraciones de elementos encontrados en un registro y se relaciona con diferentes condiciones

ambientales (Ortega-Rosas *et al.*, 2017; Gámez-Rascón, 2022; Valle-Caro, 2022; Valle-Caro *et al.*, 2023). Así, dependiendo de la concentración de los elementos se infiere su proveniencia, y es posible relacionarlo con transporte pluvial, fluvial y eólico; se les atribuye a las condiciones ambientales en determinado momento (Roy *et al.*, 2012, 2014a).

Esta información puede provenir de paleosuelos (Gámez-Rascón, 2022; Valle-Caro, 2022), de núcleos de suelo en ciénegas (Ortega-Rosas *et al.*, 2017) o de núcleos de sedimentos en paleo-lagos (Roy *et al.*, 2012, 2014a, b). Los datos obtenidos se correlacionan y comparan a lo largo del perfil tomado con minerales de los sedimentos y/o rocas de la región infiriendo su relación de proveniencia o atribuirse a las condiciones paleoambientales en el momento de la deposición de los sedimentos (Roy *et al.*, 2014a).

La geoquímica orgánica también es una herramienta útil en los estudios de reconstrucción paleoambiental, consiste en el estudio de "biomarcadores", los que dan información de la cantidad y tipo de material orgánico proveniente de una fuente (rocas y/o sedimento), se correlacionan estos datos con otros proxies existentes (Peters y Moldowan, 1993). En Sonora, los estudios realizados en compuestos orgánicos en los sedimentos han permitido definir variaciones en la respuesta a los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario tardío, reconociéndose fases húmedas, asociadas a mayor precipitación (principalmente en el Pleistoceno) y fases secas, ligadas a mayor evaporación durante el Holoceno (Espinoza-Encinas, 2012; Galaz-Samaniego, 2022).

El uso de isótopos estables también es útil para reconstrucciones paleoambientales, por ejemplo, las medidas de $\delta^{18}O$ en los espeleotemas aportan información directa de la variación de la precipitación. Los registros indican cambios en los regímenes de precipitación de invierno y verano, cantidad y temperatura (Ballenger *et al.*, 2011; Bright *et al.*, 2016). Mientras que el $\delta^{13}C$, se utiliza para corroborar los niveles de evaporación en un ambiente determinado, entre mayor (positivo) sea un valor, mayor será la aridez en el sitio, por otro lado, entre menores sean los valores de $\delta^{13}C$, estarán más relacionados con la humedad y la abundancia de vegetación (Bright *et al.*, 2016; Gámez-Rascón, 2022).

39.5.1.3 Registros biológicos

El Cuaternario, es rico en información biológica que proviene de macrofósiles y microfósiles preservados en los sedimentos (Birks, 2019). En Sonora, gran parte de la información paleoambiental obtenida proviene de este tipo de registros.

En el desierto sonorense, un estudio clásico es el de los nidos "packrat", nidos del ratón del género *Neotoma* sp., estas son sólidas y oscuras estructuras compactadas con la orina de los roedores que se cristaliza y permite su duración hasta miles de años estos son construidos en arbustos o rocas y contienen restos de hojas, ramas y granos de polen del entorno que son preservados como microfósiles (Van Devender *et al.*, 1990 a, b; Van Devender *et al.*, 1994; Van Devender y Hall, 1994).

Este tipo de estudios empezó en el árido suroeste de Estados Unidos (que después se realizaron estudios en el noroeste de México), un lugar de interés para los estudios de reconstrucción paleoambiental, que puso interés en este tipo de registros, apoyándose en estudios palinológicos que permitieron realizar reconstrucciones más completas y representativas de la paleovegetación (Van Devender *et al.*, 1990b).

La disciplina encargada de estudiar el polen y las esporas es la palinología: es una técnica que consiste en la identificación de los granos de polen que producen las plantas y es la técnica principal para reconstruir climas del Cuaternario ya que alberga un registro abundante y bien preservado, fácilmente identificable la taxa de la planta a la que perteneció y útil para hacer inferencias paleoclimáticas a partir de la paleovegetación (Birks y Birks, 1980). Los granos de polen son el microfósil más abundante en sedimentos cuaternarios ya son producidos en grandes cantidades ("lluvia polínica") y sedimentan en las superficies que a través de los años van guardando un registro de la vegetación que existió en determinado momento. En Sonora, este tipo de registros se han encontrado en núcleos de ciénegas (Ortega-Rosas, 2008 a, b, 2016; Galaz-Samaniego *et al.*, 2022) o de paleosuelos (Gámez-Rascón, 2016, 2022; Valle-Caro, 2019, 2022) permitiendo realizar reconstrucciones de la paleovegetación en diferentes localidades del Estado de Sonora, desde el desierto hasta la sierra.

Las diatomeas son algas eucariotas unicelulares o coloniales con paredes celulares cubiertas de sílice distribuidas en ambientes acuáticos, de agua dulce o marina y responden muy bien a los cambios ambientales (Seckbach y Kociolek, 2011). El estudio de la biología, ecología y taxonomía de las diatomeas aporta información sobre interés paleoambiental de los ambientes acuáticos (Smol y Sotermer, 2010). En Sonora se cuenta con registros de diferentes especies de diatomeas marinas (Barron *et al.*, 2004, 2005), así como registros continentales de diatomeas en ciénegas se encuentran desde el Holoceno medio hasta la actualidad (Espinoza-Encinas, 2012; Trinidad-Camarena; 2019).

La distribución, fisionomía y composición de la fauna del Pleistoceno tardío es diferente a la fauna moderna y forman parte del paisaje antiguo en el que los animales habitaron y los antiguos pobladores interactuaron. Habitualmente, las diferencias entre el Pleistoceno y la fauna moderna han sido atribuidos al cambio climático o a extinciones provocadas por el impacto humano, lo que lo vuelve un indicador para el estudio de estos cambios ambientales (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2017).

39.5.2 Entorno geológico de las Cuencas sedimentarias del Cuaternario en Sonora

Los procesos geológicos que ocurrieron durante el Cuaternario en Sonora son principalmente de origen sedimentario y en menor medida volcánico (Figura 39.1). Sin embargo, el registro geológico del Noroeste de México es muy extenso y variado, contando con unidades litológicas de origen magmático, sedimentario y metamórfico con edades desde los 1, 800 Ma, que involucran ambientes de formación no solo relacionados a la superficie terrestre, sino también a los de contextos de una profundidad en el subsuelo de hasta 10 km. Es así como todos esos vestigios rocosos, que ya se encontraban expuestos en la superficie continental en el Cuaternario, son la fuente de los sedimentos. Esos depósitos que regularmente rellenan las diferentes cuencas en continente (Figura 39.3A, B y C), donde los ríos, no siempre estacionales o transitorios, han logrado transportar su sedimento a las cuencas marinas del Golfo de California (Mar de Cortés), culminando su trayecto con una mayor acumulación en grandes depresiones

submarinas. No obstante, lo amplio y variado de las fuentes rocosas, que componen a los rasgos geológicos del continente en Sonora, (la alta geodiversidad de la región), ocurren en diferentes subprovincias (Figura 39.1), con contrastes de Oriente a Poniente, hasta encontrar, al límite actual entre las placas tectónicas Pacífico y Norte Norteamericana por debajo del Golfo de California.



Figura 39.3. Aspecto de los afloramientos del Cuaternario en Sonora, mostrando una amplia gama de contextos. A, abanicos aluviales en la porción central de Sonora; B, Terrazas en río intermitente; C, Terrazas en río intermitente bordeadas por depósitos detríticos de abanicos aluviales del Mioceno; D, Depósitos detríticos lacustres del Mioceno cubiertos discordantemente por depósitos aluviales del Cuaternario,

y una persona al pie del escarpe como escala; E, Depósitos lacustres del Mioceno disectados por el drenaje actual; F, Depósitos de detríticos consolidados del Mioceno que rellenan las cuencas en la provincia geológica del *Basin & Range;* G, Depósitos detríticos lacustres del Mioceno en la provincia geológica del *Basin & Range,* cubiertos discordantemente por suelos del Cuaternario; H, Relieve constituido por sedimentos detríticos y el volcanismo cuaternario en el Campo Volcánico El Pinacate; I, lavas basálticas cuaternarias en el flanco oriental del volcán en escudo traquítico Santa Clara del Campo Volcánico El Pinacate (CVP); J, Lava basáltica y depósitos aluviales cuaternarios en el CVP; K, Sustrato volcánico y sedimentario del Cuaternario del CVP, cubierto por un campo de dunas del desierto de Altar (fondo de la imagen); L, Depósitos detríticos cuaternarios en la Provincia Extensional del Golfo de California, cubiertos por un suelo derivado de los sedimentos eólicos de una paleoduna.

39.5.3 Las provincias geológicas sonorenses

La distribución del escenario actual de las cuencas cuaternarias en Sonora se encuadra de Este a Oeste dentro de tres regiones geológicas mayores (Figura 39.1): La Provincia Geológica de la Sierra Madre Occidental (SMO), La Provincia Geológica del *Basin and Range* (Sierras y Valles, BAR) y, La Provincia Extensional del Golfo de California (PEG). Podemos empezar por considerar a la SMO, ubicada al oriente del estado, como la más antigua, la de mayor altura y la menos geodiversa (Figura 39.1). Las cuencas sedimentarias del Cuaternario en esta región se caracterizan por encontrarse a una mayor elevación (Figuras 39.3C y D), ser las más angostas y estar delimitadas regularmente por la ocurrencia de voluminosas unidades de rocas volcánicas tobáceas félsicas de origen ignimbrítico, que forman el vasto altiplano de la Sierra Madre Occidental (SMO), una de las provincias ignimbríticas más grande del planeta. Este vulcanismo es clásicamente subdividido (Ferrari *et al.*, 2005) en dos grandes grupos, uno del Oligoceno temprano (32-28 Ma) y otro del Mioceno temprano (24-20 Ma), que ocurrieron bajo un contexto tectónico ligado a la subducción de la hoy extinta Placa de Farallón (Figura 39.4).

La Provincia Geológica del *Basin and Range* se encuentra entre la SMO y la PEG, muestra mayor geodiversidad, y se caracteriza por un alineamiento de sierras y valles paralelos con orientación Noroeste-Sureste como resultado de un evento distensivo ocurrido del Oligoceno tardío al Mioceno medio (28 a 14Ma) durante las etapas finales de la subducción (Figura 39.4). Las cuencas sedimentarias del Cuaternario en esta provincia ocurren en grandes depresiones topográficas kilométricas

desarrolladas por fallamiento normal (Figuras 39.3A y Figura 39.4), que permitió la segmentación de la SMO y el descapote de hasta 10 km en la corteza, exhumando a las rocas de ambientes subterráneos que conforman al basamento cristalino de la región. Es a lo largo de esta provincia que escurren los principales ríos del estado (Sonora y Yaqui), que han contribuido con el relleno sedimentario.

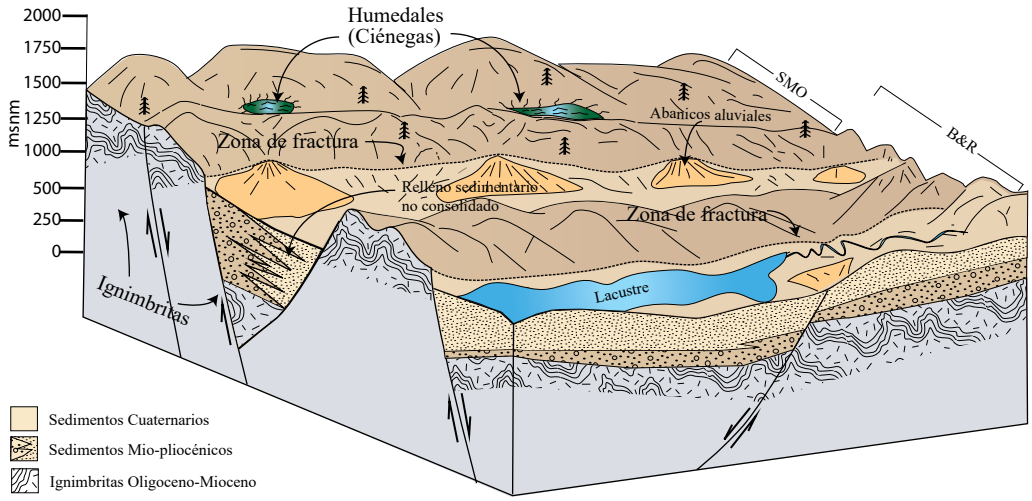


Figura 39.4. Modelo esquemático de los ambientes sedimentarios del Cuaternario, característicos en las provincias geológicas de la Sierra Madre Occidental y el *Basin and Range*, mostrando una amplia gama de contextos. E.g. depósitos detríticos de abanicos aluviales y lacustres, que rellenan las cuencas tectónicas en la provincia geológica del Basin & Range, y que son cubiertos discordantemente por suelos recientes; relieve constituido por bloques corticales levantados y colapsados por fallas. Las flechas indican movimiento de los bloques en las zonas de falla.

La Provincia Extensional del Golfo, presenta los relieves menos abruptos y una mayor geodiversidad (Figura 39.5). Las cuencas sedimentarias del Cuaternario en esta provincia son más amplias y anchas, cuentan con el desarrollo deltas de los principales ríos y la formación de lagunas, esteros y salares. La PEG se sobrepone a la Provincia Geológica del *Basin and Range*, ya que tiene un origen ligado al desarrollo de la ruptura del continente americano ocurrida hace aproximadamente 12 Ma (Ferrari *et al.*, 2005), durante un periodo de intenso magmatismo y fallamiento lateral en un Rift oblicuo llamado Proto-Golfo de California (Figura 39.5), cuyos vestigios ocurren bajo una franja de un centenar de kilómetros de ancho, formando a la Provincia Extensional del Golfo de California.

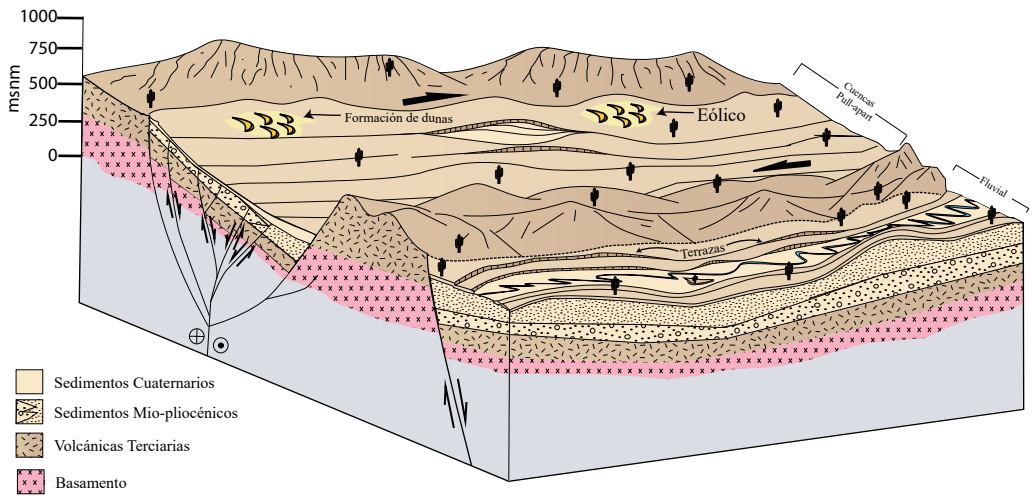


Figura 39.5. Modelo esquemático de los ambientes sedimentarios del Cuaternario en el Desierto Sonorense dentro de la Provincia Geológica Extensional del Golfo de California. E.g. Capas arcillosas del Holoceno cubiertas por suelos recientes y expuestas en terrazas por la erosión de un río intermitente; Campos de dunas móviles; rellenos sedimentarios de cuencas tectónicas de tipo *pull-apart*. Las flechas indican movimiento de los bloques en las zonas de falla.

Por último, entre los 6 y los 5 Ma, la evolución del sistema de deformación distensiva migró al Oeste, abandonando a las cuencas continentales, y construyendo otras subsidencias en un nuevo límite de placas. Esta configuración tectónica formó a la península de Baja California al separar transicionalmente a ese bloque continental del resto de México, a una velocidad de una decena de centímetros por año. Es así como un desgarre continental dio inicio al límite entre las Placas Pacífico y Norteamericana (PAC-NAM), permitiendo contar con la disponibilidad de una alta gama de vestigios rocosos como fuente de los sedimentos que rellenan a las cuencas del Cuaternario en Sonora (Figura 39.3).

39.5.3.1 Principales depósitos en las cuencas del Cuaternario

Las manifestaciones volcánicas más recientes en Sonora, desarrolladas durante el Pleistoceno-Holoceno, se ubican en el área de El Pinacate en el noroeste, dentro de la Provincia Extensional del Golfo (Figura 39. 3H, I, J y K), y en el Valle de Moctezuma en el centro este de Sonora en la Provincia del *Basin and Range*

al Pie de la Provincia de la Sierra Madre Occidental (Paz-Moreno *et al.*, 2003). El Campo Volcánico de El Pinacate es un complejo volcánico poli y monogenético de edad 1.8 Ma a 3,900 años antes del presente, que cubre un área de 1,265 km^2 y que en su parte central presenta un volcán en escudo de traquita llamado Santa Clara (Figura 39.3H), más de 800 conos y cráteres de origen freatomagmático (Paz-Moreno *et al.*, 2004a, b; Arias-Murcia y Vidal-Solano, 2024; Vidal-Solano *et al.*, 2023). El segundo campo volcánico, ubicado en la cuenca de Moctezuma, tiene una edad de 1.7-0.5 Ma, menor cobertura espacial de ~380 km^2 y tiene basaltos fisurales sobreyacidos por un volcanismo generado a través de cinco conos monogénicos en el centro de la cuenca (Paz-Moreno *et al.*, 2003).

De acuerdo con Arias-Murcia y Vidal-Solano, 2024, los depósitos sedimentarios cuaternarios que ocurren en el CVP son de origen eólico constituidos por arena de grano fino y limo que se caracterizan por formar amplios campos de dunas o montículos móviles. Estos sedimentos son característicos del Desierto de Altar, gran parte de éste rodea el CVP al Oeste, al Norte y al Sur (Figura 39.3K). En otro sector se tienen depósitos de playa, que se caracterizan por haberse depositado en pequeñas cuencas cerradas en depresiones topográficas que se generaron durante la constante modificación del relieve por la reciente actividad volcánica del CVP (Cázares, 2013). Los depósitos aluviales se localizan en llanuras aluviales ubicadas en el sector norte del CVP. Estos depósitos están compuestos principalmente por epiclastos de lapilli escoriaceo, arena, limo y arcilla (Cázares, 2013). Finalmente, los depósitos fluviales, están conformados principalmente por cantos, arena y limos derivados principalmente de rocas basálticas (Figura 39.3J) y rocas cristalinas del basamento (Cázares, 2013).

En Sonora, los depósitos sedimentarios del Cuaternario depositados en ambientes continentales derivan de la erosión de los sedimentos del Cenozoico y de las rocas preexistentes (Figura 39.3). Se destacan, por dominar en la superficie, las siguientes unidades sedimentarias cartografiadas por el Servicio Geológico Mexicano (GeoInfoMex, 2023) (Figura 39.6):

a) Conglomerado Polimíctico del Pleistoceno (QpTCgp) conformado por remanentes de depósitos de sedimentos de grava, conglomerados, arenas y compuestos de bloques, cantos, guijarros y clastos con gran variedad

litológica y distribuido caóticamente en una matriz arcillosa. Se localizan principalmente en llanuras intermontañosas, formando lomeríos con pendientes suaves, así como terrazas y pequeños taludes (Figura 39.6A, C y D). Estos depósitos tienen un espesor muy variado, pero puede alcanzar decenas de metros, por lo general ocurren en el *Basin and Range* y se encuentran cubriendo a rocas sedimentaria detríticas del Mioceno y a otras rocas más antiguas. Regularmente, estos depósitos son cubiertos por depósitos aluviales del Cuaternario.

b) Depósitos Lacustres del Pleistoceno (QpTla) consisten en secuencias lacustres constituidas por arcillas, limos y evaporitas, que ocurren dentro de la Provincia Extensional del Golfo de California (Figura 39.6B). Se originaron por la invasión intermitente de aguas marinas mezcladas con aguas de ríos y arroyos formando grandes planicies deltaicas donde localmente ocurren condiciones favorables para la precipitación de halita (sal).

c) Depósitos Eólicos Holocénicos (QhoTeo) se componen de arenas constituidas por cuarzo, feldespatos, micas y fragmentos de roca, que cubren a los conglomerados del Pleistoceno; se distribuyen en la PEG en el desierto sonorense. En algunas localidades presentan estratificación cruzada. Su expresión morfológica da origen a dunas y lomas de poca altura.

d) Depósitos Aluviales del Holoceno (Qhoal) constituidos por gravas, arenas y arcillas sin consolidar, producto de la erosión e intemperismo de las rocas preexistentes (Figura 39.6E). Esta unidad incluye a los coluviones, suelos arenosos y suelos arcillo-arenosos. Se encuentran en forma de terrazas y abanicos constituyendo el último evento sedimentario del Cuaternario.

e) Depósitos Limolíticos con arenas del Holoceno (Qholm-ar) conforman a los grandes valles costeros de la PEG donde se han desarrollado extensas superficies agrícolas como son El Valle de la costa de Hermosillo y el Valle de Guaymas.

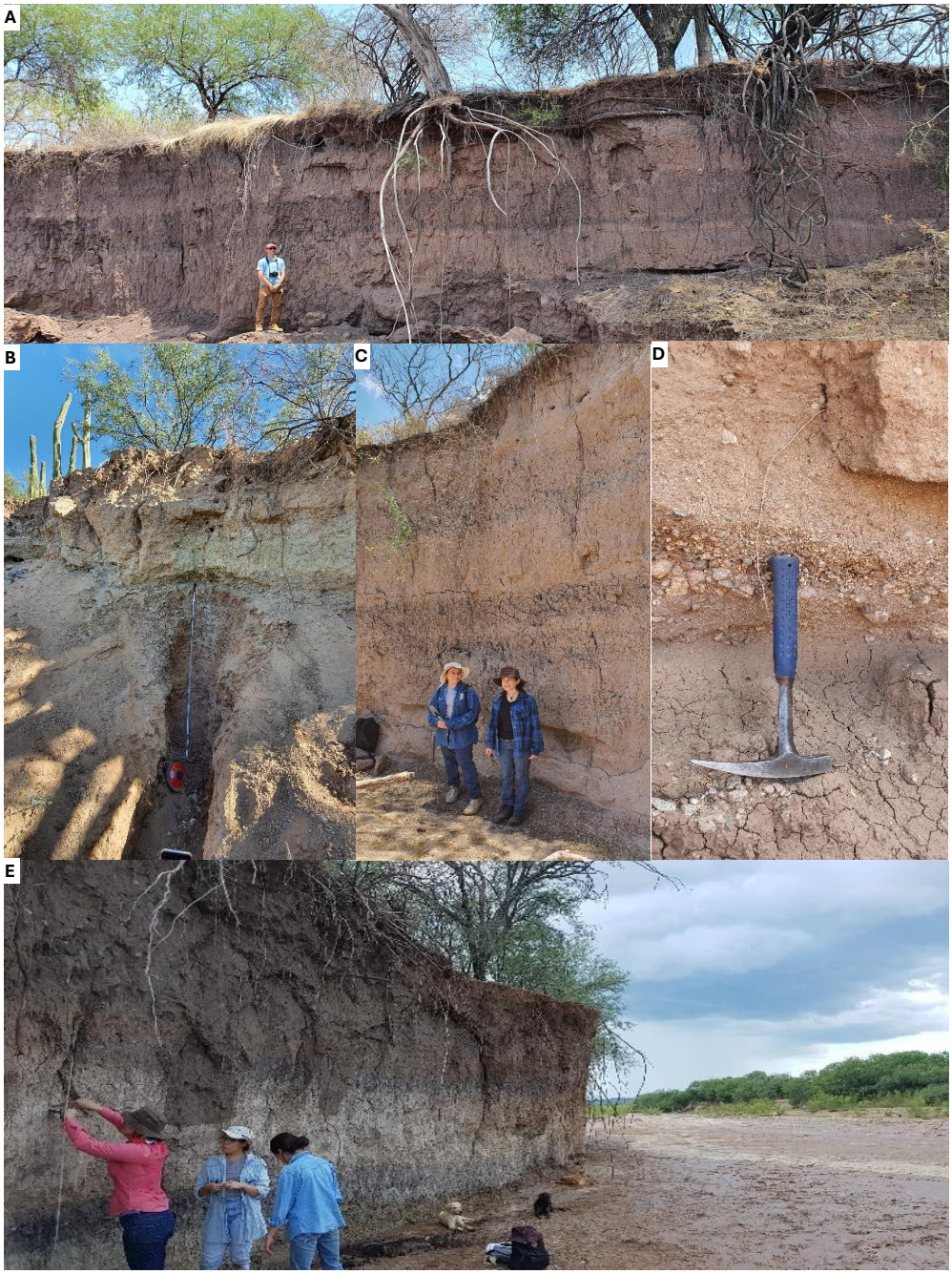


Figura 39.6. Aspecto de algunos depósitos sedimentarios del Cuaternario en Sonora. A, Capas de arcillosas en un perfil de la provincia geológica del *Basin & Range; B,* Suelos rojos arcillosos del Pleistoceno cubiertos por capa arcillo-arenosa del Holoceno y suelos recientes en un perfil de la Provincia Extensional del Golfo de California; C, Capas arcillosas, gravosas y arenosas del Holoceno en un perfil de la provincia geológica del Basin & Range; D, Detalle del contacto entre capas en la base del perfil anterior; E, Capas arcillosas carbonosas del Holoceno cubiertas por suelos recientes en un perfil expuesto por un río intermitente en la Provincia Extensional del Golfo de California.

39.5.4 Cuencas sedimentarias del Desierto Sonorense en la Provincia Extensional del Golfo de California (PEG)

39.5.4.1 Sedimentología

Los suelos están compuestos por minerales, materia orgánica y se forman a través de procesos químicos, físicos y biológicos. Una de las características más llamativas es el color, el cual indica las condiciones de su formación, por ejemplo, si un suelo es rojo, significa que fueron condiciones oxigenadas, si es azul-gris, significa que eran anóxicos (poco o nulo oxígeno); todo esto es un indicador de los niveles de humedad del suelo (Anderson *et al.*, 2013). Los cambios ambientales del Cuaternario en el Desierto de Sonora han sido registrados en diversas cuencas y depósitos sedimentarios (Tabla 39.1). Algunos estudios demuestran la ocurrencia de cambios unidireccionales con una tendencia a la desertificación que se inició a finales del Pleistoceno y continúa en la actualidad (Van Devender, 1990 a, b).

Tabla 39.1. Información y referencias de las cuencas y depósitos sedimentarios con registros del Cuaternario en las distintas regiones geológicas de Sonora: PEG= Provincia Extencional del Golfo de California; BAR= *Basin and Range*, SMO= Sierra Madre Occidental.

Referencia	Nombre del sitio/ Provincia Geológica	Coordenadas UTM		Tipo de registro	Edad estimada años cal AP
Anderson y VanDevender, 1993	Sierra Bacha/PEG	29°50'N	112°29'O	Polen, Packrat middens	10,000 - actualidad
Bright et al., 2016	Terapa/SMO	29°41'N	109°39'O	Isótopos estables, fósiles	43, 000
Brunelle et al., 2010	Ciénega San Bernardino/BAR	31°N	109.3°O	Polen	7,000 - actualidad
Caballero et al., 2005	Bahía de Kino/PEG	28°51'N	111°58'O	Polen, diatomeas, microfósiles, suelos	5,600 -3,600
Cruz y Cruz et al., 2014a	La Playa/PEG	30° 30'22.8"N	111° 30'29.1"O	Paleosuelos y megafauna	19,000 - 2,000
	Magdalena/BAR	30° 42'23.75"N	111°07'52.42"O		

Referencia	Nombre del sitio/ Provincia Geológica	Coordenadas UTM		Tipo de registro	Edad estimada años cal AP
Cruz y Cruz et al., 2014b	La Playa/PEG	30°30’22.8”N	111° 30’29.1”O	Paleosuelos y Megafauna	30,000 - 4,000
	Magdalena de Kino/ BAR	30° 42’23.75”N	111° 07’52.42”O		
	Los Alamitos/BAR	30°23’38.50”N	111°05’39.30”O		
	Huebampo/PEG	26° 42’01.1”N	109° 15’47”O		
	El Bajío/BAR	29° 56’ 50.48”N	110° 46’ 31.16”O		
	Fin del Mundo/PEG	29° 45’ 29.39”N,	111° 40’ 46.82”O		
	El Gramal/PEG	28° 30’ 22.65”N	111° 18’ 20.53”O		
	El Aigame/BAR	28° 45’ 18.07”N	110° 27’ 22.53”O		
	El Arenoso/PEG	31° 02’ 16.2”N	112° 03’ 05.4”O		
Cruz y Cruz, 2016	El Arenoso/PEG	31° 02’ 16.2”N	112° 03’ 05.4”O	Paleosuelos y Megafauna	15,000 - 4,000
	La Playa/PEG	30° 30’22.8”N	111° 30’29.1”O		
	Magdalena de Kino/ BAR	30° 42’23.75”N	111° 07’52.42”O		
	Los Alamitos/BAR	30°23’38.50”N	111°05’39.30”O		
	Fin del Mundo/PEG	29° 45’ 29.39”N	111° 40’ 46.82”O		
	Térapa/SMO	29°41’N	109°39’O		
Cruz y Cruz *et al.,* 2016	El Arenoso/PEG	31° 02’16.2”N	112° 03’ 05.4”O	Paleosuelos y megafauna	15, 000 - 4,000
	La Playa/PEG	30°30’22.8”N	111° 30’29.1”O		
	Magdalena de Kino/ BAR	30° 42’23.75”N	111° 07’52.42”O		
	Fin del Mundo/PEG	29° 45’ 29.39”N	111° 40’ 46.82”O		
	Térapa/SMO	29°41’N	109°39’O		
Espinoza-Encinas, 2012	Ciénega Tonibabi/ SMO	29° 50’16”N	109° 33’45”O	Polen, diatomeas, geoquímica orgánica	9, 400
Galaz-Samaniego *et al.,* 2022	Ciénega Tonibabi/ SMO	29°50’16”N	109° 33’45”O	Polen, geoquímica	15, 000 - 7,000
Gámez-Rascón, 2016	La Playa/PEG	30° 30’22.8”N	111° 30’29.1”O	Polen	15,000 - actualidad
Gámez-Rascón, 2022	Félix Gómez/PEG	29°51’35”N	111°28’25”O	Polen, geoquímica	8,000 - actualidad
Ibarra-Arzave *et al.,* 2018	La Playa/PEG	30° 30’22.8”N	111° 30’29.1”O	Paleosuelos, polen	15,000 - 3,500
Ibarra-Arzave *et al.,* 2019	Arroyo Tinajas/BAR	30°48’27”N	110°20’O	Paleosuelos	8, 500

Referencia	Nombre del sitio/ Provincia Geológica	Coordenadas UTM		Tipo de registro	Edad estimada años cal AP
Ibarra-Arzave *et al.,* 2020	El Fin del Mundo/ PEG	29° 45' 29.39"N,	111° 40' 46.82"O	Paleosuelos	20,000 - actualidad
	El Gramal/PEG	28°30' 22.65"N,	111° 18' 20.53"O		
Minckey y Brunelle, 2007	Ciénega San Bernardino/BAR	31°N	109.3°O	Sedimentología	7,000 - actualidad
Minckey et al., 2011	Ciénega San Bernardino/BAR	31°N	109.3°O	Polen, geoquímica	12, 500 - actualidad
Nunez et al., 2010	Térapa/SMO	29°41' N;	109°39'O	Megafauna, geoquímica	43,000-40,000
Ortega-Rosas, 2008a	Ciénega de Camilo/ SMO	28°23'N	108°33'O	Polen	8,600-presente
Ortega-Rosas et al., 2008b	Ciénega de Camilo/ SMO	28°23'N	108°33'O	Polen	13,000 - 1,000
	Ciénega Las Taunas/ SMO	28°23'N	108°33'O		
Ortega-Rosas et al., 2016	Ciénega San Marcial/ BAR	28°34'31"N	110°15'23"O	Polen	16,000 - 13,000
Ortega-Rosas et al., 2017	Ciénega Las Taunas/ SMO	28°23'N	108°33'O	Polen, geoquímica	13,000 - 2,000
Ibarra-Arzabe, 2018	La Playa/PEG	30° 30'22.8"N	111° 30'29.1"O	Paleosuelos	7,000 - 5,000
Trinidad-Camarena, 2019	Ciénega Tonibabi/ SMO	29° 50'16"N	109°33'45"O	Diatomeas y geoquímica	9, 400 -actualidad
Valle-Caro, 2019	El Aigame/BAR	28°45'18.07"N	110° 27' 22.53"O	Polen	9,000 - 2,000
Valle-Caro, 2022	Félix Gómez/PEG	29°51'35"N	111°28'25"O	Polen, geoquímica	17,000-9,600
VanDevender et al., 1990b	Sierra Hornaday/PEG	32°N	114°O	Packrat middens	2,000 - actualidad
VanDevender et al., 1994; VanDevender y Hall, 1994	Sierra Bacha/PEG	29°50'N	112°29'O	Packrat middens	10,000 - actualidad

Los paleosuelos más antiguos en el norte de México, dentro del Desierto Sonorense, se encuentran compuestos principalmente por paleosuelos moderadamente desarrollados con una coloración rojiza (Figura 39.7), con la cual se puede evidenciar procesos de meteorización, rubificación, neoformación de arcillas y acumulación de carbonatos pedogénicos (Ibarra-Arzave, 2020). En Sonora a este tipo de paleosuelos se les conoce como "Paleosuelo San Rafael" (PSR), se

encuentran principalmente en el sitio “Magdalena de Kino”, sitio “El Bajío” y el sitio arqueológico “La Playa” (Figuras 39.1 y 39.2). El sitio “La Playa” es un abanico aluvial delimitado al norte por el Río Boquillas y en algunos sitios presenta erosión en forma de cárcavas. El registro más antiguo conocido del PSR posee edades aproximadas de 15, 000 años al final del Pleistoceno tardío (Cruz y Cruz 2014a, b; Ibarra-Arzave *et al.*, 2018).

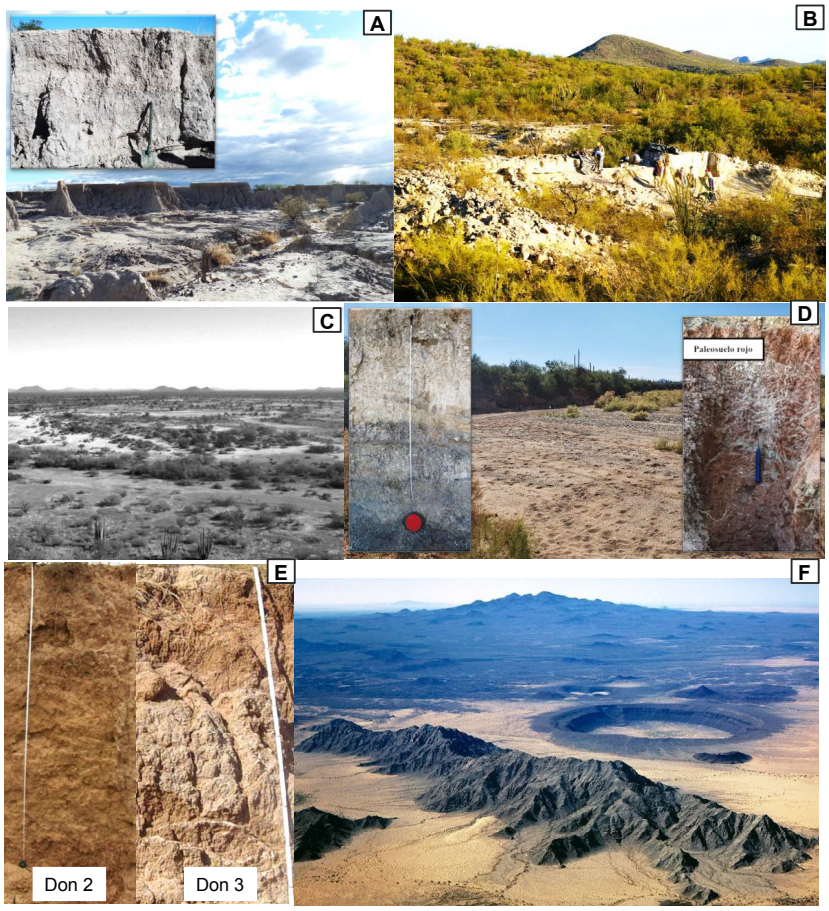


Figura 39.7. Fotografías de las distintas cuencas y perfiles sedimentarios del Cuaternario en el Desierto Sonorense dentro de la Provincia Extensional del Golfo (PEG). A= La Playa, B=El fin del Mundo, C= El Gramal, D= Félix Gómez, E= Huebampo, F= Sierra Hornaday.

También existen paleosuelos de gran interés con una coloración grisácea que se han formado debido a la geomorfología del sitio en la región del Fin del Mundo y el Sitio El Arenoso, algunas en cuencas semi cerradas, están caracterizados por procesos de intemperismo, neoformación de arcillas, reductomorfismo y carbonación. Se tiene conocimiento de su formación en el Pleistoceno

tardío bajo condiciones semi áridas y frías, poco húmedas (Cruz y Cruz *et al.*, 2018). Los sitios con paleosuelos de tonalidades grisáceas son los sitios "Fin del Mundo" y "El Arenoso", el primero se localiza en una cuenca ubicada dentro de una cadena de colinas volcánicas sin nombre, aproximadamente a 100 km al noroeste de la Ciudad de Hermosillo, Sonora (Figuras 39.2 y 39.7). Se compone por un área expuesta, muy erosionada y desemboca hacia el Arroyo Carrizo. El sitio "El Arenoso" se encuentra al norte de la población de Caborca, Sonora, el cual abarca una planicie aluvial compuesta de depósitos cuaternarios (de 31, 000 años aproximadamente) (Cruz y Cruz *et al.*, 2014a, b).

Los ríos son esencialmente sistemas de transferencia que recogen y transportan sedimentos hasta las grandes cuencas lacustres o marinas. En el caso de las zonas áridas, si el flujo de agua no es abundante, el sedimento suele acumularse en zonas bajas de las montañas, formando lo que se conoce como abanico aluvial. Si la masa de agua que circulaba tuvo suficiente velocidad, su dinámica pudo desarrollar rasgos erosivos de grandes dimensiones (Sánchez-Moya y Sopeña, 2010) como el caso de las terrazas erosivas, y en menor medida, las cárcavas. Según Vega *et al.* (2011a) gran parte del área Noroeste del Estado de Sonora está drenado por los ríos Sonoyta, Altar, Asunción, Boquillas, Concepción y Bacoachi. Algunos de estos ríos y arroyos aledaños a los mismos, han permitido la formación de terrazas y/o cárcavas, gracias a lo cual se ha permitido el hallazgo de material paleontológio-arqueológico, así como también se han podido realizar estudios con paleosuelos que han evidenciado las condiciones paleoambientales del lugar.

Los sitios donde se ha trabajado con paleosuelos en forma de terrazas son "Félix Gómez" y "El Gramal" (Figuras 39.2 y 39.7). El primero pertenece a una terraza sedimentaria Holocénica (8, 600 – 3, 300 años AP) que aflora en uno de los bordes del Río Bacoachi, donde su principal característica es que se compone por un depósito de sedimentos fluviales poco consolidados donde predominan la arena y el limo, mientras que el sedimento del margen del Río se compone principalmente por arenas y gravas (Gámez-Rascón, 2022). El segundo es una secuencia cuaternaria sedimentaria expuesta representada por sedimentos aluviales y eólicos con una edad aproximada de 25, 000 años (Gaines *et al.*, 2009a).

Los sitios donde se han trabajado con ciénegas o lagunas son el sitio "Ciénega San Marcial" y "Bahía de Kino" (Figuras 39.2 y 39.7) que se ubican en una llanura de inundación costera donde se tiene registro que en el Holoceno medio (hace 6, 600 años) fue un pantano de agua dulce o salobre (Caballero *et al.*, 2005).

Los sitios donde se trabajó con nidos de roedores del género Neotoma sp. se encuentran en la Sierra Hornaday y la Sierra Bacha. En la primera (Figuras 39.2 y 39.7F) se analizaron sedimentos y restos vegetales contenidos en con edades que van desde los 10, 000 a los 2, 300 años aproximadamente, abarcando desde el Holoceno temprano hasta el Holoceno tardío (Van Devender *et al.*, 1990b). La Sierra Bacha se extiende desde cerca de la población de Puerto Libertad hasta el sureste de la población de Desemboque, donde se han encontrado registros de vegetación del Holoceno temprano al Holoceno tardío (aproximadamente de 10, 000 a 300 años) (Van Devender *et al.*, 1994).

39.5.4.2 Paleontología del Cuaternario en el Desierto de Sonora dentro de la PEG

Existe evidencias paleontológicas en distintas cuencas y depósitos sedimentarios del Desierto Sonorense que nos brinda información sobre las condiciones paleoambientales de la región (Tabla 39.1). Gracias a la erosión del suelo, ocurrida en los últimos años, en algunos sitios se ha podido evidenciar la presencia de distintas culturas, así como también los restos de animales y vegetales del pasado, lo que le confiere ser una región de gran importancia arqueológica. Algunas de las especies fósiles de animales y plantas se mencionan a continuación en los distintos depósitos y cuencas estudiadas:

a) Sitio arqueológico "La Playa" (Figura 39.7) son carbonatos pedogénicos con fechas de registro entre 14,910-14,230 cal AP y materia orgánica (humus) entre 4,400-4,250 cal AP. Carpenter *et al.* (2005), Villalpando *et al.* (2009), Carpenter (2009) han evidenciado la presencia de algunos especímenes tales como caballos (*Equus* sp.), camellos (*Camelops* sp.), mamuts (*Mammuthus* sp.), bisontes (*Bison antiquus*), algunos roedores (*Sigmodon* sp.), ciervos (familia Cervidae), antílopes (familia Antilocapridae), gran cantidad de tortugas (*Gopherus* sp.).

El material polínico analizado (Gámez-Rascón, 2016) ha evidenciado la presencia de especies de zonas áridas tales como *Prosopis sp., Parkinsonia sp., Olneya tesota., Opuntia sp.,* así como también algunas especies de ambientes húmedos y fríos tales como *Pinus sp. Quercus sp.,* familia Bromeliaceae, esporas de helechos de los tipos *Selaginella sp. y Polipodyum sp.*

b) Sitio "Fin del mundo" sus sedimentos registran el periodo de entre 13,384-12,854 cal AP. Los sedimentos se encuentran asociados material paleontológico con restos de gonfoterios (*Cuvieronius* sp.), mastodontes (*Mammut americanum*), bisontes (*Bison antiquus*), caballos (*Equus* sp.), tortugas (*Gopherus* sp.) y tapires (*Tapirus* sp.), algunos se encuentran asociados con artefactos Clovis del Pleistoceno tardío (de hace 13, 400 años aproximadamente) (Sánchez, 2016; Cruz-y-Cruz, 2016).

c) Sitio "El Arenoso" con un periodo de registro de entre 31,120-16,800 cal AP. Los hallazgos paleontológicos se componen principalmente de las especies de caballos como *Equus mexicanus* y *E. conversidens,* además de mamuts (*Mammuthus* sp.) y tortugas de la familia Testudinidae. Dichas especies animales se encuentran relacionadas a climas áridos, probablemente de una mezcla de pastizales y matorral arbustivo (Cruz y Cruz, 2016).

d) Sitio "Félix Gómez". Cuenta con un registro entre 8, 600 - 3, 300 cal AP compuesto de polen fósil de especies de climas fríos (chaparral), pino (*Pinus* sp.), encino (*Quercus* sp.), enebro, *(Juniperus* sp.) y grupos de helechos (Pteridofitas), por otro lado, las especies de climas cálidos se componen principalmente por pastos (*Poaceae*), herbáceas de las familias Chenopodiaceae – Amaranthaceae, Asteraceae, Cactaceae y géneros arbóreos de mezquite (*Prosopis* sp.), así como también esporas de hongos de los tipos basidiosporas y ascosporas (Gámez-Rascón, 2022; Valle-Caro, 2022).

e) Sitio "Bahía de Kino". Se trata de un pantano de agua dulce o salobre del Holoceno Medio (hace 6, 600 años) con registro dominado por las especies *Typha domingensis,* de la familia Cyperaceae, Poaceae y Chenopodiaceae-Amaranthaceae. Otras especies son *Fouquieriia splendens Engelmann, Simmondsia chinensis, Celtis* sp., *Olneya tesota, Prosopis* sp. y de las familias Cactaceae. Algunas especies animales corresponden con ostrácodos *Perissocytheridea* sp. Además, también hay presencia de diatomeas.

f) Sitio "Sierra Hornaday", los nidos analizados comprenden un periodo de entre 10,000-2,300 cal AP. Localizados en la región de "El Pinacate" que se

caracterizan por ser una zona montañosa donde afloran rocas de tipo granítico, en la cuales se localizaron y estudiaron nidos de roedores del género *Neotoma* sp., conocidas también como "packrat middens", donde se descubrió que el material vegetal encontrado en los nidos las etapas del Holoceno temprano al Holoceno tardío con géneros tales como *Ephedra sp, Encelia sp., Larrea sp., Carnegiea sp., Acacia sp., Parkinsonia sp., Prosopis sp., Ambrosia sp., Bursera sp., Jatropha sp., Opuntia sp., Yucca sp.* (Van Devender *et al.*, 1990a).

g) Sitio "Sierra Bacha", se localizaron y estudiaron nidos de roedores del género *Neotoma* sp., con edades de entre 10,000-300 cal AP, donde se descubrió que el material vegetal en los nidos las etapas del Holoceno temprano al Holoceno tardío. Algunas de las especies son: *Encelia sp., Feorocactus sp., Gallium sp., Lycium sp., Parkinsonia sp., Euphoribia sp., Ambrosia sp., Bursera sp., Larrea sp., Opuntia sp., Prosopis sp.* y *Yucca sp.*

h) La región de Huebampo se localiza en la provincia Golfo de California, al Sur de Sonora y la SMO que es atravesada por el río Mayo de NE SW, cuyos afluentes provienen de la sierra de Álamos. Las secuencias edafo-sedimentarias muestra tres eventos de formación de suelo seguidos de periodos de alta erosión que provocaron la pérdida de los horizontes superficiales A, seguidos de periodos de deposición de sedimentos aluviales, que evidencian procesos pedogénicos de iluviación, carbonatación, óxido-reducción, principalmente, esto involucra procesos pedogénicos cuyo tiempo característico oscila entre los 10,000 -1,000 años AP aproximadamente (Cruz y Cruz, 2014a).

39.5.5 Cuencas sedimentarias del *Basin and Range* (BAR) en Sonora

39.5.5.1 Sedimentología

Algunas de las cuencas sedimentarias de la región norte del BAR comprenden la formación de Paleosuelos Rojos San Rafael como en El sitio "El Bajío" (Figura 39.2) donde se encuentra expuesta un área erosionada de paleosuelo (PSR) con presencia de algunos artefactos Clovis (Sánchez, 2016). El sitio "Magdalena de Kino" (Figuras 39.2 y 39.8) se encuentra en un corte de carretera, con una edad aproximada de 12, 300 años (Pleistoceno tardío (Cruz y Cruz *et al.*, 2014a). El PSR indica un periodo prolongado de estabilidad ambiental en las etapas del

Pleistoceno tardío y terminó en el Holoceno medio (hace 15, 900 a 4, 200 años aproximadamente) (Cruz y Cruz *et al.*, 2016). El paleosuelo muestra características reductomórficas asociadas por una parte de una mayor precipitación, y por otra de su posición en la geoforma, dado que se encuentra en la zona de acumulación de los drenajes superficial, subsuperficial y subterráneo. En el Holoceno (12, 000 años al presente) se presenta un mayor dinamismo en el ambiente, con alternancia entre periodos de estabilidad que permitieron la pedogénesis, así como también, periodos de inestabilidad en los que predomina la erosión, evidenciando así la formación de dichos Paleosuelos rojos en tan solo unos cientos de años.



Figura 39.8. Fotografías de las distintas cuencas y perfiles sedimentarios del Cuaternario dentro de la región geológica *Basin and Range* en Sonora. A= El Aigame, B= El Bajío, C= Los Alamitos, D= Magdalena de Kino, E= Arroyo Tinajas, F= Ciénega San Marcial, G=Ciénega San Bernardino.

Las terrazas sedimentarias con perfiles sedimentarios se encuentran en los bordes de los ríos como en el sitio "El Aigame" (Figuras 39.2 y 39.8), el cual corresponde con una terraza sedimentaria en donde se han encontrado artefactos relacionados a los periodos Paleoindio (Pleistoceno tardío al Holoceno medio: aproximadamente de 13, 300 a 8, 900 años), Arcaico (9, 500 a 4, 500 años)

y agricultura temprana (4, 500 años) (Cruz y Cruz *et al.*, 2014b). Otra terraza sedimentaria corresponde al sitio "Los Alamitos" (Figuras 39.2 y 39.8) en un corte de río, aledaño a la carretera Santa Ana - Hermosillo. Los paleosuelos se desarrollaron sobre depósitos aluviales en abanico, cuyo flujo principal proviene de la Sierra de la Lámina, ubicada al este (Cruz y Cruz *et al.*, 2014b).

Dentro de la región también se tienen depósitos sedimentarios en "Ciénegas". En el límite con Estados Unidos se localiza la Ciénega San Bernardino (Figuras 39.2 y 39.8) en la frontera de Agua Prieta y Arizona, en la cuenca del río San Bernardino en Arizona que se conecta con el Rio Yaqui en Sonora, con un registro de 7,000 años AP aproximadamente. El flujo superficial del Rio San Bernardino es mayormente efímero, el régimen de precipitación bimodal de la región de tormentas invernales resulta en un flujo de corriente bajo y relativamente constante en verano con altos caudales periódicos (Brunelle *et al.*, 2010). Otra ciénega hacía el Sur dentro del BAR es la "Ciénega San Marcial (Figuras 39.2 y 39.8) que se encuentra en un amplio valle relleno de sedimentos aluviales del Pleistoceno Tardío (de 15, 600 a 13, 400 años) (Ortega-Rosas *et al.*, 2016).

39.5.5.2 Paleontología del Cuaternario dentro de la provincia *Basin and Range* (BAR)

Dentro de la región del *Basin and Range* se encuentran distintos depósitos sedimentarios como lagos, terrazas y ciénegas, que han permitido realizar una reconstrucción geológica y paleoambiental del Cuaternario. A continuación, se describen los registros encontrados:

a) Sitio "El Aigame", se cuenta con un registro que va de 4, 585 cal AP al presente. En relación con el material paleontológico encontrado, se tienen mamuts (*Mammuthus* sp.), caballos (*Equus* sp.), y tortugas (*Hesperotestudo* sp.) (Sánchez 2016; White *et al.*, 2010). Con respecto al material polínico (Valle-Caro, 2019) se tienen los géneros *Prosopis* sp., *Parkinsonia* sp., *Olneya tesota, Condalia* sp., *Lycium* sp., *Opuntia* sp., *Fouquieria* sp., *Hymenoclea* sp. y *Acacia* sp.

b) Sitio "Ciénega San Marcial". Abarca el periodo Wisconsiniano tardío (15, 600 a 13, 400 aproximadamente), donde el material polínico (Ortega-Rosas,

2016) reporta especies como enebros (*Juniperus* sp.), pinos (*Pinus* ps.), palo verde (*Parkinsonia* sp.) y *Bursera* sp.

c) En la ciénega Bernardino (Minckley y Brunelle, 2007) las tierras altas pasaron de una codominancia de bosques y pastizales entre 7, 000 y 5, 400 años cal. AP, a condiciones dominadas por pastizales después de 5, 400 años cal AP. A nivel local, la vegetación de la ciénega se estableció dentro del canal del arroyo después de 7, 000 años cal. AP y persistió hasta ca. 4, 100 años cal AP. Desde las 4, 100 hasta los 2, 400 años cal. AP, la ciénega permaneció estabilizada, pero cubierta de pastos y hierbas. La vegetación de los humedales regresó después de 2,400 cal. AP (Minckley *et al.*, 2011).

39.5.6 Cuencas sedimentarias de la Sierra Madre Occidental

39.5.6.1 Sedimentología

En la Sierra Madre Occidental se cuenta con distintas cuencas sedimentarias formadas durante el Cuatenario tardío, principalmente se tienen Ciénegas, lagos, terrazas fluviales, paleosuelos y cuencas endorreicas (Tabla 39. 1, Figura 39.2). Al suroeste de Cananea, Sonora, se localizan paleosuelos en una terraza baja del arroyo Tinajas, afluente del río Bacanuchi, a una elevación de 1202 msnm (Ibarra-Arzave *et al.*, 2019). Los paleosuelos en el arroyo "Las Tinajas" corresponden al periodo Altitermal, de unos 4,500 años AP, que indican que no es un fenómeno local, ya que coincide con los cambios ambientales registrados en estudios anteriores en el paleosuelo San Rafael (Cruz y Cruz *et al.*, 2014a, b) y el río Boquillas en la región del Desierto Sonorense. El análisis de la secuencia edafo-sedimentaria en el arroyo Tinajas presenta un cambio notable en la sedimentación, lo que se le atribuye a un cambio de energía relacionado con un cambio de régimen sedimentario, que indica que en cierto periodo hubo lluvias torrenciales (Ibarra-Arzave *et al.*, 2019).

El pueblo de Térapa está ubicado en el valle del río Moctezuma (Figura 39.2), en la porción noroeste de la Sierra Madre Occidental, a una altura de 605 metros sobre el nivel del mar. La secuencia sedimentaria fosilífera en Térapa se depositó en un lago de aproximadamente 1 km × 2 km de ancho a lo largo del borde

oriental del flujo de lava Tonibabi. El lago se creó cuando el flujo de lava Tonibabi se derramó hacia el sur desde fue expulsado y descendió por el valle del Río Moctezuma. El flujo de lava bloqueó y alteró el curso del río Moctezuma y muchos pequeños afluentes. Predominan sedimentos de grano fino, los cuales han sido transportados de varios arroyos provenientes de tierras altas orientales (Bright *et al.*, 2016).

Las ciénegas distríbuidas en la Sierra Madre Occidental (Las Taunas, Yepachic, Pino Redondeado) (Figuras 39.2 y 39.9) se forman en arroyos de zonas bajas con niveles freáticos, cercanos a la superficie lo que promueve inundaciones especialmente durante el monzón de verano, cuando se movilizan grandes volúmenes de sedimentos de las tierras altas circundantes (Minckley y Brunelle, 2007). La acumulación de sedimento está estrechamente relacionada con la variación en la temperatura, intensidad y patrón estacional de la precipitación, la dinámica local de la ciénega y la vegetación circundante por lo que es posible obtener información sobre los cambios en la paleo precipitación (Ortega-Rosas *et al.*, 2017; Galaz-Samaniego *et al.*, 2022).

La ciénega Tonibabi está ubicada en el borde sur de la Sierra La Madera en el municipio de Moctezuma (Figuras 39.2 y 39.9), en la región central del estado de Sonora, presenta una altitud media de 780 msnm; guarda un registro sedimentario de 15, 540 años hasta la actualidad (Galaz-Samaniego *et al.*, 2022).

La ciénega Las Taunas, a 1, 700 m de altitud, está ubicado dentro de un cañón sobre el cual fluye agua permanentemente (Figuras 39.2 y 39.9), y se encuentra sobre una suave pendiente que desemboca en el "Río Kípor"; la mayor parte de esta región se encuentra en el drenaje del Río Yaqui. Esta ciénega recibe agua del subsuelo y por precipitación pluvial principalmente (Ortega-Rosas *et al.*, 2017). La ciénega de Camilo ubicada en el municipio de Yécora (Figuras 39.2 y 39.9), en la región este de La Sierra Madre Occidental data de alrededor de 1, 000 cal. AP. Un cambio a condiciones climáticas más húmedas fue necesario para iniciar la acumulación de material orgánico en la ciénega, durante un intervalo húmedo en el Holoceno tardío, que corresponde con un periodo con lluvia considerable en ambas estaciones, la fría y la cálida (Ortega-Rosas, 2008b).

El sitio arqueológico “Las Chachalacas” se localiza a 2.4 km al noroeste del pueblo de Quiriego, al Sur de Sonora, en una de las ya referidas terrazas aluviales asociadas al arroyo de la comunidad; el sitio presenta evidencias de intemperismo y erosión, mismos que permite la formación de cárcavas que también están presentes en los valles circundantes a Quiriego.

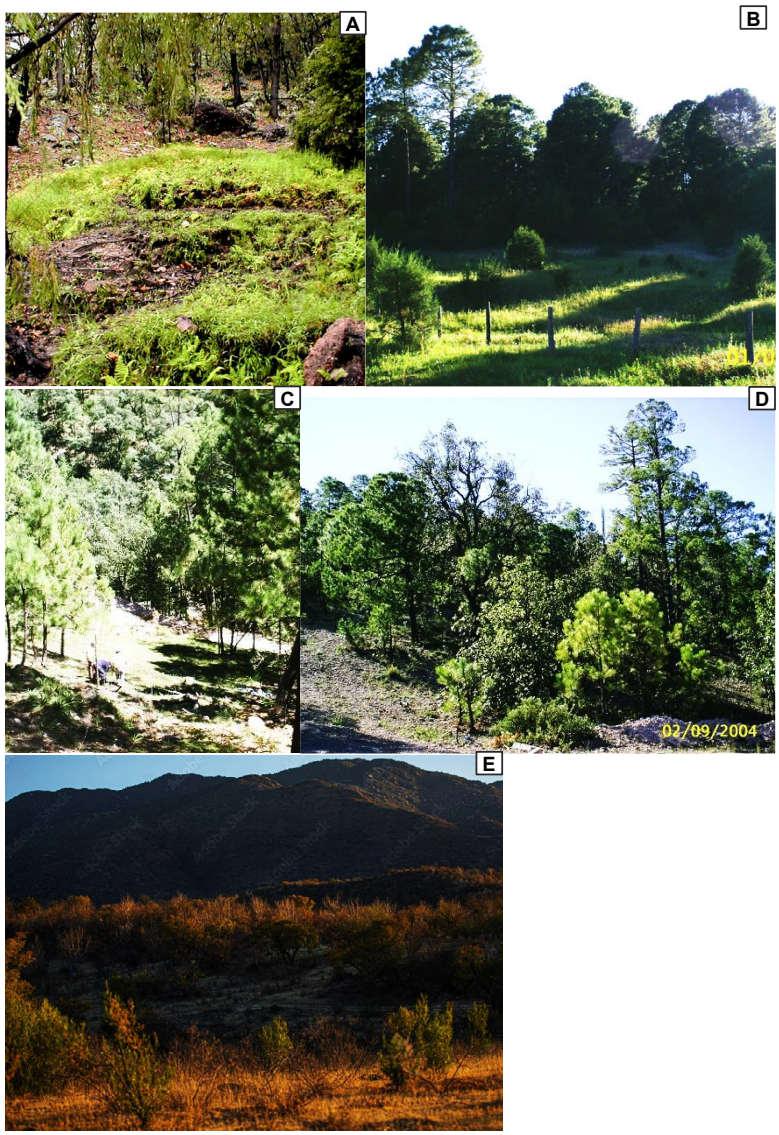


Figura 39.9. Fotografías de las distintas cuencas y cienégas del Cuaternario dentro de la región geológica Sierra Madre Occidental en Sonora. A= Ciénega de Camilo, B= Ciénega Las Taunas, C= Ciénega Yépachic, D=Ciénega Pino Redondeado, E= Ciénega Tonibabi.

39.5.6.2 Paleontología del Cuaternario en la Sierra Madre Occidental y el Sur de Sonora.

Existen evidencias paleontológicas en distintas cuencas y depósitos sedimentarios tipo Ciénegas en la Sierra Madre Occidental que nos brinda información sobre las condiciones paleoambientales de la región (Tabla 39. 1, Figuras 39.2 y 39.9).

En la Sierra Madre Occidental, el contenido paleontológico de las ciénegas proviene principalmente de microfósiles de polen y diatomeas que guardan registro de los cambios de la vegetación desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad. A continuación, se presentan los registros paleontológicos publicados:

a) Cienega las Taunas, Yépachic, Ciénega de Camilo, Ciénega Tonibabi, estas cuentan con registros palinológicos y sedimentoógicos que han permitido realizar reconstrucciones de la paleovegetación y paleoclimas del Pleistoceno tardío y Holoceno (Ortega-Rosas, 2008 a, b; 2016, 2017; Galaz-Samaniego *et al.*, 2022). El ensamble de polen fósil para el Pleistoceno tardío era más de bosque abierto de pino-encino (Pinus sp. y Quercus sp.) con la presencia de praderas de pastos (Poaceae) muy similar a los paisajes actuales encontrados en la Sierra Madre Occidental a más de 1, 200 m de altitud (Ortega-Rosas *et al.*, 2008 a, b; Galaz-Samaniego *et al.*, 2022). Para inicios del Holoceno los bosques de coníferas emigraron a zonas más altas como respuesta a una variación ambiental (Galaz-Samaniego *et al.*, 2022), disminuyó el porcentaje de polen boscoso, en especial *Juniperus* sp. y *Pinus* sp., y empezaron aparecer árboles subtropicales como *Parkinsonia sp., Bursera sp.,* Fabaceae y cactáceas columnares; así mismo ocurrió un aumento de herbáceas tipo Asteraceae, Poaceae y *Artemisa sp.* (Ortega-Rosas, 2016). La transición hacia el Holoceno medio, como respuesta a otro cambio ambiental se refleja con el incremento de pastizales, especialmente la familia Chenopodiaceae/Amaranthaceae, indicando condiciones más subtropicales (Ortega-Rosas, 2008a; Galaz-Samaniego *et al.*, 2022). Hacia el Holoceno tardío el cambio brusco de temperatura permitió solo a los pastizales establecerse en zonas bajas, donde la presencia de bosques como *Abies* y *Picea* solo se encontraban arriba de los 2000 m. en la Sierra Madre Occidental (Ortega-Rosas *et al.*, 2008 a, b; Ortega-Rosas *et al.*, 2016). La biodiversidad de

climas tropicales como Amaranthaceae, *Bursera sp., Prosopis sp.,* aumentó considerablemente (Galaz-Samaniego *et al.*, 2022).

b) Un área con importante contenido paleontológico es Térapa al noroeste de la SMO, se han utilizado análisis de ostrácodos fósiles e isótopos estables ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) para reconstruir paleoambientes durante la deposición de un conjunto único de vertebrados de megafauna entre 43, 000 - 40, 000 años cal AP (Bright *et al.*, 2016). Se han recuperado al menos 60 taxones de vertebrados, incluidos anfibios, tortugas, un cocodrilo, serpientes, aves y muchos mamíferos, de una secuencia de sedimentos fosilíferos de 11 m de espesor. La diversidad y afinidad tropical de estos taxones sugieren un ambiente más boscoso que el hábitat desértico de matorrales espinosos presentes en la actualidad (Nunez *et al.*, 2010).

c) En el sur de Sonora no se han reportado muchos sitios con restos paleontológicos. El único reporte es del sitio arqueológico "Las Chachalacas", donde tiene la presencia de megafauna (esqueleto de mamut al lado del arroyo). Recientemente se encontró un resto óseo de grandes dimensiones sobre un pequeño montículo con un área de vegetación continua, resultado del arrastre hídrico. El hueso se encuentra en superficie, aparentemente se trata de un fémur. También en el sitio se han reportado restos óseos de pequeñas dimensiones, pero no se han identificado.

39.6 Consideraciones económicas

Sonora es privilegiado desde el punto de vista geológico por varias razones; en primer lugar, contiene la columna estratigráfica más completa del país, ya que existen rocas y fósiles prácticamente de todas las edades. En segundo lugar, es el Estado en donde se han identificado las rocas más antiguas de México. En tercer lugar, su vecindad con el Golfo de California, donde se localiza un límite de placas, le otorga una gran importancia para poder llevar a cabo estudios de frontera en tectónica de placas a nivel mundial.

También, gracias a la importante exhumación de varios kilómetros de corteza, provocada por los eventos tectónicos extensivos de los últimos 30 Ma, Sonora es una región de gran interés para la búsqueda de recursos minerales, tanto

metálicos como no metálicos; a la fecha, es líder en producción de oro, cobre, molibdeno, grafito, wollastonita y otros minerales; ha sido tradicionalmente considerado como un estado minero de gran importancia, con una amplia gama de recursos tanto de minerales metálicos como no metálicos. Entre los minerales metálicos, se tienen los principales yacimientos de cobre, molibdeno y oro del país, mientras que entre los minerales no metálicos están los yacimientos más importantes de grafito, wollastonita y barita, ocupando desde hace muchos años el primer lugar dentro de los principales estados mineros productores, debido principalmente a la explotación de las dos minas más grandes del país: Cananea y La Caridad (SGM, 2020).

La actividad minera en el estado de Sonora, durante los últimos años ha sido la más importante en el ámbito nacional, sus niveles de producción en los minerales metálicos, como el oro, cobre y molibdeno y minerales no metálicos como grafito y wollastonita, lo colocan en el primer lugar nacional, así como el único productor, en molibdeno, grafito amorfo y wollastonita en el País (SGM, 2020).

La escasez de agua superficial en Sonora provoca que el recurso subterráneo (Acuiferos) sea la principal fuente de suministro (Vega-Granillo *et al.*, 2011b). En la actualidad, debido a un manejo no sustentable, los acuíferos ubicados a lo largo de la costa se encuentran en estado de sobreexplotación y con problemas de intrusión salina. En el Estado de Sonora, la CNA tiene clasificados 60 acuíferos que, de acuerdo con su localización geográfica, 17 son costeros, 10 fronterizos y el resto intermontanos (Vega-Granillo *et al.*, 2011b). Del balance entre descarga y recarga se concluye que de los 15 acuíferos estudiados por la Comisión Nacional del Agua, 11 de ellos presentan déficit de agua, siendo los más afectados los de la Costa de Hermosillo, Valle del Mayo y Río Sonora. Los acuíferos bajo los ríos Yaqui, Cocoraque, Fronteras y Moctezuma, aun tienen agua subterránea disponible (Vega-Granillo *et al.*, 2011b).

39.7 Conclusiones

En Sonora existe una gran "Geodiversidad", dentro de la cuál, las cuencas sedimentarias del Cuaternario están ampliamente distribuídas por todas las

provincias geológicas del estado. En la Provincia Extensional del Golfo y el *Basin and Range* es donde se cuenta con varios registros paleoambientales del Cuaternario en contraste con la Sierra Madre Occidental donde son pocas las localidades estudiadas debido al difícil acceso por su accidentada topografía. Dentro de los principales tipos de secuencias sedimentarias en Sonora tenemos la Formación de Suelos Rojos o "Paleosuelos" conocida como San Rafael en el Desierto Sonorense que data del Pleistoceno tardío, además de lagos, terrazas fluviales. También se tiene una gran diversidad de ciénegas distríbuidas en la Sierra Madre Occidental y en la región del *Basin and Range*. Todas estas secuencias han permitido establecer una evolución geológica y de ambientes del Cuaternario en Sonora, indicando, por ejemplo: Que el Pleistoceno fue un ambiente frío con una gran distribución de especies que no existen actualmente en Sonora, se ve la tendencia hacia la aridez durante el Holoceno y el establecimiento de los ecosistemas y paisajes más similares a los actuales a partir de hace 5,000 años. Así mismo, dentro de estos registros se ha podido conocer la historia de la ocupación humana en Sonora y la megafauna presente. Se evidencia que existe un alto potencial de estudio de las Cuencas Sedimentarias en Sonora para el conocimiento de la geología y paleoambientes del Cuaternario.

39.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuál es el principal origen de los procesos geológicos que ocurrieron durante el Cuaternario en Sonora?

   a) sedimentario y volcánico
   b) sedimentario y metamórfico
   c) volcánico
   d) sedimentario

2. ¿Cuáles son las tres principales regiones geológicas de Sonora?

   a) Desierto Sonorese, Sierra Madre Occidental, Valles paralelos
   b) Sierra Madre Occidental, *Basin and Range*, Provincia Extensional del Golfo
   c) *Basin and Range*, Rift continental, Sierras y Valles
   d) Provincia Extensional del Golfo, Desierto, Valles

3. Las Cuencas Sedimentarias de Sonora fueron formadas ¿en qué periodo Geológico?

   a) Paleógeno
   b) Neógeno
   c) Terciario
   d) Cuaternario

4. ¿Dónde se ubican las manisfestaciones volcánicas más recientes del Holoceno en Sonora?

a) Sierra Madre Occidental
b) *Basin and Range*
c) El Pinacate y Valle de Moctezuma
d) Golfo de California

5. Los depósitos o cuencas sedimentarias del Cuaternario en Sonora son fuente de información principalmente para:

a) reconstrucción paleoambiental
b) minería
c) geología regional
d) hidrología

6. ¿Dentro de cuál provincia geológica de Sonora se localiza el Desierto Sonorense?

a) Sierra Madre Occidental
b) *Basin and Range*
c) Provincia Extensional del Golfo
d) Sierras y Valles Paralelos

7. ¿Cuáles son los tipos de registros paleoambientales del Cuaternario?

a) físicos, químicos, biológicos
b) físicos, geológicos, biológicos
c) geológicos, biológicos, químicos
d) biológicos, químicos, mineros

8. ¿Cuál es el nombre de la disciplina encargada del estudio de polen y esporas?

a) Biología
b) Paleontología
c) Ecología
d) Palinología

9. Según el Servicio Geológico Mexicano, ¿cuáles son las unidades sedimentarias del Cuaternario en Sonora?

a) Conglomerado polimíctico del Pleistoceno; Sedimentos Lacustres del Pleistoceno; Depósitos Eólicos Holocénicos
b) Conglomerado polimíctico del Pleistoceno; Lavas pleistocénicas; Depósitos Eólicos Holocénicos
c) Sedimentos Lacustres del Pleistoceno; Depósitos Eólicos Holocénicos, Tobas riolíticas
d) Sedimentos Lacustres del Pleistoceno; Tobas riolíticas; Lavas pleistocénicas.

10. ¿Cómo se les denominan a los paleosuelos rojos del Cuaternario, más abundantes dentro de la Provincia Extensional del Golfo en Sonora?

a) Paleosuelo San Bernardino
b) Paleosuelo San Rafael
c) Paleosuelo Aigame
d) Paleosuelo Hornaday

11. ¿Cuál es la edad más antigua conocida para los depósitos sedimentarios cuaternarios presentes en la Provincia Extensional del Golfo?

a) 11000 años
b) 50000 años
c) 15000 años
d) 0.5Ma

12. ¿Cuál es el principal tipo de afloramiento para los sedimentos cuaternarios en las cuencas presentes en la Provincia del *Basin and Range*?

a) Perfil sedimentario
b) Abanico aluvial
c) Ciénegas
d) Paleosuelos

13. ¿De qué manera se encuentra el principal registro paleoambiental de los sedimentos cuaternarios dentro la Provincia de la Sierra Madre Occidental?

a) En perfiles sedimentarios
b) En terrazas sedimentarias
c) En ciénegas
d) En paleosuelos

14. ¿En qué región se cuenta con registros paleoambientales del Cuaternario que son de gran interés Arqueológico en Sonora?

a) Sierra Madre Occidental
b) *Basin and Range*
c) Desierto Sonorense
d) Sierras y Valles

15. ¿Dentro de cuáles sitios o cuencas sedimentarias del Desierto Sonorense se ha evidenciado la presencia de megafauna del Cuaternario?

a) Sierra Bacha y Felix Gómez
b) Félix Gómez y Fin del Mundo
c) Bahía de Kino y La Playa
d) La Playa y Fin del Mundo

16. ¿Dentro de la región del *Basin and Range*, cuál cuenca sedimentaria registra también la presencia de Mamuts?

a) San Marcial
b) San Bernardino
c) El Arenoso
d) El Aigame

17. ¿En cuál cuenca sedimentaria de la Sierra Madre Occidental se tiene un registro paleontológico de fauna de ostrácodos?

a) Térapa
b) Ciénega Las Taunas
c) Las Chachalacas
d) Tonibabi

18. ¿Cuál es la mayor relevancia económica de la geología en Sonora?

a) Los hidrocarburos
b) La energía geotérmica
c) Los yacimientos minerales metálicos y no metálicos
d) Los salares

19. ¿Cuáles son los principales minerales que caracterizan al estado de Sonora por ser un líder en producción minera para México?

a) Oro y cobre
b) Plata y carbón
c) Oro y plata
d) Grafito y tungsteno

20. ¿En cuál región geológica se cuenta con un menor número de registros paleoambientales de las Cuencas sedimentarias del Cuaternario?

a) Sierra Madre Occidental
b) *Basin and Range*
c) Provincia Extensional del Golfo
d) Sierras y Valles Paralelos

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	c)	11.	c)	16.	d)
2.	b)	7.	a)	12.	a)	17.	a)
3.	d)	8.	d)	13.	c)	18.	c)
4.	c)	9.	a)	14.	c)	19.	a)
5.	a)	10.	b)	15.	d)	20.	a)

39.9 Bibliografía

Alva-Valdivia, L. M., Rodríguez-Trejo, A., Vidal-Solano, J. R., Paz-Moreno, F., & Agarwal, A. (2019). Emplacement temperature resolution and age determination of Cerro Colorado tuff ring by paleomagnetic analysis, El Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 369,* 145-154. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.012

Anderson, D., Goudie, A. S., & Parker, A. (2004). *Global environments through the Quaternary: Exploring environmental change.* Oxford University Press.

Scott Anderson, R., & Van Devender, T. R. (1995). Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico — pollen records from packrat middens. *Journal of Arid Environments, 30*(3), 295-306. https://doi.org/10.1016/s0140-1963(05)80004-7

Aragón-Arreola, M., Martín-Barajas, A. (2007). Westward migration of extension in the northern Gulf of California, México. *Geology 35,* 571–574. https://doi.org/10.1130/G23360A.1

Arche, A. (2010). Cap. 2. "Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias". Alfredo Arche (Ed.). *Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria.* (pp. 15-52). Madrid, España. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Arias-Murcia K.Y. y Vidal-Solano J.R. (2024), Mapa geológico del Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México. Sometido a Terra Digitalis.

Ballenger, J. A. M., Holliday, V. T., Kowler, A. L., Reitze, W. T., Prasciunas, M. M., Shane Miller, D., y Windingstad, J. D. (2011). Evidence for Younger Dryas global climate oscillation and human response in the American Southwest. *Quaternary International, 242*(2), 502–519.

Barron, J. A., Bukry, D., Bischoff, J. L. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology, 50*(3-4), 185-207.

Birks, H. J. B., y Birks, H. H. (1980). Quaternary palaeoecology (p. 289). Baltimore: University Park Press.

Birks, H. J. (2019). Contributions of Quaternary botany to modern ecology and biogeography. Plant Ecology & Diversity, 12(3-4), 189-385.

Bright, J., Orem, C., Mead, J., Baez, A. (2016). Late Pleistocene (OIS 3) paleoenvironmental reconstruction for the Térapa vertebrate site, north-central Sonora, Mexico, based on stable isotopes and autecology of ostracodes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 33.* 239-253.

Brunelle, A., Minckley, T. A., Blissett, S., Cobabe, S. K., & Guzman, B. L. (2010). A ~8000 year fire history from an Arizona/Sonora borderland ciénega. *Journal of Arid Environments, 74*(4), 475-481.

Caballero, M., Peñalba, M. C., Martínez, M., Ortega-Guerrero, B., & Vázquez, L. (2005). A Holocene record from a former coastal lagoon in Bahía Kino, Gulf of California, Mexico. *The Holocene, 15*(8), 1236-1244.

Carpenter, J., Sánchez, G. Villalpando, E., Martínez, N., Montero, C., Morales J. J., Villalobos, C. (2005). The Late Archaic/Early Agricultural Period in Sonora, Mexico. En B. J. Vierra (Ed.), *New Perspectives on the Late Archaic Across the Borderlands* (pp. 3-40). University of Texas Press.

Carpenter, J. (2009). La Playa, Sonora. Arqueología Mexicana, 17(97):50–53.

Cázares, F. (2013). *Comportamiento Volcánico-hidrotermal del sistema Maar-diatrema del cráter El Elegante: Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México.* [Tesis de Maestría], Universidad de Sonora.

Cruz-y-Cruz, T., Sedov, S., Sánchez, G., Pi-Puig, T., Pustovoytov, K., Barceinas-Cruz, H., .. & Solleiro-Rebolledo, E. (2014). Late Pleistocene-Holocene palaeosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history. *European Journal of Soil Science, 65*(4), 455-469.

Cruz-y-Cruz, T., Sánchez, G., Sedov, S., Terrazas-Mata, A., Solleiro-Rebolledo, E., Tovar-Liceaga, R. E., & Carpenter, J. (2015). Spatial variability of Late Pleistocene–Early Holocene soil formation and its relation to early human paleoecology in Northwest Mexico. *Quaternary International, 365,* 135-149.

Cruz-y-Cruz, T., Pérez-Crespo, VA., Pustovoytov, K., Sedov, S., Morales-Puente, P., Tovar-Liceaga, RE., Arroyo-Cabrales, J., Terrazas-Mata, A., Sánchez-Miranda, G. (2016). Paleosol (organic matter and pedogenic carbonates) and paleontological δ13C records applied to the paleoecology of Late Pleistocene-Holocene in Mexico. *Quaternary International, 418,* 147-164.

Cruz-y-Cruz, T., Sánchez, G., Carpenter, J., Mata, A. T., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., y Benavente, M. (2018). Pleistocene paleosols associated with megafauna in Northwestern Mexico: Paleoecological inferences. *Spanish Journal of Soil Science, 8*(2), 130-147.

Darin, M.H., Dorsey, R.J., Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Iriondo, A., Kunk, M.J. (2016). Late Miocene

extension in coastal Sonora, Mexico: implications for the evolution of dextral shear in the proto-Gulf of California oblique rift. *Tectonophysics 693,* 378–408. https://doi.org/10.1016/ j.tecto.2016.04.038.

Espinoza-Encinas, I. R., (2012). *Paleoambientes cuaternarios de la Ciénega Tonibabi, Moctezuma, Sonora, México.* Hermosillo, Sonora: [Tesis de Maestría]. Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & B., Scott. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57*(3), 343-378. https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a5

Ferrusquía-Villafranca, I., Arroyo-Cabrales, J., Johnson, E., Ruiz-González, J., Martínez-Hernández, E., Gama-Castro, J., Polaco, O. J. (2017). Quaternary mammals, people, and climate change: A view from southern North America. Climate change and human responses: A zooarchaeological perspective, 27-67.

Gaines, E. P., Sanchez, G., & Holliday, V. T. (2009). Paleoindian Archaeology in Northern and Central Sonora, Mexico: A Review and Update. *Kiva, 74*(3), 305-335.

Galaz-Samaniego, C. A., Peñalba, M. C., Paz-Moreno, F. A., Espinoza-Encinas, I. R., Flores-Castro, K., Monreal, R., & Lizárraga-Celaya, C. (2023). Lateglacial and Holocene palaeoenvironments at Sierra La Madera, northwestern Mexico: Sharp signals of Younger Dryas and North American monsoon. *Journal of Quaternary Science, 38*(1), 76-91.

Gámez-Rascón, T. (2016). *Paleovegetación y Paleoambientes del Pleistoceno Tardío y Holoceno del Sitio Arqueológico "La Playa", Municipio de Trincheras, Sonora.* [Tesis de licenciatura]. Universidad Estatal de Sonora. Hermosillo, Sonora.

Gámez-Rascón, T. (2022). *Reconstrucción paleoambiental del Cuaternario tardío del rancho "La Morita", Félix Gómez, Sonora, México.* [Tesis de Maestría]. Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.

GEOINFOMEX 2D, información geocientífica al servicio de México. (2023). Servicio Geológico Mexicano. https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/

González-León, C. M. (2010). Evolución geológica y disposición del paisaje actual. *Biodiversidad Biológica de Sonora.* (Molina-Freaner, F, 19-49.

González-León C.M., Moreno-Hurtado, G. S. (2021). Mapa geológico y base de datos geocronológicos de Sonora, México. Sometido a Terra Digitalis.

Ibarra–Arzave, G., Solleiro-Rebolledo, E., Chávez-Vergara, B., Sedov, S., Ortega-Rosas, C., Sanchez, G., .. & Ayala, E. (2019). Environmental setting of the early irrigation in Oasisamerica: Paleopedological evidences from the alluvial palaeosols in la Playa/Sonoran Desert. *Quaternary International, 516,* 160-174.

Ibarra-Arzave, G., Romero-Lázaro, E., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Barceinas, H., López-Martínez, R., y Calmus, T. (2019). Paleopedogénesis, sedimentación y evolución geomorfológica holocénica en el sistema fluvial del Arroyo Tinajas, Sonora. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 36*(3), 378-392.

Ibarra-Arzave, G., Solleiro-Rebolledo, E., Sanchez, G., Sedov, S., Golyeva, A., Morales, I. S., .. & Chávez-Vergara, B. (2020). Response of surface processes to the Holocene landscape changes in Sonora: evidences from the paleosol-sedimentary sequences at the archaeological sites El Fin del Mundo and El Gramal. *Journal of South American Earth Sciences, 104,* 102947.

Lynch, D. (1981). Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate Volcanic Field Northwestern Sonora, Mexico.

Martini, I. P., & Chesworth, W. (Eds.). (2013). Weathering, soils & paleosols. Elsevier.

Minckley, T. A., y Brunelle, A. (2007). Paleohydrology and growth of a desert ciénega. Journal of Arid Environments, 69(3), 420-431.

Minckley, T. A., Brunelle, A., y Blissett, S. (2011). Holocene sedimentary and environmental history of an in-channel wetland along the ecotone of the Sonoran and Chihuahuan Desert grasslands. *Quaternary International, 235*(1-2), 40-47.

Nunez, E. E., Macfadden, B. J., Mead, J. I., y Baez, A. (2010). Ancient forests and grasslands in the desert: Diet and habitat of Late Pleistocene mammals from Northcentral Sonora, Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 297*(2), 391–400.

Ortega-Rosas, C. I., Peñalba, M. C., & Guiot, J. (2008). Holocene altitudinal shifts in vegetation belts and environmental changes in the Sierra Madre Occidental, Northwestern Mexico, based on modern and fossil pollen data. *Review of Palaeobotany and Palynology, 151*(1-2), 1-20.

Ortega-Rosas, C. I., Guiot, J., Penalba, M. C., & Ortiz-Acosta, M. E. (2008). Biomization and quantitative climate reconstruction techniques in northwestern Mexico—With an application to four Holocene pollen sequences. *Global and Planetary Change, 61*(3-4), 242-266.

Ortega-Rosas, C. I., Peñalba, M. C., & Guiot, J. (2016). The Lateglacial interstadial at the southeastern limit of the Sonoran Desert, Mexico: vegetation and climate reconstruction based on pollen sequences from Ciénega San Marcial and comparison with the subrecent record. *Boreas, 45*(4), 773-789.

Ortega-Rosas, C. I., Vidal-Solano, J. R., Williamson, D., Peñalba, M. C., & Guiot, J. (2017). Geochemical and magnetic evidence of change from winter to summer rainfall regimes at 9.2 cal ka BP in northwestern Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 465,* 64-78.

Oskin, M., Stock, J. (2003). Cenozoic volcanism and tectonics of the continental margins of the upper Delfín Basin, northeastern Baja California and western Sonora. *Geological Society of America Special Papers, 374,* 421-438.

Paz-Moreno F.A., Demant A., Cochemé J-J., Dostal J., Montigny R., (2003). The Quaternary Moctezuma volcanic field: a tholeiitic to alkalic volcanic episode in the central Sonoran *Basin and Range* Province, México. In S.E. Johnson, S.R. Paterson, J.M. Fletcher, G.H. Girty, D.L. Kimbrough, & A. Martín-Barajas (Eds.), Tectonic evolution of northwestern México and southwestern USA. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 374, 439-455.

Paz-Moreno F.A., Demant A. (2004a). Petrology and geochemistry of a plio-quaternary intracontinental plate volcanic system: the Pinacate volcanic field northwestern Sonora, Mexico. IAVCEI General Assembly.

Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Ortega-Rivera, A. (2004b). El volcanismo alcalino sódico del Pleistoceno, Inferior en el Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México: una serie de diferenciación continua de basalto a traquita, en: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 31 Octubre a 5 de Noviembre de 2004, 50.

Peters, K. E., & Moldowan, J. W. (1993). TheBiomarkerGuide: Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments.

Retallack, G. J. (1990). *Soils of the past: an introduction to paleopedology.* John Wiley & Sons.

Roy, P. D., Caballero, M., Lozano, S., Morton, O., Lozano, R., Jonathan, M. P.,. y Macías, M. C. (2012). Provenance of sediments deposited at paleolake San Felipe, western Sonora Desert: Implications to regimes of summer and winter precipitation during last 50 cal kyr BP. *Journal of Arid Environments, 81,* 47-58.

Roy, P. D., Quiroz-Jiménez, J. D., Chávez-Lara, C. M., Sánchez-Zavala, J. L., Pérez-Cruz, L. L., & Sankar, G. M. (2014a). Humid Pleistocene–Holocene transition and early Holocene in subtropical northern Mexico and possible Gulf of California forcing. *Boreas, 43*(3), 577-587.

Roy, P. D., Quiroz-Jiménez, J. D., Chávez-Lara, C. M., Sánchez-Zavala, J. L., Pérez-Cruz, L. L., & Sankar, G. M. (2014). H umid P leistocene– H olocene transition and early H olocene in subtropical northern M exico and possible G ulf of C alifornia forcing. *Boreas, 43*(3), 577-587.

Sánchez, G. (2016). Los Primeros Mexicanos: Late Pleistocene/Early Holocene, people of Sonora. *The University of Arizona press.*

Sánchez-Moya y Sopeña A. (2010). Sistemas aluviales de baja sinuosidad. En: Alfredo Arche (Ed.). Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. (pp. 225-254). Madrid, España. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Seckbach, J., Kociolek, P. (Eds.). (2011). The diatom world (Vol. 19). Springer Science & Business Media.

Servicio Geológico Mexicano. (2020). Panorama Minero del Estado de Sonora. "Panorama Minero de los Estados", Secretaría de Economía. Recuperado de https://www.sgm.gob.mx/pdfs/SONORA.pdf

Smol, J. P., & Stoermer, E. F. (Eds.). (2010). The diatoms: applications for the environmental and earth sciences. Cambridge University Press.

Trinidad-Camarena, J. M. (2019). Registro paleohidrológico y micropaleontológico de la transición Norgripiano-Megalayano en la ciénega Tonibabi, Sonora, México. Tesis de Geología. Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora

Turner, R. M., Felger, R. S., Burgess, T. L., y Van Devender, T. R. (1990). Holocene vegetation of the Hornaday Mountains of northwestern Sonora, Mexico. In Proceedings of the San Diego Society of Natural History, (No. 2).

Valle-Caro, B. A. (2019). *Paleovegetación y Paleoclimas Durante el Holoceno en el Municipio de La Colorada, Sonora, en Base al Estudio Polínico del Perfil Estratigráfico "El Aigame".* [Tesis de Licenciatura en Ecología]. Universidad Estatal de Sonora. Hermosillo, Sonora.

Valle-Caro, B. A. (2022). *Bioestratigrafía y Paleoambientes del Pleistoceno final y Holoceno en la región central del desierto Sonorense* [Tesis de Maestría]. Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.

Valle-Caro, B.A., Ortega-Rosas, C.I., Vidal-Solano, Meza-Figueroa, D.M., Gámez-Rascón, T. (2023). Geoquímica de la fuente rocosa y los sedimentos en la región central del desierto sonorense (Félix

Gómez): implicaciones paleoambientales para el Cuaternario Tardío. P.135-136. Velderrain-Rojas L.A., Gómez-Valencia A.M., Vidal-Solano J.R., Editores. 2023. *Programa y Resúmenes del XXXIII Congreso Nacional de Geoquímica. Actas INAGEQ, Vol. 29,* 278p.

Van Devender, T. R. (1990). Late quaternary vegetation and climate of the Sonoran Desert, United States and Mexico. Packrat middens: the last 40,000 years of biotic change, 134-165.

Turner, R. M., Felger, R. S., Burgess, T. L., & Van Devender, T. R. (1990). Holocene vegetation of the Hornaday Mountains of northwestern Sonora, Mexico. *In Proceedings of the San Diego Society of Natural History,* (No. 2).

Van Devender, T. R., Hall, W. E. (1994). Holocene arthropods from the Sierra Bacha, Sonora, Mexico, with emphasis on beetles (Coleoptera). *The Coleopterists' Bulletin,* 30-50.

Van Devender, T. R., Burgess, T. L., Piper, J. C., & Turner, R. M. (1994). Paleoclimatic implications of Holocene plant remains from the Sierra Bacha, Sonora, Mexico. *Quaternary Research, 41*(1), 99-108.

Van Devender, T. R. 2000. *The Deep history of the Sonoran Desert.* Pp. 61-69 in S. J. Phillips and P. W. Comus (eds.). A Natural History of the Sonoran Desert. Arizona-Sonora Desert Museum Press, Tucson, and University of California Press.

Vega-Granillo, E. L., Cirett-Galán, S., De la Parra-Velasco, M. L., & Zavala-Juárez, R. (2011). Capítulo 8: Hidrogeología de Sonora, México. *Boletín del Instituto de Geología,* (118), 267-298.

Vega-Granillo, E.L.; Cirett-Galán, S.; De la Parra-Velasco, M.L.; y Zavala-Juárez, R. (2011b), Hidrogeología de Sonora, México, in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, *Instituto de Geología, Boletín 118,* cap. 8, p. 267–298,

Vidal-Solano J.R., Arias-Murcia K.Y., Paz-Moreno F.A., Alva-Valdivia L.M., Martinez-Haros A.L. (2023). Análisis espacio-temporal y geoquímico del Campo Volcánico El Pinacate en bases de datos: Perspectivas en clasificación y evolución magmática. *Actas INAGEQ, 28,* 142-143.

Villalpando-Canchola, M. E., Carpenter, J. P., Watson, J. T., Rincon-Montero, S. (2009). Proyecto arqueológico La Playa SON F:10:3, Informe Temporada IV, Primavera 2008. Archivo Técnico, Centro Instituto Nacional de Antropología e Historia Sonora, Hermosillo.

White, R. S., Mead, J. I., Baez, A., Swift, S. L. (2010). Localidades de vertebrados fósiles del Neógeno (Mioceno, Plioceno y Pleistoceno): Una evaluación preliminar de la biodiversidad del pasado. En Diversidad Biológica de Sonora, eds. Molina-Freaner, F. E. y Van Devender, T. R. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F. pp. 51–72.

40 Cuenca Laguna de Santiaguillo, Durango

Jesús David Quiroz Jiménez y Roy Priyadarsi Debajyoti

Sumario

40.1. Resumen
40.2. Abstract
40.3. Introducción
40.4. Generalidades
- 40.4.1. Antecedentes
- 40.4.2. Geología regional
- 40.4.3. Potencial minero y consideraciones económicas
- 40.4.4. Cambio climático regional

40.5. Marco Geográfico
- 40.5.1. Geología de la cuenca
- 40.5.2. Caracterización climática

40.6. Resultados
- 40.6.1. Sedimentología y estratigrafía del lago Santiaguillo
- 40.6.2. Sedimentología y cronología
- 40.6.3. Mineralogía
- 40.6.4. Geoquímica
  - 40.6.4.1. Clasificación de rocas
  - 40.6.4.2. Procedencia sedimentaria
- 40.6.5. Variabilidad ambiental
  - 40.6.5.1. Proxies
  - 40.6.5.2. Reconstrucción paleohidrológica
- 40.6.6. Cambio Climático Actual

40.7. Conclusiones
40.8. Autoevaluación
40.9. Bibliografía

40.1 Resumen

La Cuenca del Lago Santiaguillo ha sido testigo de la evolución geológica y de los cambios ambientales del sur del subtrópico de Norteamérica durante el Cuaternario, que han sido registrados en las rocas y sedimentos que en ella se depositan. La cuenca alberga un cuerpo lacustre dividido en dos secciones por un dique artificial que separa un cuerpo de agua permanente al norte y uno con alta variabilidad estacional en su superficie al sur. Este capítulo brinda un panorama de la evolución geológica y ambiental de la región a través de la descripción textural, mineralógica, cronológica y geoquímica de los sedimentos de cuatro secuencias estratigráficas obtenidas en una sección norte este-oeste del lago sur y sus rocas circundantes. Como resultado se clasifican las rocas, se caracteriza la evolución sedimentaria reciente de la cuenca, se infiere la procedencia de los sedimentos, se identifica la variabilidad paleohidrológica y paleoambiental de la región centro-noroeste de México durante el último ciclo glacial-interglacial (últimos 30 ka) y se proporciona un panorama del cambio climático actual en la zona de estudio.

40.2 Abstract

The Santiaguillo Lake Basin has preserved a detailed record of geological evolution and environmental change in the southern subtropics of North America throughout the Quaternary period. These processes are recorded in the rocks and sediments deposited within the basin. The basin hosts a lacustrine system segmented into two hydrologically distinct zones by an anthropogenic barrier: a perennial northern lake and a southern section with marked seasonal fluctuations in surface área. This chapter presents an overview of the basin's geological and environmental development by analyzing the texture, mineral composition, chronology, and geochemistry of sediments from four stratigraphic sequences collected along an east-west transect of the southern lake and its surrounding lithological units. Key outcomes include the classification of rocks, reconstruction of recent sedimentary processes, determination of sediment provenance, identification of paleohydrological and paleoenvironmental variability in north-central Mexico during the last glacial–interglacial cycle (the

past ~30,000 years) and a contextual framework for understanding current climate change trends in the region.

40.4 Introducción

Las cuencas sedimentarias del Cuaternario albergan materiales geológicos que son evidencia de los procesos exógenos que modelan y modelaron la corteza terrestre. A menudo albergan sedimentos lacustres con interés económico en el marco tecnológico actual, como el litio; pero también de gran utilidad para conocer la variabilidad ambiental y climática en el pasado geológico reciente de una región dada (ej. Cohen, 2003; Azamar-Alonso, 2022).

Las cuencas sedimentarias del centro-norte y noroeste de México son el resultado de los complejos procesos tectónicos que tuvieron lugar desde finales del Cretácico tardío – Paleógeno temprano y que continúan hasta nuestros días; primero en un margen compresivo que generó la mayor parte de las rocas de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y después en uno extensional debido a la apertura del Golfo de California, a partir del Mioceno (ej. Ferrari *et al.*, 2005). Entre las cuencas generadas se presenta la llamada "Laguna de Santiaguillo" en el estado de Durango, al centro-noroeste de México, que alberga un cuerpo lacustre regulador del clima regional, que ha sido caracterizado como sitio Ramsar y es uno de los 30 humedales más importantes de Norteamérica (Pronatura Noreste, 2015). En esta cuenca endorreica se han realizado estudios de carácter geológico enfocados en la identificación de sus unidades estratigráficas, caracterización estructural y actividad sísmica (Yamamoto, 1993; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012; Servicio Geológico Mexicano SGM, 2009, 2022). Por su ubicación geográfica estratégica a las faldas de la SMOc, en el desierto de Chihuahua y sur del subtrópico de Norteamérica, sus sedimentos lacustres son atractivos para realizar investigaciones paleoambientales. A partir de estas se ha conocido y entendido la respuesta paleohidrológica de la región a eventos climáticos globales y hemisféricos de diferente escala durante el Cuaternario tardío y han permitido entrever escenarios de cambio (Chávez-Lara *et al.*, 2015; Roy *et al.*, 2010, 2012, 2013, 2014, 2015; Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017).

A partir del estudio estratigráfico, mineralógico y geoquímico de los sedimentos y rocas del lago Santiaguillo este capítulo brinda un panorama de los procesos de sedimentación en la cuenca durante el último ciclo glacial, sus cambios temporales, se clasifican los materiales rocosos, se determina la procedencia sedimentaria y se hace una reconstrucción paleoambiental. Así mismo, a manera de complemento, estiman los cambios en las temperaturas y precipitación en la cuenca debido al cambio climático actual.

40.4 Generalidades

40.4.1 Antecedentes

La Cuenca de la Laguna de Santiaguillo, ubicada al centro-norte del estado de Durango en México ha sido objeto de investigaciones con enfoques variados. Algunos de los cuales se refieren a su riqueza biológica y arqueológica, la sobreexplotación de acuíferos, historia geológica del centro norte de México, sismicidad y su relevancia para el entendimiento paleohidrológico y ambiental del subtrópico de Norteamérica (ej. Yamamoto, 1993; SGM, 2009, 2022; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012; Corral-Bermúdez *et al.*, 2019). En este apartado nos centraremos en la historia geológica y ambiental de la región.

40.4.2 Geología regional

La geología del noroeste de México está condicionada por la subducción de la placa de Farallón por debajo de la Norteamericana a partir del Cretácico tardío – Paleógeno y la apertura del Golfo de California desde el Mioceno, que a su vez se tradujeron en las características composicionales y estructurales presentes en los materiales geológicos de Sierra Madre Occidental (SMOc), también conocida como Faja Ignimbrítica Mexicana (ej. McDowel y Clabaugh, 1981; Morán-Zenteno *et al.*, 1984; Ortega Gutiérrez *et al.*, 1992; Ferrari *et al.*, 2005; Aguirre-Diaz *et al.*, 2008). En la región de Durango, durante el Eoceno se emplazaron en diferentes episodios volcánicos, rocas de composición intermedia y ácida (andesitas, dacitas y riolitas) conocidas como el Complejo Volcánico Inferior (CVI), que alberga

la mayor parte de los depósitos minerales de importancia económica en la zona (Morán-Zenteno *et al.*, 1984; SGM, 2021a). Sobreyaciendo al CVI, durante el Oligoceno y Eoceno, debido a la formación de calderas se depositaron ignimbritas masivas en dos pulsos principales. Estos fueron interrumpidos por flujos basáltico-andesíticos como evidencia de un magmatismo transicional. A este conjunto de rocas de gran alcance y potencia se les conoce como Supergrupo Volcánico Superior (SGS) y son el rasgo más representativo de la SMOc. A partir del Mioceno tardío y hasta el Cuaternario, se presentaron amplias coladas basálticas e ignimbritas derivadas de la tectónica extensional debido a la apertura del GdC.

Este dinámico ambiente tectónico generó numerosas fosas y pilares a lo largo de la SMOc con orientaciones preferenciales ENE – WSW a partir del Oligoceno y modeló el paisaje del centro noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. En la región de Durango, el fallamiento normal formó los grábenes de El Mezquital y Rio Chico-Otimapa, al sur y este del estado, respectivamente; además del sistema de fallas San Luís – Tepehuanes y el graben de Santiaguillo, donde la evidencia de microsismos sugiere la posible reactivación de fallas regionales antiguas (Yamamoto, 1993; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012; Loza-Aguirre *et al.*, 2012). Otra consecuencia de la actividad tectónica durante el Cenozoico fue la mineralización de las rocas de la SMOc por actividad hidrotermal y plutónica, que afectó principalmente al CVI y generó algunos de los depósitos minerales más importantes de la región (Morán-Zenteno *et al.*, 1984).

40.4.3 Potencial minero y consideraciones económicas

La industria minera en el estado de Durango contribuye con el 2.85 % de la producción nacional y se destaca por la extracción de hierro, plata, zinc, plomo, oro y cobre, como productos metálicos; además de agregados pétreos, riolita, caliza y basalto como no metálicos (SGM, 2021b). Algunos de los proyectos mineros que destacan son Cerro del Mercado en la capital del estado (Victoria Durango), Velarde-Rodeo en Cuencamé y Ciénega de Nuestra Señora en Santiago Papasquiaro que producen hierro y polimetales a partir de cuerpos irregulares, vetas, mantos y *stockworks*.

La cuenca de la Laguna de Santiaguillo colinda con dos regiones mineras importantes, Santiago Papasquiaro al poniente y Rodeo al oriente que producen oro, plata, plomo y zinc. Aunque no tiene producción minera como tal, si se han identificado dos áreas mineralizadas con pequeñas minas inactivas y evidencia de sulfuros y óxidos; la primera al este se le conoce como La Moneda – Cerro Prieto y presenta concentraciones de estaño, plomo, zinc, cobre y manganeso; la segunda al sur, llamada El Caporal – La Esperanza, presenta evidencia de plata, plomo, zinc y estaño (SGM, 2021b).

En cuanto a materiales no metálicos, la cuenca ha sido objeto de explotación intermitente de caolín. Además, en su parte de menor altitud, debido a sus características de paleolago, presenta un alto potencial para la explotación de minerales evaporíticos como el carbonato de calcio y el yeso, así como para la prospección de litio en los sedimentos autigénicos y muy finos, donde se han obtenido concentraciones menores (Li < 60 ppm) (SGM, 2021b). Cabe mencionar que la cuenca no ha sido explorada de manera intensiva con este fin y por lo tanto, permanece como un área de oportunidad.

Algunas otras actividades económicas presentes en el área de estudio se relacionan con la agricultura, la acuicultura, turismo e interés científico, en torno al lago. Cabe resaltar que estas actividades tienen un impacto predominantemente local y la función principal del lago Santiaguillo, como sitio Ramsar, es la preservación de los ecosistemas.

40.4.4 Cambio climático regional

El periodo Cuaternario se divide en Pleistoceno (2.56 Ma – 11.7 ka) y Holoceno (últimos 11.7 ka) y se ha caracterizado por etapas glaciares (frías) e interglaciares (cálidas) a nivel global (Cohen, 2003). Estos intervalos son producto de la interacción de forzamientos externos (ej. ciclos orbitales) e internos (ej. vulcanismo) que se han manifestado en alta variabilidad ambiental con diferentes escalas temporales. De esta manera, dentro de los ciclos glaciares el nivel del mar fluctuó ampliamente, los glaciares crecieron-disminuyeron, se formaron armadas de témpanos de hielo, los ecosistemas sufrieron contracciones o expansiones, etc.,

en función de los cambios climáticos globales y regionales (ej. Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1992; Alley y McAyeal, 1994; Mix *et al.*, 2001; Gornitz, 2008). Estos cambios naturales fueron registrados en diferentes interfases (ej. anillos de árboles, núcleos de hielo, sedimentos lacustres) que guardaron evidencias descifrables mediante indicadores multidisciplinarios de condiciones específicas (ej. Dansgaard *et al.*, 1993; Cleveland *et al.*, 2003; Wagner *et al.*, 2010; Deplazes *et al.*, 2013).

El conocimiento del cambio climático en el noroeste de México y el sur del subtrópico de Norteamérica durante el Cuaternario, se fundamenta en registros de sedimentos marinos, dunares, lacustres, de anillos de los árboles, de formaciones kársticas, etc., procedentes del golfo y península de California, la Sierra Madre Occidental, el desierto de Chihuahua y el suroeste de Estados Unidos (ej. Lozano-García *et al.*, 2002; Metcalfe *et al.*, 2002; Kirby *et al.*, 2005; Lachniet *et al.*, 2013; Villanueva-Díaz *et al.*, 2014; Roy *et al.*, 2010, 2013, 2015).

Entre las investigaciones paleoambientales más relevantes están las realizadas en los sedimentos del lago Santiaguillo en Durango, que se complementan con otros registros regionales como los del lago Babicora en Chihuahua y el lago de San Felipe en Baja California y permiten reconstruir la paleohidrología regional en el último ciclo glacial mediante micropaleontología, mineralogía, sedimentología y geoquímica (Chávez-Lara *et al.*, 2015; Roy *et al.*, 2010, 2012, 2013, 2014, 2015; Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017).

De estos trabajos, se puede inferir que durante el último periodo glacial y actual interglacial, la variabilidad hidrológica ha gobernado en el sur del subtrópico de Norteamérica, con dominancia de lluvias de verano-otoño y en menor medida por las invernales (al menos en latitudes inferiores a 29 °N). Así mismo, la paleohidrología fue sensible a los cambios en los mecanismos de acarreo de humedad como el Monzón de Norteamérica (NAM) y los ciclones tropicales (CT), que a su vez respondieron a forzamientos de diferente escala temporal como la insolación, migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la temperatura superficial del mar del GdC, el fenómeno de El Niño (ENOS), etc.

Sin embargo, la variabilidad hidrológica fue espacialmente heterogénea en diferentes intervalos. Por ejemplo, durante el último máximo glacial (21-19 ka) las

lluvias de verano afectaron en mayor medida la región centro-norte de México en comparación con el noroeste de México. Por el contrario, en el periodo de transición entre el Pleistoceno y Holoceno las mismas lluvias pudieron migrar a latitudes mayores, permitiendo lagos perennes en el norte de México y someros-intermitentes en el centro-norte, donde la precipitación pudo proceder de ciclones tropicales. Ya en el Holoceno, con el establecimiento del Monzón de Norteamérica, el centro-norte de México experimentó condiciones de aridez, mientras en el norte y noroeste este fenómeno acarreó más humedad a las cuencas.

40.5 Marco Geográfico

La cuenca hidrológica del Lago Santiaguillo se localiza en el centro-norte del país, entre los municipios de Nuevo Ideal, Canatlán y Santiago Papasquiaro del estado de Durango, a una distancia de 72 km al norte de su capital. Así mismo, se ubica en la Sierra Madre Occidental, al borde occidental del Desierto de Chihuahua en el subtrópico de Norteamérica, entre las coordenadas extremas 25°11' 36" - 24°36'20" latitud norte y 105°18'5" - 104°45'37" longitud oeste con una superficie aproximada de 2362 km^2 (Figura 40.1).

Las poblaciones más importantes de norte a sur dentro de la cuenca son Lorenzo Zavala, José María Morelos, La Palestina, Nuevo Ideal, Fuente del Llano, Guatimapé y Arnulfo R. Gómez que en conjunto tienen alrededor de 15 mil habitantes (Instituto Nacional de Estadística Geografía INEGI, 2020).

Esta cuenca forma parte de la subregión hidrológica San Pedro, perteneciente a la región hidrológica administrativa del Pacífico Norte. Limita al norte y este con la región Nazas-Aguanaval, al sur con Río Santiago y al oeste con el Río Acaponeta. Esta subregión comprende once cuencas hidrológicas entre las que destaca Laguna de Santiaguillo que colinda al norte, este y oeste con la región hidrológica 36 Nazas y al sur con la cuenca del río La Sauceda (Diario Oficial de la Federación DOF, 2014).

La cuenca Laguna de Santiaguillo está delimitada al oeste por el relieve montañoso de la Sierra de San Francisco con elevaciones de hasta 3200 msnm y al este

por la Sierra de Coneto con cimas de 2800 msnm. En su parte más baja guarda un cuerpo de agua de carácter endorreico conocido como el Lago de Santiaguillo (1950 msnm), que constituye el humedal más importante del estado de Durango y centro-norte de México, con una superficie total aproximada de 24 hectáreas (ha) y una capacidad de almacenamiento superior a 260 Mm^3. El lago se considera un Humedal Ramsar desde 2012, por su papel como hábitat para aves acuáticas, fauna diversa, regulador del clima regional, entre otros servicios ecosistémicos (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas CONANP, 2012). Está dividido en dos partes por un dique artificial que sirve como vía de comunicación entre las comunidades del oriente (ej. Fuente del Llano) y poniente (Guatimapé). La porción norte, con una extensión de alrededor de 8.5 ha, es conocida como "Laguna superior" y mantiene un cuerpo de agua perenne con fines pesca, pastoreo y recreación; en cambio la porción sur, denominada "Laguna Inferior", alcanza su máximo nivel en los meses lluviosos (verano-otoño) y sufre desecación en los meses de estiaje (invierno-primavera) debido a la intensa evaporación que conlleva a su contracción casi total (Figura 40.1).

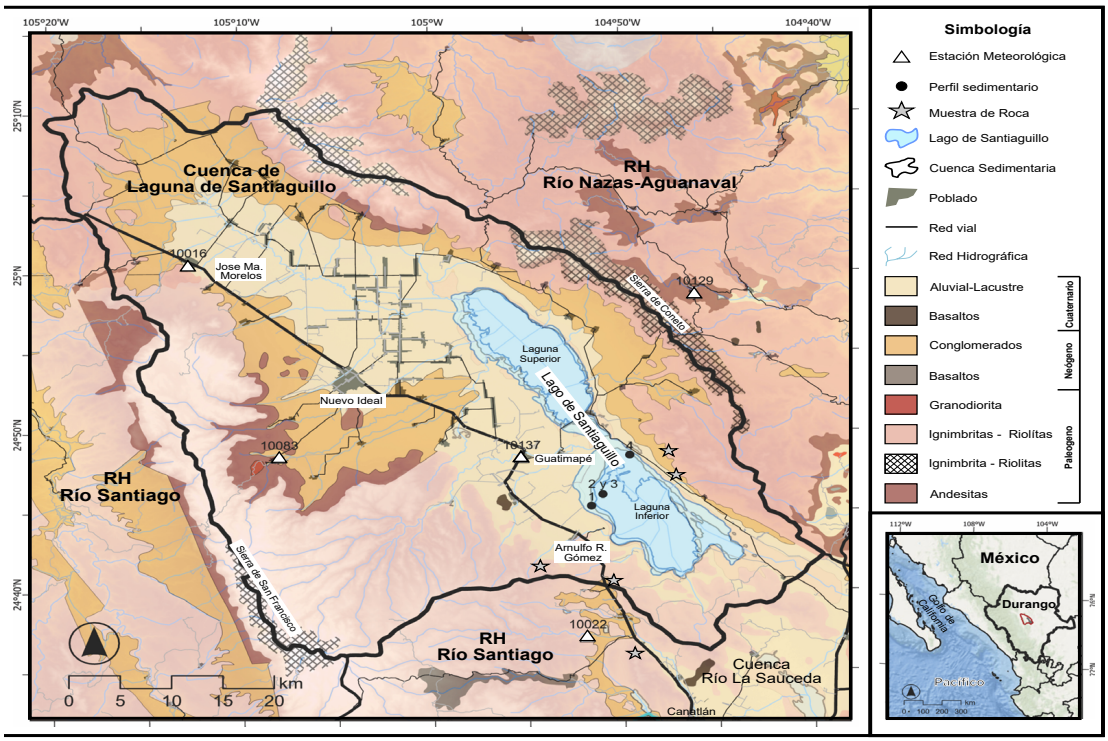


Figura 40.1. Mapa de ubicación de la cuenca de la laguna de Santiaguillo, Durango México. Se presenta la geología, las estaciones meteorológicas y los perfiles sedimentarios estudiados. Fuente: elaboración propia.

40.5.1 Geología de la cuenca

Geológicamente, la cuenca del lago Santiaguillo se asienta en los límites de la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central, en el sistema de fallas San Luís Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007, 2012). Tiene su origen en los procesos de tectónica extensional que imperaron en la región noroeste de México durante el Cenozoico, que a su vez generaron fallas normales y laterales modeladoras del graben de Santiaguillo-Canatlán (~39-32 Ma) (Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012; SGM, 2022).

Las rocas aflorantes tienen edades entre el Eoceno y Cuaternario y una composición predominantemente félsica-intermedia que varía a máfica, emplazadas en diferentes pulsos volcánicos y piroclásticos entre el Eoceno y Cuaternario (Figura 40.1).

La unidad más antigua de la cuenca se le conoce como "Andesita Coneto", es correlacionable con el Complejo Volcánico Inferior (CVI) de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y está compuesta por derrames lávicos de composición andesítica que se emplazaron durante el Paleoceno-Eoceno y que afloran principalmente en las inmediaciones de la población de Coneto de Comonfort, al este de la cuenca (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012; SGM, 2021a). Sobreyaciendo a esta unidad, durante el Eoceno-Oligoceno, se emplazaron depósitos ignimbríticos de composición riolítica y andesitas ocasionales (Oligoceno medio) por toda la cuenca, con orientaciones preferenciales noroeste-sureste. Estos depósitos piroclásticos tienen diferente grado de soldamiento, forman parte del Supergrupo Volcánico Superior (SVS) de la SMOc y conforman las mayores elevaciones que delimitan el Graben Santiaguillo-Canatlán (McDowell y Kaizer, 1977). Las dos unidades previas fueron intrusionadas por cuerpos hipabisales granodioríticos durante el Oligoceno tardío que resultaron en las zonas mineralizadas de la región; sus afloramientos más representativos pueden encontrarse al sur de la población de Guatimapé y como lineamientos NW-SE al oeste de la laguna superior. Los depósitos piroclásticos son coronados por flujos riolíticos que constituyen la Sierra de Coneto y las estructuras dómicas al sur de la cuenca, emplazados al término del Oligoceno tardío y Mioceno tardío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Durante el Mioceno medio, de manera dispersa, pero

con orientaciones NW-SE, se depositaron escasas coladas basáltico-andesíticas al sur-suroeste de Guatimapé. En el Mioceno superior comenzó el relleno del graben de Santiaguillo con conglomerados polimícticos, derivados de las rocas preexistentes, que se distribuyen principalmente al sur, oeste y este del lago inferior. El inicio del Cuaternario (Pleistoceno) estuvo marcado por la presencia de magmatismo fisural NW-SE y el emplazamiento de los denominados "Basaltos Sta. Teresa", cuyos afloramientos principales se ubican al sur de la cuenca, rellenando cauces de arroyos y topografías bajas. Sobreyaciendo todas las unidades descritas, en el Holoceno se depositaron sedimentos de grano grueso (coluviones), medio y fino no consolidados, que tienen su origen en la actividad fluvio-lacustre y constituyen los materiales geológicos predominantes en las laderas montañosas y los bajos topográficos como el lago Santiaguillo.

40.5.2 Caracterización climática

La mayor parte de la cuenca del lago Santiaguillo presenta un clima semiseco templado (BS1kw), que se torna en templado subhúmedo (C(w0)) al occidente y da paso a un clima semifrío subhúmedo (Cb'(w1)) en las áreas montañosas de mayor elevación (Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad CONABIO, 1998) (Figura 40.2).

La caracterización climática puntual de la cuenca del lago Santiaguillo parte del análisis de 5 estaciones meteorológicas ubicadas dentro y en sus inmediaciones, operadas por el Servicio Meteorológico Nacional y que tienen un registro variable desde la década de 1960 y entre 32 y 47 años de información (en términos reales). De esta forma, los acumulados anuales de precipitación varían entre 395 mm al noroeste de la cuenca (10016 Chinacates) y 673 mm al oeste (10083 Tejamen) de los cuales, alrededor del 90 % se presentan entre junio y octubre debido a la migración estacional boreal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), el Monzón Norteamericano (NAM) y los ciclones tropicales (CT) que acarrean humedad procedente del océano Pacífico oriental y Golfo de California, además, de menores contribuciones desde el Golfo de México. El restante 10 % de la precipitación anual se distribuye en los meses estiaje, entre noviembre y mayo, debido a algunos frentes fríos que suelen interrumpir la

circulación atmosférica anticiclónica imperante en toda la región (Douglas *et al.*, 1993; Castro *et al.*, 2001; Farfán y Fogel, 2007; Corboseiro *et al.*, 2009; Caldwell, 2010; Ritchie *et al.*, 2011).

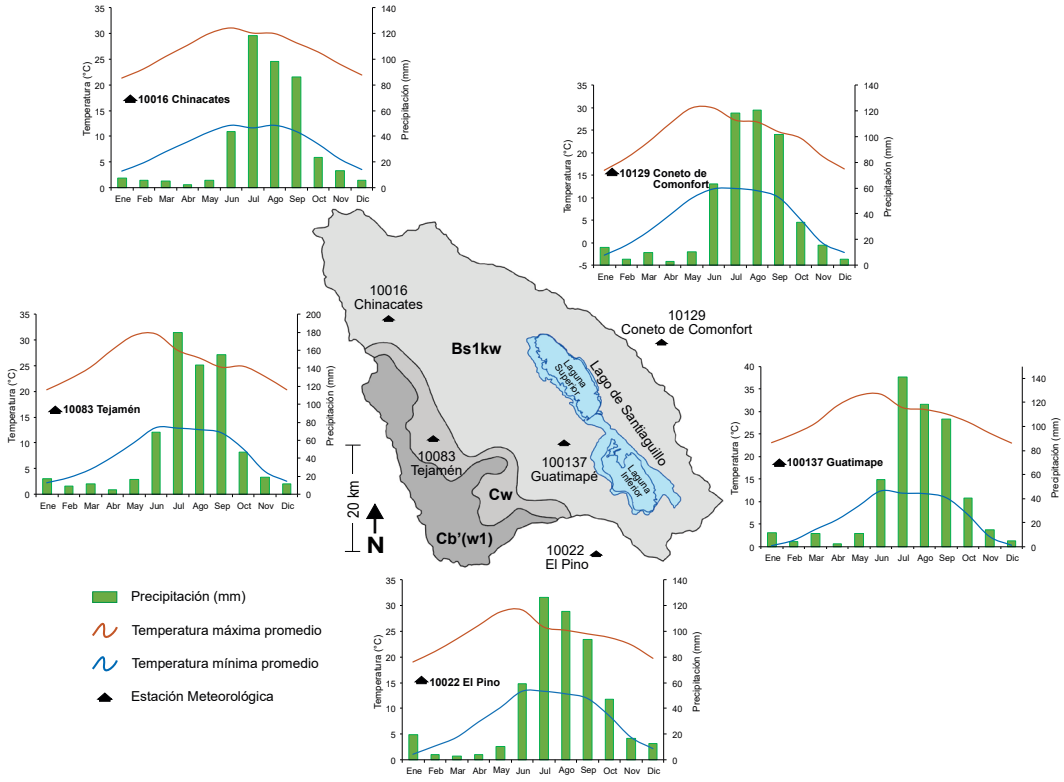


Figura 40.2. Climogramas de las diferentes estaciones meteorológicas insertas o alrededor de la Cuenca del Lago Santiaguillo. Fuente: elaboración propia.

Por su parte, las temperaturas máximas mensuales promedio pueden alcanzar los 34 °C, e incluso superar los 40 °C en abril-mayo-junio (10137 Guatimapé); mientras que las mínimas mensuales promedio pueden descender hasta -2.7 °C (10129 Coneto de Comonfort) e incluso más allá de -10 °C entre diciembre y enero. La cuenca de la laguna de Santiaguillo está sujeta a la variabilidad climática decadal y, al igual que la mayor parte del noroeste de México, es afectada por las distintas fases del fenómeno "El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés). De esta manera, la fase Niño se traduce en la disminución de la precipitación de verano y aumento de la invernal, con un balance hídrico anual negativo, en comparación con fases neutras; mientras que la fase Niña de ENOS, resulta en acumulados anuales mayores/

similares a los habituales, aunque puede recrudecer las sequías en la época fría del año (Magaña *et al.*, 2003; Bravo-Cabrera *et al.*, 2017). A partir del análisis de la estación 10083 Tejamen al oeste de la cuenca, que posee el registro de precipitación de mayor calidad, se puede observar que durante las fases fuertes-muy fuertes de la fase Niño, la precipitación de verano (representada por el mes de julio) puede disminuir más del 30 % con respecto al promedio y durante las fases Niña los cambios son menores y cercanos a la media (Figura 40.3).

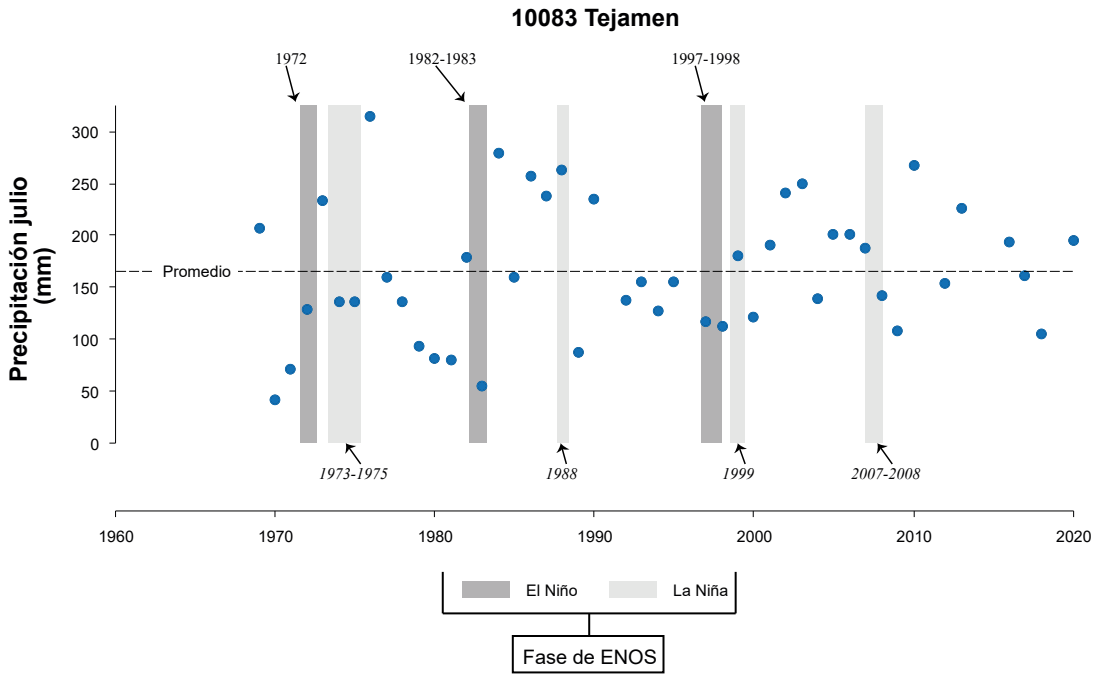


Figura 40.3. Precipitación histórica de la estación 10083 Tejamen con respecto a intervalos Fuertes-Muy Fuertes de El Niño Oscilación del Sur. Fuente: elaboración propia.

Tomando en cuenta el registro dendrocronológico de lugares cercanos a la cuenca en el noroeste de México, se puede reconstruir la variabilidad hidrológica de los últimos 600 años. De esta manera, el crecimiento de los anillos de los árboles ha sido afectado por las distintas fases de ENOS que desencadenó sequías durante El Niño y aumentó la precipitación en años Niña (González-Elizondo *et al.*, 2005; Cerano-Paredes *et al.*, 2012; Villanueva-Díaz *et al.*, 2014, 2021; Stahle *et al.*, 2016; Chávez-Gándara *et al.*, 2017).

40.6 Resultados

40.6.1 Sedimentología y estratigrafía del lago Santiaguillo

El lago de Santiaguillo es una cuenca endorreica con orientación sureste-noroeste que se asienta en la parte más interna del graben Santiaguillo-Canatlán. Este cuerpo lacustre ha sido dividido en dos secciones mediante un dique de contención; la sección norte se le conoce como "laguna superior" y la sur como "laguna inferior". Este lago tiene la distinción de sitio Ramsar, y ha sido objeto de estudios diversos debido a su complejidad biótica, evolución geológica, potencial turístico, importancia hídrica para el estado de Durango, etc. También ha sido objeto de diferentes estudios paleoambientales, debido a su excelente registro sedimentario que atestigua los cambios hidrológicos y climáticos que experimentó el norte de México, el desierto de Chihuahua y el subtrópico de Norteamérica durante el Cuaternario tardío (Roy *et al.*, 2014, 2015; Chávez-Lara *et al.*, 2015; Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017).

Este trabajo toma como referencia los sedimentos del lago Santiaguillo obtenidos a partir de 4 secuencias (dos trincheras y dos núcleos), extraídas en la laguna inferior (Figura 40.4). De esta manera, se realiza una comparación integral de registros con base en sus características sedimentológicas, así como su marco cronológico, para determinar los ambientes de depósito en una sección W-E.

40.6.2 Sedimentología y cronología

Los perfiles sedimentarios del lago Santiaguillo, parten de dos núcleos (2 y 4) y dos trincheras (1 y 3) que fueron caracterizadas en campo y laboratorio, y permitieron reconstruir la paleohidrología de la cuenca durante el Cuaternario tardío (Roy *et al.*, 2014, 2015; Chávez-Lara *et al.*, 2015; Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017) (Figura 40.4). En este trabajo, con el objetivo de una comparación sedimentológica y cronológica integral de registros, fueron analizados únicamente los primeros 3 m (ca. 10 m en total) de la secuencia 2 (Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017).

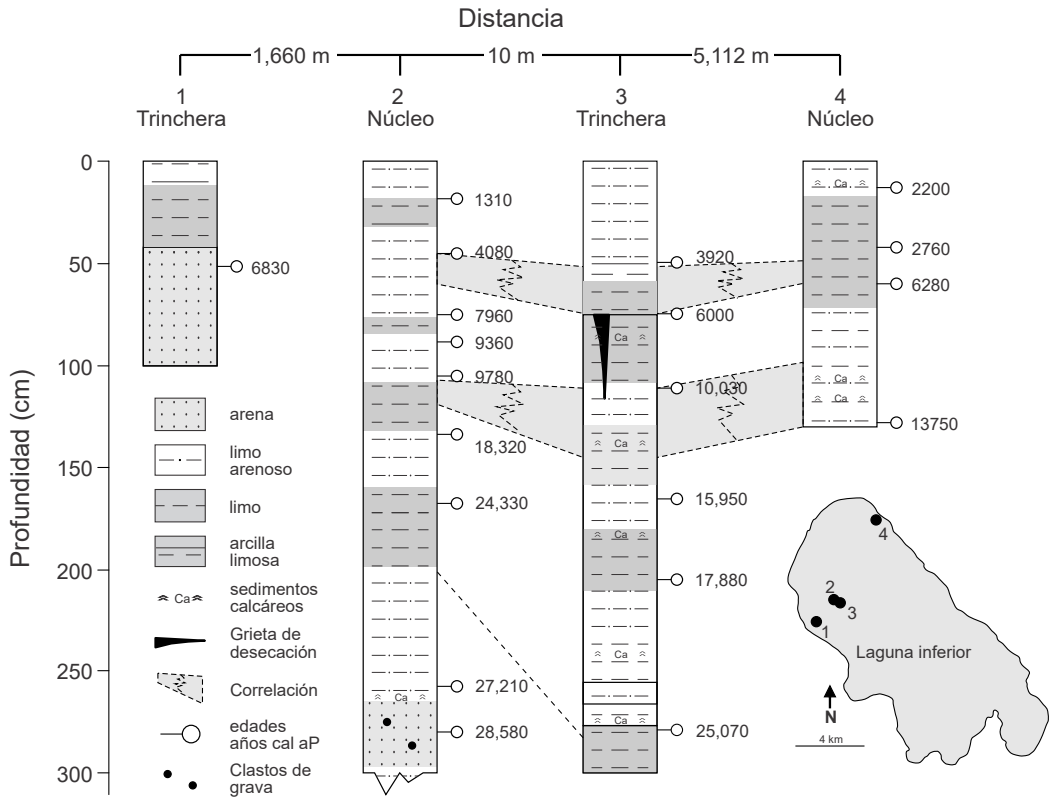


Figura 40.4. Perfiles sedimentarios de la sección suroeste-noreste en la laguna inferior de Santiaguillo. Los cambios abruptos en la sedimentación se muestran como recuadros sólidos en las secuencias. La base irregular de la secuencia 2 indica la continuidad de este registro. Fuente: 1 y 4) Roy et al., 2014; 2) Quiroz-Jiménez et al., 2017; 3) Roy et al., 2015.

La extracción de núcleos (perfiles 2 y 4) se llevó a cabo mediante perforación por percusión, y la descripción textural de los sedimentos obtenidos se realizó después de dividir los núcleos transversalmente en laboratorio en dos porciones, mediante la metodología descrita por Schnurrenberger *et al.* (2003) para sedimentos lacustres. En el caso de los sedimentos de trinchera, estos fueron descritos directamente en campo, poniendo énfasis en su contexto estratigráfico.
Las secuencias 1 y 4 se obtuvieron cerca de los límites actuales del lago (oeste y este), mientras las 2 y 3 en la parte central; por lo tanto, el estudio conjunto de estas permite conocer la dinámica de deposición sedimentaria en una sección suroeste-noreste en la parte norte de la laguna inferior de Santiaguillo.

Los diferentes perfiles exhiben principalmente texturas finas que varían entre arenas medias y limos arcillosos con horizontes calcáreos, que forman estratos

masivos (ocasionalmente laminados), con contactos graduales y también abruptos, aunque también se presentan texturas de grava (Figura 40.4). Estas características indican cambios en la energía del medio de deposición, fluctuaciones en el nivel lacustre, procesos evaporíticos, vacíos en la sedimentación (*hiatus*) y erosión.

Si bien existe correspondencia entre las texturas de los perfiles estudiados, también se presentan ciertas diferencias en su contexto temporal y espacial. Esto queda manifiesto al comparar los sedimentos de las secuencias 2 (núcleo) y 3 (trinchera) que, a pesar de estar separados por alrededor de 10 m, presentan ligeras variaciones texturales apreciables al realizar una correlación cronológica. Estas diferencias pueden tener su origen en los trabajos de campo asincrónicos, en los criterios descriptivos "in situ" y laboratorio, pero también en la naturaleza del muestreo y propiedades mecánicas de los materiales geológicos; pues la extracción de núcleos (5 cm de diámetro) por percusión pudo compactar los sedimentos y alterar o eximir algunos rasgos estructurales (ej. Grietas de desecación).

Con el propósito de reconstruir las condiciones ambientales de la cuenca durante el Cuaternario se seleccionaron diferentes muestras de las secuencias para realizar fechamientos por radiocarbono AMS en laboratorios comerciales. De esta forma, el control cronológico de parte de 20 fechamientos en sedimento total con espaciamientos variables, que permitieron construir 3 modelos de edad, asignar edades con respecto a la profundidad y determinar las variaciones de las tasas de sedimentación (cm/ka) en diferentes partes de la cuenca para los últimos ca. 30 ka cal aP (calibrados antes del presente) (Figura 40.5). El Modelo Cronológico fue construido en el programa OxCal 4.4 que considera estadística bayesiana "edad vs profundidad" y la curva de calibración IntCal 20 para asignar edades a cada profundidad de los perfiles (Ramsey, 2009; Reimer *et al.*, 2020).

El perfil 1 (trinchera), presenta sedimentos masivos con textura arenosa (fina-media) en su base (100-40 cm), en contacto abrupto con limos-arcillosos (42-0 cm) que sugieren fluctuaciones en el régimen energético deposicional y nivel lacustre. Es decir, los sedimentos basales son el resultado de un medio energético moderado en la zona litoral (cercano a los influentes de agua) que imperó antes de 7 ka, y los superficiales reflejan una disminución de la energía

por el posible aumento del nivel lacustre. El contacto abrupto entre sedimentos puede tener su origen en los procesos erosivos en los límites del lago por su expansión o contracción.

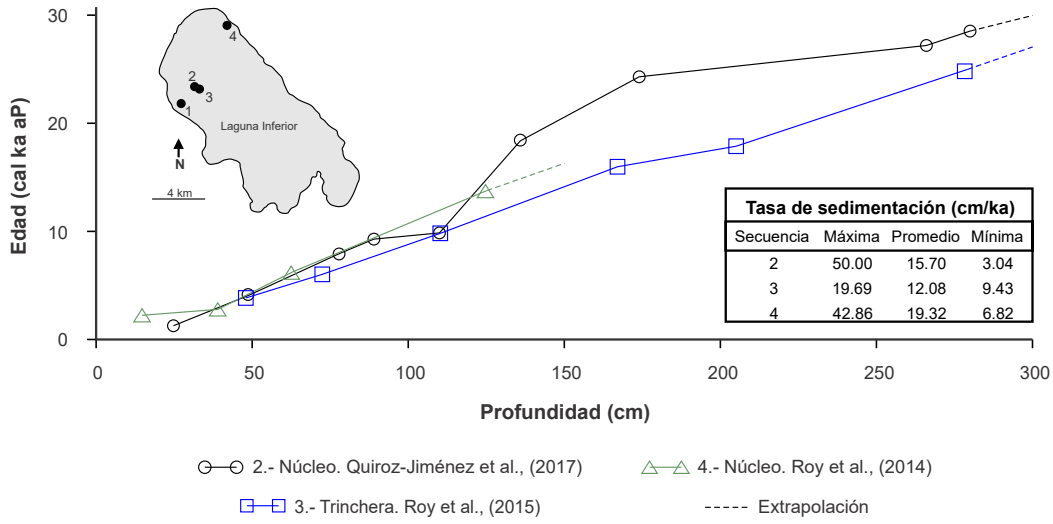


Figura 40.5. Tasas de sedimentación en las diferentes secuencias estudiadas. Se presentan las variaciones en las tasas de sedimentación, nótense sus mayores fluctuaciones en la secuencia 2 en profundidades >85 cm. Fuente: elaboración propia.

La secuencia 4 (núcleo), compuesta por limos - limos arenosos masivos y materiales calcáreos en cambios graduales, exhibe texturas diferentes a las presentes en el límite opuesto de la cuenca (secuencia 1), pues sus sedimentos son el reflejo de una baja energía del medio de deposición a tasas de sedimentación constantes (7-8 cm/ka), además de fluctuaciones en la salinidad. Estas características sugieren la presencia de un cuerpo de agua somero permanente que permitió la acumulación de minerales autigénicos (ej. Carbonato de calcio) en el borde oriental del lago.

Los perfiles 2 (núcleo) y 3 (trinchera) en la parte central de la sección, poseen los registros más extensos, así como el mayor número de fechamientos radiocarbono AMS y dos modelos cronológicos robustos. Su cercanía permite complementar las observaciones particulares y así brindar un panorama más amplio sobre su dinámica sedimentaria.

Los sedimentos de estas secuencias están constituidos por texturas finas a muy finas masivas (limos arenosos a limos arcillosos), generalmente intercaladas, que presentan horizontes calcáreos (limos y nódulos) y marcas de desecación. Las tasas de sedimentación en el registro 3 son relativamente homogéneas (7-9 cm/ka), mientras para la secuencia 2 fluctuaron ampliamente a partir de 89 cm hasta su base (>9.0 ka cal aP; 50-3 cm/ka). Estas variaciones son correlacionables con la presencia de sedimentos finos y materiales calcáreos que atestiguan una baja energía de deposición en un medio acuoso sobresaturado que permitió la precipitación de carbonatos. La presencia de grietas de desecación (ca. 65 cm de longitud) y las altas tasas de sedimentación en diferentes secciones (ej. 174-136 cm; secuencia 2), sugieren periodos de sequía prolongada que dejaron expuesto el lecho central del lago a los agentes de erosión y pudieron desencadenar la pérdida de material y vacíos en el registro (*hiatus*) que permitieron el contacto entre unidades con edades diferentes. Los sedimentos basales de la secuencia 4 sugieren un medio acuoso de alta energía que depositó arenas finas-medias y clastos de grava en la parte central del lago alrededor de 28 ka cal aP. Las condiciones descritas corresponden con la presencia un lago efímero (somero) oligohalino/mesohalino durante los últimos 19 ka y uno perenne oligohalino previo a este periodo, inferidos a partir de la abundancia de ostrácodos y sus asociaciones faunísticas (*L. Bradburyi, E. Patzcuaro, C. Vidua*), además de la relación carbono vs nitrógeno (C/N) en los sedimentos de Santiaguillo (Chávez-Lara *et al.*, 2015).

40.6.3 Mineralogía

Los sedimentos lacustres de Santiaguillo fueron analizados por Difracción de Rayos X (DRX), para determinar las fracciones minerales alogénicas y autigénicas en 22 muestras representativas de los cambios texturales y geoquímicos a lo largo del perfil 2 (Tabla 40. 1). Previo a los análisis de DRX, las muestras fueron procesadas mediante secado a 50 °C durante 24 hrs y molienda hasta alcanzar una textura homogénea de tamaño limo.

Los minerales más abundantes en los sedimentos de Santiaguillo son el cuarzo y la calcita, que representa el único mineral autigénico precipitado. Aunque ambos minerales coexisten en la mayoría de las muestras, estos guardan una correlación inversa y el aumento de uno, representa la disminución del otro y viceversa.

Tabla 40.1. Mineralogía de los sedimentos lacustres de Santiaguillo. Se presenta la abundancia relativa de las diferentes especies minerales, siendo el cuarzo y calcita los mayoritarios. Fuente: elaboración propia.

Profundidad (cm)	Textura	Cuarzo	Calcita	Ortoclasa	Anortoclasa	Cristobalita	Zircón	Arcillas
106	Limos arenosos (9.7 ka cal aP)	XX	X	X		X		X
126	Limos (15 ka cal aP)	X	XX	X			X	X
264	Limos (27.2 ka cal aP)	XX	X			X		X
314	Limos con evidencias de carbonatos	X	XXX			X		
364	Limos arenosos	X	XXX	X				X
394	Limos	X	XXX			X		
474	Arena fina limosa	XX	XX	X	X	X		X
504	Arena fina limosa	XXXX		X			X	X
544	Limos-limos arenosos con evidencias de carbonatos	X	XXXX					X
554	Limos-limos arenosos con evidencias de carbonatos	XX	XXX	X		X	X	X
582	Limos arenosos	XX	XX	X			X	X
599	Arena-arena limosa	XX		X	X			
639	Arena-arena limosa	XXXX		X	X	X		X
726	Arena-arena limosa con concresiones carbonatadas		XXXX					X
746	Limos arenosos	XXXX	XX	X		X		X
776	Limos-limos arenosos concresiónes carbonatas	XX	XX	X		X		X
846	Limos arenosos	X	XXX			X		
886	Arena limosa con evidencias de carbonatos	X	XXX	X		X		X
896	Limos arenosos con evidencias de carbonatos	XX	XX	X				X
916	Limos arenosos-limos	XXXX	X	X		X		X
1006	Limos arenosos-limos. Se presentan en intercalación	XX	X	X		X		X
1016	Limos arenosos-limos. Se presentan en intercalación	X	XXX	X		X		X

Este comportamiento sugiere que el cuarzo puede entrar a la cuenca en la fracción detrítica durante intervalos de escorrentía, lo que induce la disminución de la salinidad y, por lo tanto, inhibe la precipitación de sales. Este ambiente de humedad puede sustentar la presencia de arcillas a lo largo del perfil, que se relaciona con el aumento de la intensidad de la interacción sedimento vs agua. Por otra parte, la presencia de cuarzo en intervalos de alta precipitación de calcita (ej. muestras 314, 364, 394, 544 cm), sugiere que la fracción detrítica también pudo tener su origen en la actividad eólica de los alrededores y el transporte de sedimentos finos por el viento durante intervalos áridos.

La presencia de cristobalita, zircón y ortoclasa sugieren una fuente ácida/félsicas para los sedimentos. Sin embargo, la presencia de anortoclasa sugiere contribuciones de fuentes félsicas diferentes ocasionales.

40.6.4 Geoquímica

Las muestras de sedimentos y rocas del lago Santiaguillo fueron procesadas en laboratorio mediante secado-homogenización-molienda para analizarlas mediante Fluorescencia de Rayos X (convencional y portátil), HyperTOC y radiocarbono AMS y así conocer sus abundancias elementales, de carbono y sus edades de deposición.

Cabe destacar que, en este trabajo se toma como referencia la secuencia 2 de hasta 10 m de profundidad, que está compuesta de núcleos de sedimento en el centro-norte de la laguna inferior y comprende el registro analítico más robusto estudiado. Además, de acuerdo con las capacidades técnicas y objetivos específicos, los análisis tienen diferentes resoluciones (Tabla 40.2).

Tabla 40.2. Se presentan las diferentes técnicas analíticas empleadas para conocer la geoquímica, las abundancias de carbono inorgánico y las edades de los sedimentos. Fuente: elaboración propia.

Resolución de análisis			1-10 cm
Longitud de la secuencia			1026 cm
Técnica analítica	***Variables obtenidas***	***Uso de información***	***# de muestras analizadas***
FRX Convencional Siemens SRS 3000	Óxidos de elementos mayores y elementos traza	Clasificación de rocas Procedencia sedimentaria Información paleoambiental	38 sedimentos 8 rocas
FRX portátil Niton FXL 950	Elementos mayores y traza	Información paleoambiental	>100
HyperTOC	Carbono orgánico e inorgánico		>100
Radiocarbono AMS	Dataciones	Marco Cronológico	13

40.6.4.1 Clasificación de rocas

Cinco muestras de roca de los alrededores del lago fueron muestreadas tomando en cuenta la diversidad geológica de la cuenca, 3 al oeste y 2 al oriente de la cuenca (Figura 40.1). La abundancia de sus óxidos mayores permitió clasificarlas mediante un diagrama Total Alkali vs Silica (TAS) (Na_2O+K_2O vs SiO_2) (LeMaitre, 2002). De esta forma, aunque las muestras recolectadas al oeste presentan mayores contenidos de sílice que las del este, ambos grupos pueden clasificarse como riolitas con más del 70 % de SiO_2 y entre 6 y 9 % de álcalis (Figura 40.6).

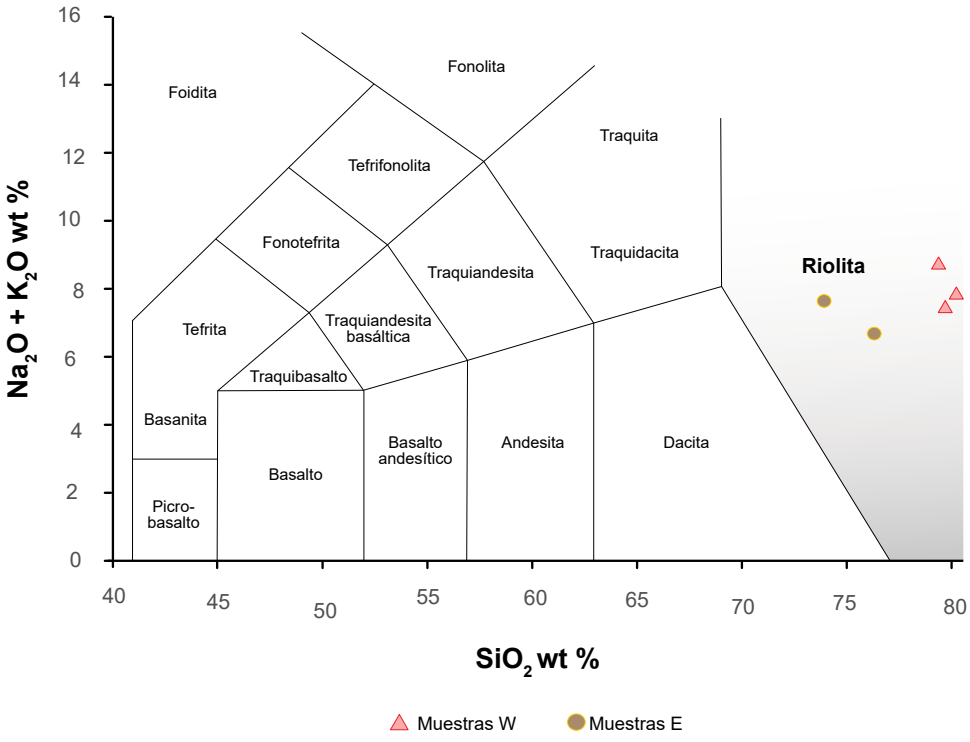


Figura 40.6. Diagrama Total Alkali Silica (TAS) que clasifica las muestras de rocas de los alrededores del lago Santiaguillo. Fuente: elaboración propia.

40.6.4.2 Procedencia sedimentaria

La procedencia de los materiales geológicos puede ser inferida a partir de diferentes métodos, como los mineralógicos y geoquímicos empleados en el estudio de la cuenca del lago Santiaguillo.

Esta investigación parte del análisis elemental (FRX) y de carbono inorgánico (HyperTOC) de 38 muestras obtenidas a lo largo de ca.10 m en el perfil 2. Los resultados obtenidos permitieron construir diagramas de procedencia A-CN-K y SiO_2/Al_2O vs TiO_2/Al_2O_3 (Nesbitt y Young, 1984, 1989; Fedo *et al.*, 1995).

EL diagrama A-CN-K fue propuesto por Nesbitt y Young (1984) y se fundamenta en el Índice de Alteración Química (CIA), que busca cuantificar la interacción sedimento vs agua y así determinar las variaciones en la meteorización de un

registro geológico considerando sus fracciones molares elementales, a través de la siguiente fórmula:

$$CIA = (Al_2O_3/Al_2O_3+CaO* +Na_2O+K_2O) * 100$$

Donde se asume que el óxido de calcio puede proceder de diferentes minerales autigénicos y debe ser corregido mediante:

$$CaO* = CaO - CO_2 \text{ (calcita)} - 0.5\ CO_2 \text{ (dolomita)} - 3.33\ P_2O_5 \text{ (apatito)}$$

(Fedo *et al.*, 1995)

De esta forma, en un material geológico las variaciones en las concentraciones de elementos insolubles (Al_2O_3) en comparación con los solubles (CaO, Na_2O y K) son correlacionables con la presencia de minerales secundarios (ej. arcillas) con respecto a los primarios (plagioclasas-feldespatos) y, por lo tanto, con el grado de meteorización.

El diagrama de procedencia A-CN-K considera que las rocas de composición máfica-intermedia (ej. Basaltos y andesitas) contienen minerales ricos en calcio y sodio (plagioclasas), mientras las rocas félsicas están enriquecidas en potasio (feldespatos). Estos minerales al interactuar con el agua darán lugar a minerales secundarios, en los cuales aumentará su proporción de alúmina, aunque, independientemente de la intensidad de la meteorización, deberían mantener evidencias de su origen.

Con el propósito de inferir la procedencia de los sedimentos lacustres de Santiaguillo, la Figura 40.7a presenta las proporciones molares de Al_2O_3(A), $CaO* +Na_2O$ (CN) y K_2O (K) de las diferentes muestras sedimentarias y de rocas analizadas. De esta manera, se puede observar que, aunque la proporción de alúmina es mayor o menor en las diferentes muestras, estas proceden de una fuente relativamente homogénea. El trazo de una línea de tendencia con respecto a la disposición de las rocas inalteradas en el diagrama nos brinda una idea de la procedencia más probable.

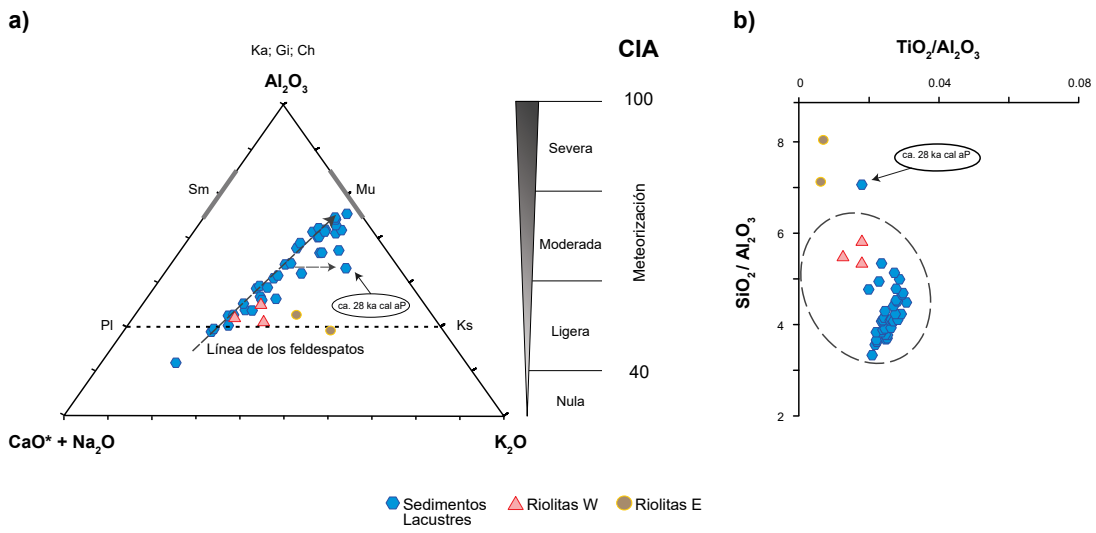


Figura 40.7. Diagramas de procedencia para los sedimentos del lago de Santiaguillo. a) diagrama ternario A-CN-K con el grado del Índice de Alteración Química. b) Diagrama binario TiO_2/Al_2O_3 vs SiO_2/Al_2O_3. Los sedimentos proceden mayoritariamente de las rocas del oeste, aunque hay contribuciones del este. Fuente: elaboración propia.

Las riolitas del oeste del lago pueden inferirse como la procedencia más probable, pues tienen composición CN-K similar a las muestras analizadas y únicamente varía su abundancia de minerales secundarios (A). Sin embargo, la migración de algunas muestras hacia al eje K, sugieren que las rocas orientales también pudieron proveer cantidades menores de sedimentos en algunos intervalos.

Con el propósito de evaluar la pertinencia del diagrama A-CN-K, se compara la relación SiO_2/Al_2O_3 con TiO_2/Al_2O_3 de las muestras sedimentarias y de roca (Figura 40.7b).

La totalidad de las muestras de sedimento, empobrecidas en TiO_2/Al_2O_3 y con proporciones variables de SiO_2/Al_2O_3, sugieren una fuente ácida/félsica. Así mismo, su agrupación en el diagrama con respecto a las muestras de roca, confirma a las rocas del oeste como fuente más probable; aunque, también sugiere contribuciones esporádicas del este.

Llama la atención la muestra depositada ca. 28 ka cal aP (280 cm) pues, ambos diagramas sugieren una fuente distinta al resto, dominada por las rocas del este

que esporádicamente pudieron contribuir con texturas de grava y arena, debido a un ambiente lacustre perenne/oligohalino de alta energía.

De esta manera, considerando el marco cronológico de las muestras, se puede determinar que durante el Cuaternario tardío (Pleistoceno-Holoceno), los agentes erosivos (ej. agua, viento) afectaron principalmente los materiales geológicos situados al poniente del lago y depositaron estos sedimentos en la parte más interna de la cuenca; sin embargo, de manera esporádica la erosión también pudo acarrear sedimentos de la parte oriental debido a un ambiente fluvial de alta energía.

40.6.5 Variabilidad ambiental

El registro sedimentario de Santiaguillo ha sido objeto de diferentes estudios e investigaciones sobre el cambio ambiental experimentado por el noroeste de México, desierto de Chihuahua y subtrópico de Norteamérica durante el Cuaternario tardío (Roy *et al.*, 2014, 2015; Chávez-Lara *et al.*, 2015; Quiroz-Jiménez *et al.*, 2017). Estos trabajos han hecho uso de indicadores mineralógicos, magnéticos, micropaleontológicos y geoquímicos para reconstruir parámetros como escorrentía, evaporación, salinidad, actividad eólica, etc., para reconstruir la variabilidad paleohidrológica-ambiental de la cuenca; así como los forzamientos que indujeron estos cambios.

Con el propósito de brindar un panorama de las reconstrucciones realizadas, se toman como parámetro los sedimentos obtenidos en los primeros 300 cm de la secuencia 2, que tienen un marco cronológico robusto y son correlacionables con las demás secuencias. Así mismo, se presenta una aproximación al marco paleohidrológico regional reconstruido a partir de los estudios mencionados.

40.6.5.1 Proxies

La correlación entre elementos solubles e insolubles en las muestras analizadas de Santiaguillo y su mineralogía, permite determinar diferentes indicadores de condiciones ambientales específicas; es decir, proxies.

La abundancia de $CaCO_3$ se relaciona con la precipitación de carbonatos en función de las variaciones de salinidad del cuerpo de agua; las concentraciones de elementos insolubles en medios acuosos naturales como Zr, Ti, y Al se relacionan con la deposición de sedimentos detríticos; y el Índice de Alteración Química (CIA) con la meteorización debido a la interacción sedimento/agua que genera minerales secundarios (Figura 40.8).

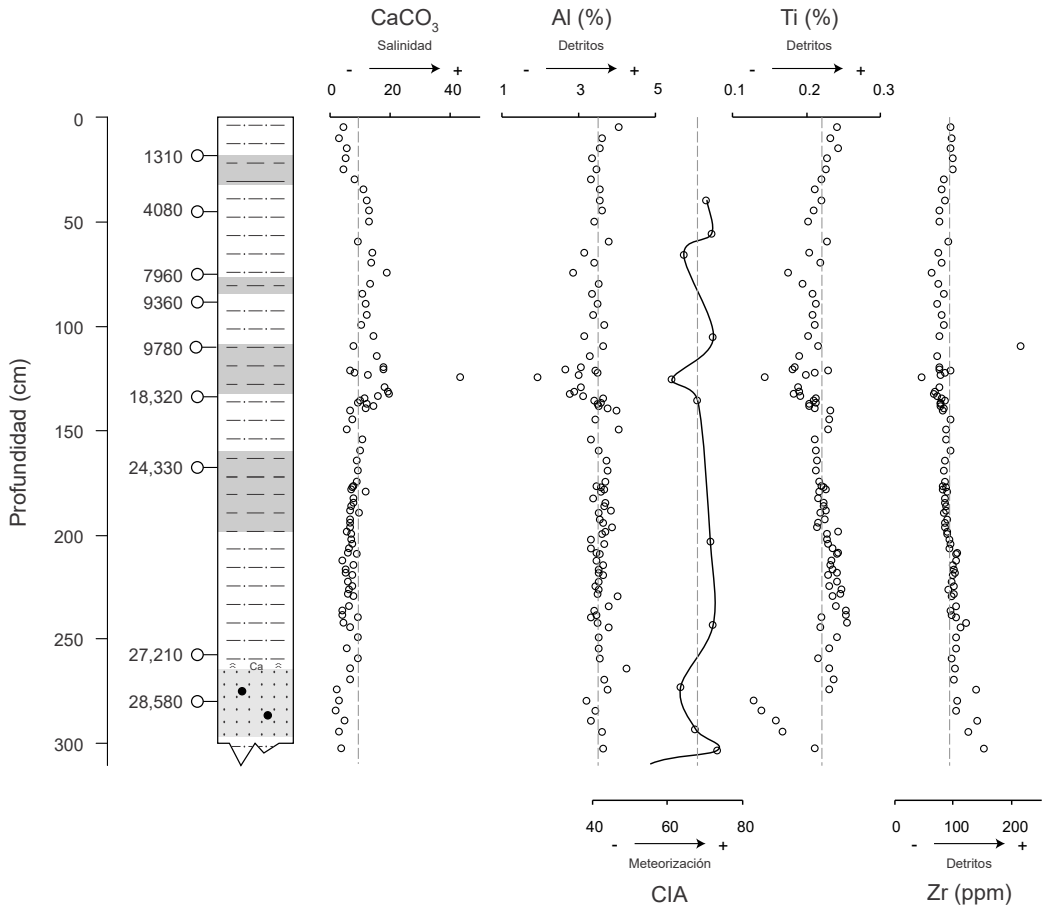


Figura 40.8. Variaciones de los indicadores de salinidad/evaporación ($CaCO_3$), de meteorización (CIA) y de aporte detrítico (Al, Ti, Zr) con respecto a la profundidad. Obsérvese la relación negativa y/o positiva entre los distintos proxies. Fuente: elaboración propia.

La abundancia de calcita ($CaCO_3$) (43-2 %; media = 9.3 %), el único mineral carbonatado de la secuencia guarda una correlación negativa con las abundancias de Al (4-2 %; media = 3.5 %; r = -0.7), Ti (0.25-0.12 %; media = 0.22 %; r = -0.5) y Zr (214-46 ppm; media = 92 ppm; r = -0.6); además, de los valores de CIA (72-61;

media = 68). Esto hace suponer que los incrementos de salinidad y precipitación de calcita tienen lugar en intervalos donde la entrada de minerales detríticos y la meteorización son menores y, por el contrario, disminuye cuando la entrada de detríticos y la meteorización aumenta.

La correlación entre los elementos insolubles arroja pistas sobre los mecanismos de entrada de sedimentos detríticos, ya sea por actividad pluvial o eólica. Por una parte, las variaciones de Al y Ti son similares (r = 0.6), lo que sugiere que se encuentran en las fracciones clásticas, depositadas durante intervalos con abundantes minerales secundarios y amplia interacción de los sedimentos con el agua (CIA). Estas condiciones, pueden relacionarse con la entrada de sedimentos por medios fluviales en un ambiente húmedo. Por el contrario, la correlación negativa/nula de Al y Ti con Zr (r = -0.7 – 0.2, respectivamente), indica que este elemento se depositó en condiciones diferentes a las fluviales, posiblemente debido a la actividad eólica o formó parte de depósitos relacionados con esta (ej. dunas de arena).

40.6.5.2 Reconstrucción paleohidrológica

Los sedimentos depositados en el lago de Santiaguillo durante los últimos 29 ka, reflejan la variabilidad paleohidrológica de la cuenca durante el último periodo glacial- interglacial y son producto de las fluctuaciones en la salinidad, el aporte clástico por medios fluviales/eólicos, además de los cambios de intensidad en la meteorización. De esta forma, entre 29 y 18 ka el lago experimentó condiciones de baja salinidad ($CaCO_3$ < promedio) debido al incremento en la actividad fluvial (Al, Ti, Zr > media), lo que arrastró sedimentos clásticos con alteración moderada-severa de los alrededores de la cuenca (escorrentía). Dichas condiciones dieron paso a aridez generalizada entre 20 y 2 ka, que alcanzaron sus máximos ca. 14.7 y 7.6 ka, en función de la disminución del aporte detrítico en sedimentos con meteorización baja-moderada (CIA < promedio) que permitieron el incremento de la salinidad y la precipitación de calcita. Sin embargo, en este intervalo de condiciones áridas generalizadas, las concentraciones de Ti y Al (mayores al promedio) sugieren incrementos de escorrentía entre 19-18 y 5.5 ka (Figura 40.9).

Es así como la cuenca del lago Santiaguillo experimentó marcada variabilidad paleohidrológica durante el término del último periodo glacial y el actual interglacial. Sin embargo, los agentes y forzamientos que la indujeron no causaron los mismos cambios en otras cuencas del noroeste de México y subtrópico de Norteamérica.

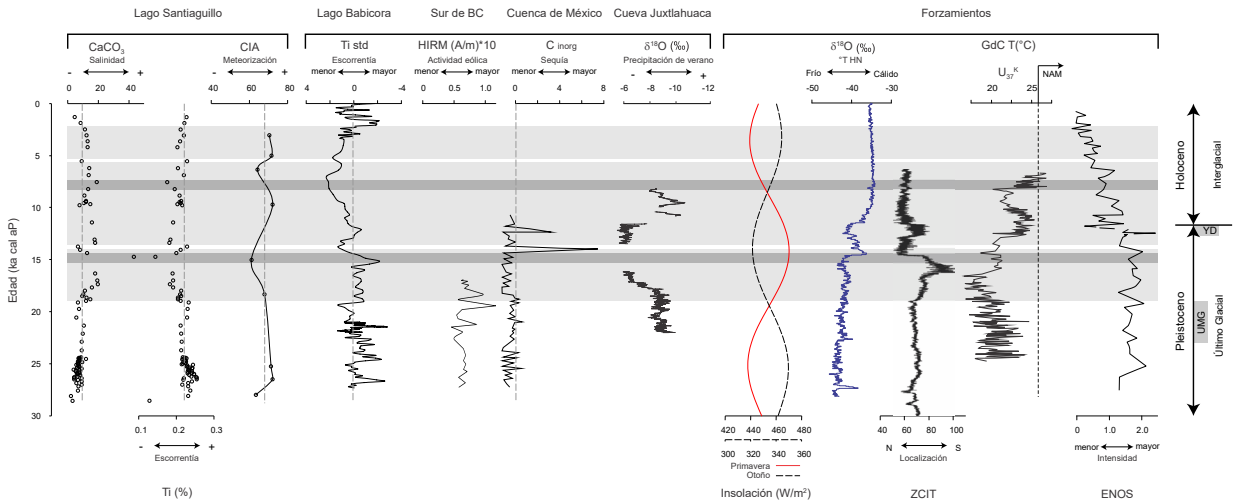


Figura 40.9. Se presenta la variabilidad de los indicadores paleohidrológicos de Santiaguillo con respecto a registros regionales del Lago Babicora en Chihuahua (Roy et al., 2013), el sur de la península de Baja California (Blanchet et al., 2007), la Cuenca de México (Torres-Rodríguez et al., 2015), Guerrero (Lachniet et al., 2013) y forzamientos de diferente escala (Berger y Loutre, 1991; North Greenland Ice Core Project NGRIP, 2004; Deplazes et al., 2013; McClymont et al., 2012; Flower et al., 2004; Stott et al., 2002).

En el marco actual, la hidrología del noroeste de México (excepto el norte de Baja California) está gobernada por las lluvias de verano y otoño que aportan hasta el 90 % de la precipitación anual, debido a los sistemas de tormentas asociados a la migración boreal de la Zona de Convergencia Intertropical, el establecimiento del Monzón de Norteamérica y los ciclones tropicales. El restante 10 %, se relaciona con la llegada de frentes fríos durante invierno y primavera. Así mismo, la fase cálida (El Niño) del fenómeno ENOS suele disminuir la cantidad de precipitación anual y la fase fría (La Niña) aumentarla, o mantenerla similar al promedio. Con el objetivo de realizar una reconstrucción paleohidrológica regional integral, estos mecanismos actuales fueron evaluados en el

pasado de la cuenca de Santiaguillo y contrastados con estudios regionales (ej. Blanchet *et al.*, 2007; Asmeron *et al.*, 2010; Roy *et al.*, 2010, 2012; Lachniet *et al.*, 2013; Kirby *et al.,* 2013; Torres-Rodríguez *et al.*, 2015).

Roy *et al.* (2015) sugieren que la distribución diferencial de la humedad en la parte sur del subtrópico de Norteamérica durante el Cuaternario tardío tiene su origen en la variabilidad de sus fuentes. Estos autores indican que las relaciones negativas entre la escorrentía de Santiaguillo con la migración al norte de la ZCIT y la temperatura del hemisferio boreal, además de positiva con la insolación de otoño, son evidencia de que durante el último glacial y Último Máximo Glacial (23-19 ka) la precipitación tuvo su origen en los ciclones tropicales, que afectaron el centro-norte de México, pero no otras regiones (ej. Chihuahua y Península de Baja California); mientras tanto, el Monzón de Norteamérica se encontraba débil o inexistente en función de las bajas temperaturas superficiales del mar en el Golfo de California (GdC). La distribución de la humedad en la región cambió cuando en el Holoceno se establecieron las condiciones de SST mínimas para el fortalecimiento del NAM y sus lluvias permearon en el noroeste de México, mientras se reconFiguraba la trayectoria preferencial de los ciclones tropicales.

Por otra parte, los registros de Santiaguillo también permiten entrever los mecanismos que favorecieron los intervalos áridos y su distribución regional en el Cuaternario tardío. Quiroz-Jiménez et al (2017), indican que las sequías en el sur del subtrópico de Norteamérica fueron propiciadas por la interacción de forzamientos con diferentes escalas temporales y que aun hoy en día condicionan la variabilidad hidrológica como la insolación de primavera, la migración de la ZCIT, la temperatura del hemisferio norte y la variabilidad del fenómeno de El Niño. Así mismo, sugieren que la escasez de humedad tuvo diferentes alcances regionales, pues la sequía experimentada por Santiaguillo ca. 13.5 ka pudo extenderse por Baja California Sur e incluso hasta el centro de México; mientras la que tuvo lugar hace 7.0 ka pudo ser más puntual y afectar sólo el centro-norte y norte de México.

40.6.6 Cambio Climático Actual

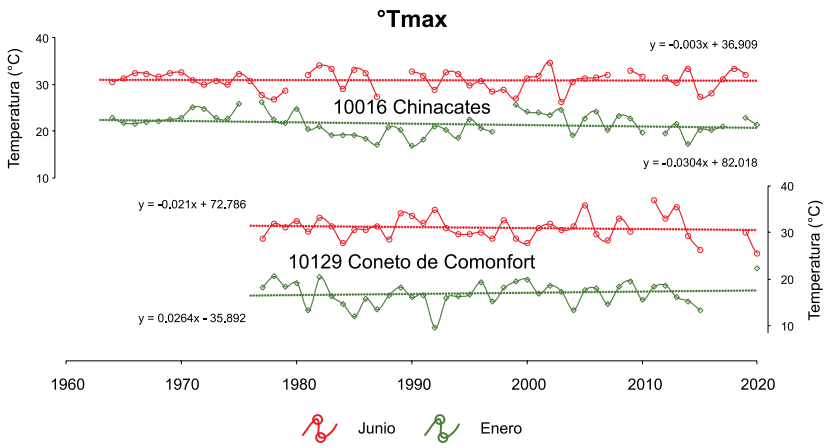
El cambio climático actual representa uno de los mayores retos para la adaptación de las especies y, sin lugar a duda, es producto de la emisión acelerada de gases de efecto invernadero debido a las actividades humanas (Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC, 2019, 2021, 2023). Si bien, el calentamiento global es el efecto más notorio del cambio climático, las condiciones hidrometeorológicas de las diferentes regiones de América del Norte son variables y particulares para cada área geográfica y, por lo tanto, las consecuencias del cambio se traducen en diferencias en las temperaturas atmosféricas máximas, mínimas, precipitación anual, estacional, etc. De esta manera, documentar los cambios en las variables climáticas en la cuenca del lago de Santiaguillo, nos conlleva a un mayor conocimiento de las condiciones climáticas puntuales para el centro-noroeste de México.

Con el objetivo de estimar las tendencias de cambio en la cuenca del lago de Santiaguillo, se analizaron cinco estaciones meteorológicas, en funcionamiento y operadas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), que contienen registros mensuales/anuales y se ubican dentro o en las inmediaciones de la misma (Figura 40.2). Estas tienen un registro variable desde la década de 1960 hasta 2020, para temperaturas máximas promedio (°Tmax), temperaturas mínimas promedio (°Tmin) y precipitación; sin embargo, la calidad de los datos no es homogénea. Es por ello, que las bases de datos obtenidas del SMN fueron evaluadas en función de parámetros estadísticos, pues aquellos con valores superiores o inferiores a dos desviaciones estándar, fueron descartados y tomados como anómalos.

Después de la depuración de información, las estaciones con mayor volumen y calidad de datos son 10016 Chinacates y 10129 Coneto de Comonfort, mismas que son utilizadas como base para cuantificar los cambios y tendencias generales de Temperaturas máximas y mínimas promedio (°Tmax y °Tmin) (1961-2020) en verano (junio) e invierno (enero).

De esta forma, las °Tmax en la Cuenca de Santiaguillo durante verano e invierno varían ligeramente de manera regional, es decir, no son homogéneas en toda

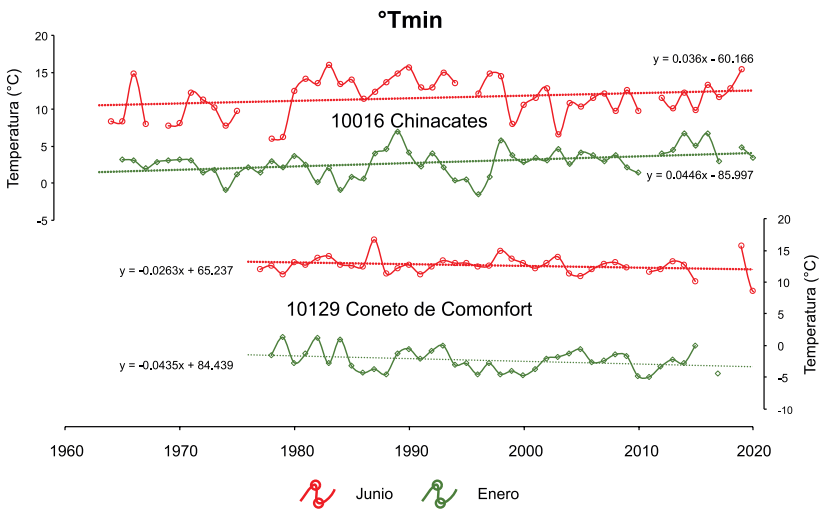
la cuenca. En la estación 10016 Chinacates (noroeste de la cuenca) las °Tmax han disminuido desde 1960 hasta 2020, alcanzando cambios de hasta -0.2 °C en verano y -1.8 °C en invierno; de seguir esta tendencia, las temperaturas podrían descender hasta 2.0 °C en enero. Por su parte, en la estación 10129 Coneto de Comonfort, ubicada en las zonas montañosas del este de la cuenca, las °Tmax han disminuido -1.3 °C desde 1960 hasta 2020 durante junio y aumentado hasta 1.7 °C en enero. Es decir, la marcha anual de temperatura en esta estación muestra cambios drásticos que podrían ser mayores en el futuro inmediato debido a la tendencia a extremos (Figura 40.10).



°Tmax				
Estación	10016		10129	
	Junio	Enero	Junio	Enero
1960	31.03	22.43	31.6	19.8
1970	31.00	22.13	31.4	20.1
2020	30.85	20.61	30.4	21.5
2030	30.82	20.31	30.2	21.8
	Cambio (°C)			
2020-1960	-0.18	-1.82	-1.3	1.7
2030-1960	-0.21	-2.13	-1.5	2.0

Figura 40.10. Variaciones de la temperatura máxima promedio en las estaciones de Chinacates y Coneto de Comonfort a partir de la década de 1960 hasta 2020. También se presentan los cambios de temperatura para diferentes décadas y la diferencia entre climatologías. Fuente: elaboración propia.

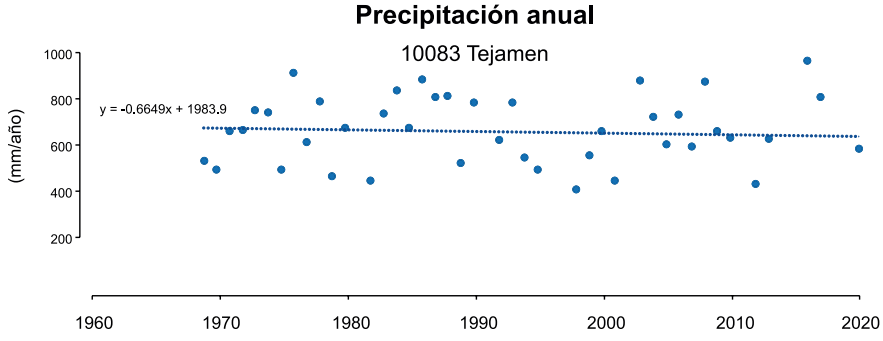
Las °Tmin exhiben cambios más pronunciados, aunque no homogéneos. En la estación 10016, tanto en verano como en invierno las temperaturas se han elevado entre 2.1 (junio) y 2.7 °C (enero) entre 1960 y 2020 y podrían superar los 3.0 °C en 2030. Este comportamiento es opuesto al que se muestra en la estación 10129, pues las temperaturas han disminuido entre -1.6 (junio) y -2.6 °C (enero) entre 1960 y 2020 y podrían disminuir hasta -3.0 °C para 2030 si continúa la misma tendencia (Figura 40.11).



°Tmin				
Estación	10016		10129	
	Junio	Enero	Junio	Enero
1960	10.39	1.42	13.7	-0.8
1970	10.75	1.86	13.4	-1.3
2020	12.55	4.10	12.1	-3.4
2030	12.91	4.54	11.8	-3.9
	Cambio (°C)			
2020-1960	2.16	2.68	-1.6	-2.6
2030-1960	2.52	3.12	-1.8	-3.0

Figura 40.11. Variaciones de la temperatura mínima promedio en las estaciones de Chinacates y Coneto de Comonfort a partir de la década de 1960 hasta 2020. También se presentan los cambios de temperatura para diferentes décadas y la diferencia entre climatologías. Fuente: elaboración propia.

El análisis de tendencia de la precipitación se realizó con base en la estación 10083 Tejamen (oeste de la cuenca) que posee el registro más extenso (1969-2020) y con mayor congruencia de datos. A partir de esta, se puede observar una tendencia (aunque con dispersión de datos, típica de la precipitación), a condiciones más áridas donde los acumulados anuales disminuyeron -5 % de 1970 a 2020 y pueden esperarse hasta -6 % en 2030 (Figura 40.12).



Precipitación	
Estación	10083
	mm/año
1970	674.0
2020	640.8
2030	634.2
2020 vs 1970	-32.2
2030 vs 1970	-39.9
Porcentaje de Cambio	
2020 vs 1970	-4.9
2030 vs 1970	-5.9

Figura 40.12. Fluctuaciones de la precipitación histórica (1970 – 2020) en la estación meteorológica de Tejamen. También se presentan los cambios de temperatura para diferentes décadas y la diferencia entre climatologías. Fuente: elaboración propia.

Con el propósito de conocer las tendencias generales de cambio se construyeron las climatologías para los intervalos de 1981-2010 y 1991-2020 que contienen el mejor registro para las tres estaciones analizadas (>25 años) (Tabla 40.3). Estas refieren al promedio de condiciones atmosféricas (ej. temperaturas, precipitación, evaporación, etc.) que se registraron en un lapso de alrededor de 30 años; de esta forma, la comparación entre climatologías permite identificar cambios generalizados (no puntuales) en las variables y caracterizar el clima.

Tabla 40.3. Temperaturas máximas-mínimas promedio y precipitación de las climatologías de las tres estaciones analizadas, comparando 1981-2010 vs 1991-2020. Fuente: elaboración propia.

Clave Estación	Climatología	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Temperatura máxima promedio (°Tmax)													
10016 Chinacates	1981-2010	20.9	22.7	25.0	27.4	29.4	31.0	29.2	28.9	27.6	26.0	23.7	21.6
10129 Coneto de Comonfort		16.5	19.4	23.1	27.2	30.8	31.0	27.6	26.9	25.1	24.0	20.6	17.1
10016 Chinacates	1991-2020	21.4	23.1	25.4	27.7	30.0	30.8	30.0	29.9	28.2	26.3	24.0	21.8
10129 Coneto de Comomfort		17.0	18.8	22.3	26.3	29.9	30.9	27.2	26.8	24.5	23.2	19.3	17.4
Temperatura mínima promedio (°Tmin)													
10016 Chinacates	1981-2010	2.6	4.1	6.7	8.5	10.8	12.5	12.2	12.5	11.4	8.1	4.7	2.3
10129 Coneto de Comonfort		-2.4	-0.7	2.0	6.0	10.0	12.9	12.4	11.8	10.2	5.6	0.9	-1.8
10016 Chinacates	1991-2020	3.3	4.9	7.0	8.9	10.8	11.8	11.6	12.0	10.9	8.5	5.6	3.6
10129 Coneto de Comonfort		-2.7	-0.5	2.5	6.2	9.9	12.5	12.0	11.6	10.1	5.1	0.0	-2.2
Precipitación mensual acumulada (mm)													
10083 Tejamen	1981-2010	22.5	8.1	6.0	2.1	16.4	82.2	173.7	147.8	144.4	51.0	17.4	18.2
	1991-2020	15.0	7.8	6.9	1.9	14.9	68.2	169.4	143.7	157.5	46.7	19.8	11.4

Se puede observar que los cambios en temperaturas no son homogéneos en las estaciones analizadas, además existen diferencias marcadas de acuerdo con la época del año. De esta forma, las °Tmax en la estación 10016 experimentaron calentamiento (variable) en todos los meses del año con incrementos de hasta 1.0 °C en agosto, y un ligero enfriamiento de -0.2 °C en junio. Por su parte, en la estación 10129 los cambios de °Tmax indican enfriamiento generalizado de más de 1.0 °C (noviembre), aunque diciembre y enero sufrieron un calentamiento de hasta 0.5 °C (Tabla 40.4).

Por otra parte, los cambios en °Tmin reflejan mayor heterogeneidad en comparación con °Tmax. En la estación 10016 se presentaron calentamientos entre octubre y abril (otoño, invierno, primavera) que pudieron alcanzar hasta 1.3 °C al final del año, pero también enfriamientos entre junio y septiembre (verano) de hasta -0.6 °C. En la estación 10129, la tendencia de enfriamiento se mantuvo

todo el año (hasta -0.8 °C), excepto entre febrero y abril que experimentaron calentamiento de máximo 0.5 °C).

En cuanto a la precipitación en la estación 10083, sus acumulados mensuales han disminuido más del 30 % (diciembre-enero), aunque algunos meses han experimentado incrementos; por ejemplo, marzo (14.5 %), septiembre (9.1 %) y noviembre (14.3 %).

Tabla 40.4. Diferencias entre las temperaturas máximas y mínimas promedio, además de la precipitación, para las climatologías de 1991-2020 vs 1981-2010. Los colores oscuros representan los mayores cambios, los claros exhiben los menores. Fuente: elaboración propia.

Clave Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Cambios en Temperatura máxima promedio (1991-2020 vs 1981-2010) (°C)												
10016 Chinacates	0.5	0.3	0.4	0.3	0.5	-0.2	0.9	1.0	0.6	0.4	0.3	0.2
10129 Coneto de Comonfort	0.5	-0.6	-0.8	-0.9	-0.9	-0.1	-0.4	-0.1	-0.6	-0.8	-1.3	0.4
Cambios en Temperatura mínima promedio (1991-2020 vs 1981-2010) (°C)												
10016 Chinacates	0.7	0.8	0.3	0.4	0.0	-0.6	-0.6	-0.5	-0.5	0.3	0.9	1.3
10129 Coneto de Comonfort	-0.3	0.2	0.5	0.2	-0.1	-0.3	-0.4	-0.2	-0.1	-0.5	-0.8	-0.4
Cambios en acumulados de precipitacion mensual (1991-2020 vs 1981-2010) (mm)												
10083 Tejamen	-7.5	-0.3	0.9	-0.2	-1.4	-14.0	-4.4	-4.1	13.1	-4.3	2.5	-6.8
Porcentaje de cambio (%)	-33.2	-3.2	14.5	-10.2	-8.7	-17.1	-2.5	-2.8	9.1	-8.4	14.3	-37.4

Los análisis mostrados, sugieren que el cambio climático no es homogéneo en espacio y tiempo y por lo tanto su caracterización local y regional se vuelve relevante para proyectar escenarios venideros. Si bien, se presentan tendencias generales de calentamiento al noroeste de la cuenca, también se han registrado enfriamientos variables al oriente de esta, aunque no pueden descartarse deficiencias en la toma de datos en las estaciones meteorológicas. Así mismo, en la parte centro-oeste la estación 10083 Tejamen permite estimar una tendencia generalizada de menores acumulados anuales (menor precipitación; mayor aridez), aunque no todos los meses experimentaron cambios similares e incluso algunos registraron incrementos en las lluvias.

40.7 Conclusiones

El estudio de la evolución de las cuencas sedimentarias durante el Cuaternario refleja los procesos climáticos y ambientales que en ella operaron y ha cobrado

relevancia debido la prospección de minerales enriquecidos en litio que los sedimentos lacustres pueden albergar. La cuenca de la Laguna Santiaguillo en el centro-noroeste de México alberga un cuerpo lacustre dividido por un dique en una porción que conserva agua todo el año al norte y una porción natural al sur con amplias fluctuaciones e intermitencia. En este trabajo se analizan las variaciones texturales, mineralógicas, cronológicas y geoquímicas de los sedimentos lacustres de cuatro perfiles que, en conjunto, representan una sección W-E en el cuerpo sur y fueron depositados en los últimos 30 ka. A partir de estos se determina la evolución ambiental de la cuenca durante el último ciclo glacial y su relación con la variabilidad hidrológica regional. A continuación, se brindan algunas conclusiones generales:

Las variaciones texturales, mineralógicas y composicionales de los sedimentos del lago Santiaguillo indican fluctuaciones en el nivel lacustre y en los aportes fluviales, relacionados con la dinámica hidrológica local y regional.

Los modelos de edad reflejan variaciones en la sedimentación en función de la densidad de muestreo y fechamientos, pero son congruentes entre sí.

La evidencia geoquímica y mineralógica sugiere que los sedimentos depositados en la parte central de la secuencia estratigráfica proceden de las rocas de composición félsica del oeste del lago, aunque durante intervalos de aumento de la energía del medio fluvial, pudieron recibir contribuciones de las rocas del este.

Los procesos de sedimentación durante el último ciclo glacial en la cuenca estuvieron condicionados por su dinámica hidrológica a diferentes escalas, debido a la interacción de distintos forzamientos climáticos. Las afectaciones espaciales de estos mecanismos fueron heterogéneas y dependen de las trayectorias, interacción y variabilidad de las principales fuentes de humedad como el Monzón de Norteamérica y los ciclones tropicales.

40.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuáles de las siguientes rocas, son las más abundantes en la Sierra Madre Occidental y en la cuenca de la laguna de Santiaguillo?

   a) Ignimbritas
   b) Basaltos
   c) Andesitas
   d) Dacitas

2. ¿Qué tipo de cuenca es la del lago de Santiaguillo?

   a) Arreica
   b) Endorreica
   c) Exorreica
   d) Pull apart

3. ¿Cuál de las siguientes afectaciones ocurren en la cuenca de la laguna de Santiaguillo debido al fenómeno de El Niño Oscilación del Sur en su fase Niño?

   a) Aumenta la precipitación anual
   b) Disminuye la precipitación anual
   c) La precipitación no se ve afectada
   d) Las temperaturas anuales disminuyen

4. ¿A qué condición paleo hidrológica se asocian las abundancias de minerales silicatados en la cuenca de la Laguna de Santiaguillo durante intervalos de sequía?

   a) Escorrentía
   b) Productividad orgánica
   c) Actividad eólica
   d) Evaporación

5. ¿En qué tipo de sedimentos se pueden encontrar las mayores abundancias de minerales secundarios?

   a) Gravas
   b) Arenas
   c) Arcillas
   d) Carbonatos

6. Este parámetro varía en función de la abundancia de minerales primarios con respecto a los secundarios en una muestra geológica.

   a) Índice de Alteración Química (CIA)
   b) Total Alkali vs Silica
   c) Ti/Al
   d) $CaCO_3$

7. La exploración de litio ha sido una constante en las cuencas lacustres de los desiertos de México. ¿En qué minerales asociados con la evaporación se ha detectado el enriquecimiento de este elemento en Santiaguillo?

   a) Carbonatos
   b) Arcillas
   c) Arenas
   d) Conglomerados

8. ¿Cuál de las siguientes técnicas analíticas permitió conocer la mineralogía de los sedimentos del lago de Santiaguillo?

   a) Fluorescencia de Rayos X (FRX)
   b) Microscopio petrográfico
   c) Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)
   d) Difracción de Rayos X (DRX)

9. El Holoceno es el actual intervalo en la historia geológica. Desde el punto de vista climático se clasifica como un periodo:

   a) Interglacial
   b) Glacial
   c) Estadial
   d) Interestadial

10. ¿Cuáles son y fueron los mecanismos principales de entrada de humedad humedad a la cuenca de Santiaguillo durante otoño?

a) Frentes fríos
b) Nortes
c) Ciclones tropicales
d) Monzón de Norteamérica

11. Específicamente en los sedimentos lacustres de Santiaguillo, ¿cuál de los siguientes minerales se puede considerar autigénico y producto del aumento de la salinidad del cuerpo de agua?

a) Cuarzo
b) Dolomita
c) Calcita
d) Anortoclasa

12. ¿Qué técnica analítica permitió fechar los sedimentos del lago Santiaguillo?

a) Radiocarbono
b) Argón-Argón
c) Dendrocronología
d) U-Pb-Th

13. ¿A qué Región Hidrológica Administrativa pertenece la Cuenca de la Laguna de Santiaguillo?

a) Pacífico Norte
b) Río Acaponeta
c) Pacífico Sur
d) Golfo Norte

14. ¿De qué manera pueden afectar los hiatus a los valores de las tasas de sedimentación entre muestras de materiales típicamente finos?

a) Las tasas no se verán alteradas
b) Las tasas disminuyen
c) Los valores se incrementan
d) Pueden aumentar o disminuir

15. ¿Por qué las abundancias de calcio en sedimentos deben ser corregidas para calcular el Índice de Alteración Química y graficar el diagrama A-CN-K?

a) La corrección no es necesaria
b) El calcio puede proceder de sedimentos autigénicos y alogénicos
c) La corrección sólo es necesaria en las rocas volcánicas
d) No se corrige la abundancia de calcio, sino la de potasio

16. Este tipo de rocas en la cuenca de Santiaguillo son el mejor reflejo de la tectónica extensional imperante en el Noroeste de México desde el Mioceno.

a) Andesitas
b) Conglomerados Polimícticos
c) Dacitas
d) Basaltos

17. ¿Qué ventaja ofrece la extracción de muestras de sedimentos lacustres a partir de núcleos en comparación con la extracción en trincheras?

a) Descripción “in situ” que permite visualizar estructuras
b) Las secuencias de núcleo suelen ser más largas y abarcar mayor temporalidad
c) La compactación de los sedimentos durante la extracción es mínima
d) No existen ventajas

18. ¿Qué técnica analítica permitió conocer la geoquímica de los sedimentos del lago Santiaguillo?

a) Absorción Atómica (AA)
b) ICP-AMS
c) Fluorescencia de Rayos X (FRX)
d) Difracción de Rayos X (DRX)

19. Estas estructuras sedimentarias tienen su origen en la contracción de los minerales arcillosos hidratados y son el reflejo de la exposición del lecho lacustre en Santiaguillo.

a) Laminación
b) Hiatus
c) Grietas de desecación
d) Imbricación

20. Los mayores depósitos minerales de origen hidrotermal y de importancia económica se encuentran en estas unidades rocosas de la Sierra Madre Occidental.

a) Supergrupo Volcánico Superior
b) Basaltos del Cuaternario
c) Complejo Volcánico Inferior
d) Sedimentos Lacustres

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	a)	6.	a)	11.	c)	16.	d)
2.	b)	7.	a)	12.	a)	17.	b)
3.	b)	8.	d)	13.	a)	18.	a)
4.	c)	9.	a)	14.	c)	19.	c)
5.	c)	10.	c)	15.	b)	20.	c)

40.9 Bibliografía

Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., & Gutiérrez-Palomares, I. (2008). The ignimbrite flare-up and graben calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. *Developments in Volcanology, 10,* 143-180.

Alley, R. B., & MacAyeal, D. R. (1994). Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. *Paleoceanography, 9*(4), 503-511.

Asmerom, Y., Polyak, V. J., & Burns, S. J. (2010). Variable winter moisture in the southwestern United States linked to rapid glacial climate shifts. *Nature Geoscience, 3*(2), 114-117.

Balcázar Morales, R., Azamar Alonso, A., Campanini Tejerina, J. A., de Geopolítica, G. D. E., Comunes, B., Elaine, S., .. & Escárzaga, F. (2022). *Litio en América latina: Demanda global contra daño socioambiental.* Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Xochimilco, División de Ciencias Sociales y Humanidades, 2022

Berger, A., & Loutre, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary science reviews, 10*(4), 297-317.

Blanchet, C. L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E., & Beaufort, L. (2007). Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. *Quaternary Science Reviews, 26*(25-28), 3118-3133.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., & Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature, 360*(6401), 245-249.

Bravo-Cabrera, J. L., Azpra-Romero, E., Zarraluqui-Such, V., & Gay-García, C. (2017). Effects of El Niño in Mexico during rainy and dry seasons: an extended treatment. *Atmósfera, 30*(3), 221-232.

Caldwell, P. (2010). California wintertime precipitation bias in regional and global climate models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology, 49*(10), 2147-2158.

Castro, C. L., McKee, T. B., & Pielke, R. A. (2001). The relationship of the North American monsoon to tropical and North Pacific sea surface

temperatures as revealed by observational analyses. *Journal of Climate, 14*(24), 4449-4473.

Cerano Paredes, J., Villanueva Díaz, J., Valdez Cepeda, R. D., Constante García, V., González Barrios, J. L., & Estrada Ávalos, J. (2012). Precipitación reconstruida para la parte alta de la Cuenca de Río Nazas, Durango. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales, 3*(10), 07-23.

Chávez-Gándara, M. P., Cerano-Paredes, J., Nájera-Luna, J. A., Pereda-Breceda, V., Esquivel-Arriaga, G., Cervantes-Martínez, R., Cambrón-Sandoval, V. H., Cruz-Cobos, F., & Corral-Rivas, S. (2017). Reconstrucción de la precipitación invierno-primavera con base en anillos de crecimiento de árboles para la región de San Dimas, Durango, México. *Bosque (Valdivia), 38*(2), 387-399.

Chávez-Lara, C. M., Roy, P. D., Pérez, L., Muthu Sankar, G., & Lemus Neri, V. H. (2015). Ostracode and C/N based paleoecological record from Santiaguillo basin of subtropical Mexico over last 27 cal kyr BP. *Revista mexicana de ciencias geológicas, 32*(1), 1-10.

Cleaveland, M. K., Stahle, D. W., Therrell, M. D., Villanueva-Diaz, J., & Burns, B. T. (2003). Treering reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico. *Climatic Change, 59,* 369-388.

Cohen, A. S. (2003). Paleolimnology: the history and evolution of lake systems. Oxford university press.

Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, (1998). Climas (clasificación de Koppen, modificado por García). *Escala 1:1000000,* México.

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas, (2012). Ficha informativa de los humedales de RAMSAR (FIR). Versión 2009- 2012. Recuperado el 12/06/2015 de http://ramsar.conanp.gob.mx/docs/sitios/FIR_RAMSAR/Ingresos2012/Durango/2012 %20Mexico %20Laguna %20Santiaguillo %20RIS.pdf

Corbosiero, K. L., Dickinson, M. J., & Bosart, L. F. (2009). The contribution of eastern North Pacific tropical cyclones to the rainfall climatology of the southwest United States. *Monthly Weather Review, 137*(8), 2415-2435.

Corral-Bermudez, M., Sánchez-Ortiz, E., Álvarez-Bernal, D., Gutiérrez-Montenegro, M. O., & Cassio-Madrazo, E. (2019). Scenarios of availability of water due to overexploitation of the aquifer in the basin of Laguna de Santiaguillo, Durango, Mexico. PeerJ, 7, e6814.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature, 364*(6434), 218-220.

Deplazes, G., Lückge, A., Peterson, L. C., Timmermann, A., Hamann, Y., Hughen, K. A., Röhl, Us., Laj, C., Cane, M. A., Sigman, D. M., & Haug, G. H. (2013). Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nature Geoscience, 6*(3), 213-217.

Diario Oficial de la Federación, (2014). ACUERDO por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de aguas superficiales en las Cuencas Hidrológicas Laguna de Santiaguillo, La Tapona, Río La Sauceda, Río El Tunal, Río Santiago Bayacora, Río Durango, Río Poanas, Río Súchil, Río Graseros, Río San Pedro-Mezquital y Río San Pedro-Desembocadura de la Subregión Hidrológica Río San Pedro de la Región Hidrológica número 11 Presidio-San Pedro. DOF, 09/07/2014.

Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate, 6*(8), 1665-1677

Farfán, L. M., & Fogel, I. (2007). Influence of tropical cyclones on humidity patterns over southern Baja California, Mexico. *Monthly weather review, 135*(4), 1208-1224.

Fedo, C. M., Wayne Nesbitt, H., & Young, G. M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology, 23*(10), 921-924.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57*(3), 343-378.

Flower, B. P., Hastings, D. W., Hill, H. W., & Quinn, T. M. (2004). Phasing of deglacial warming and Laurentide Ice Sheet meltwater in the Gulf of Mexico. *Geology, 32*(7), 597-600.

González-Elizondo, M., Jurado, E., Návar, J., González-Elizondo, M. S., Villanueva, J., Aguirre, O., & Jiménez, J. (2005). Tree-rings and climate relationships for Douglas-fir chronologies from the Sierra Madre Occidental, Mexico: a 1681–2001 rain reconstruction. *Forest Ecology and Management, 213*(1-3), 39-53.

Gornitz, V. (2008). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments.* Springer Science & Business Media.

Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research, 29*(2), 142-152.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2020). Censo de Población y Vivienda. Principales resultados por localidad.

Intergovernmental Panel on Climate Chage, (2019). Summary for Policymakers. In: Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.- O. Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley, (eds.) . Cambridge University Press.

Intergovernmental Panel on Climate Change, (2021). Summary por policymakers. En: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu y B. Zhou (ed.) . Cambridge University Press.

Intergovernmental Panel on Climate Change, (2023). Summary for Policymakers. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.) . IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 1-34, doi: 10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.001

Kirby, M. E., Lund, S. P., & Poulsen, C. J. (2005). Hydrologic variability and the onset of modern El Niño–Southern Oscillation: a 19 250-year record from Lake Elsinore, southern California. Journal of Quaternary Science: *Published for the Quaternary Research Association, 20*(3), 239-254.

Kirby, M. E., Feakins, S. J., Bonuso, N., Fantozzi, J. M., & Hiner, C. A. (2013). Latest pleistocene to holocene hydroclimates from Lake Elsinore, California. *Quaternary Science Reviews, 76,* 1-15.

Lachniet, M. S., Asmerom, Y., Bernal, J. P., Polyak, V. J., & Vazquez-Selem, L. (2013). Orbital pacing and ocean circulation-induced collapses of the Mesoamerican monsoon over the past 22,000 y. *Proceedings of the National Academy of Sciences, 110*(23), 9255-9260.

LeMaitre RW, (Ed.) (2002) Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks, 2nd ed. Cambridge University Press, 236 pp.

Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Ortega-Obregón, C. (2012). Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64*(2), 243-263.

Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B., & Sosa-Nájera, S. (2002). Mid to late Wisconsin pollen record of San Felipe basin, Baja California. *Quaternary Research, 58*(1), 84-92.

Magaña, V.O., Vázquez, J.L., Pérez, J.L., Pérez, J.B. (2003). Impact of El Niño in precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional 42,* 313-330.

McClymont, E. L., Ganeshram, R. S., Pichevin, L. E., Talbot, H. M., Van Dongen, B. E., Thunell, R. C., Haywood A. M., Singarayer, J. S., Valdes, P. J. (2012). Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. *Paleoceanography, 27*(2).

McDowell, F. W., & Keizer, R. P. (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlán, Mexico. *Geological Society of America Bulletin, 88*(10), 1479-1487.

McDowell, F., & Clabaugh, S. E. (1981). The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas, 5*(2), 195-206.

Metcalfe, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R., & O'Hara, S. (2002). Wet conditions during the last glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, Mexico. *Quaternary Research, 57*(1), 91-101.

Mix, A. C., Bard, E., & Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews, 20*(4), 627-657.

Morán-Zenteno, D. (1984). Geología de la república mexicana. Instituto Nacional de Estadistica, *Geografía e* Informática, México.

Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et cosmochimica acta, 48*(7), 1523-1534.

Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1989). Formation and diagenesis of *weathering profiles. The Journal of Geology*, 97(2), 129-147.

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., and Camprubí, A. (2007). Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution, in Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, Á.F., eds., Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422, p. 41–70, doi: 10.1130/2007.2422(02).

Nieto-Samaniego, Á. F., Barajas-Gea, C. I., Gómez-González, J. M., Rojas, A., Alaniz-Álvarez, S. A., & Xu, S. (2012). Geología, evolución estructural (Eoceno al actual) y eventos sísmicos del Graben de Santiaguillo, Durango, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas, 29*(1), 115-130.

Northern Greenland Ice Core Project members (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature, 431,* 147-151.

Ortega-Gutiérrez, F., Salazar, L. M. M., & Roldan-Quintana, J. (1992). *Carta geológica de la República Mexicana.* Consejo de Recursos Minerales y en el Instituto de Geología de la UNAM.

Pronatura Noreste, Maza -Benignos, M., Sepúlveda-Hernández, L.A., Cantú-Garza, A. (2015). Estudio de Agenda Ambiental de la Laguna de Santiaguillo. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales del Estado de Durango.

Quiroz-Jiménez, J. D., Roy, P. D., Beramendi-Orosco, L. E., Lozano-García, S., & Vázquez-Selem, L. (2017). Orbital-scale droughts in central-northern Mexico during the late Quaternary and comparison with other subtropical and tropical records. *Geological Journal, 53*(1), 230-242.

Quiroz-Jimenez, J. D., Roy, P. D., Lozano-Santacruz, R., & Giron-García, P. (2017). Hydrological responses of the Chihuahua Desert of Mexico to possible Heinrich Stadials. *Journal of South American Earth Sciences, 73,* 1-9.

Ramsey, C. B. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon, 51*(1), 337-360.

Reimer, P. J., Austin, W. E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. l., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R. .. & Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon, 62*(4), 725-757.

Ritchie, E. A., Wood, K. M., Gutzler, D. S., & White, S. R. (2011). The influence of eastern Pacific tropical cyclone remnants on the southwestern United States. *Monthly Weather Review, 139*(1), 192-210.

Roy, P. D., Caballero, M., Lozano, R., Ortega, B., Lozano, S., Pi, T., Israde, I., Morton, O. (2010). Geochemical record of Late Quaternary paleoclimate from lacustrine sediments of paleo-lake San Felipe, western Sonora Desert, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences, 29*(3), 586-596.

Roy, P. D., Jonathan, M. P., Pérez-Cruz, L. L., Sánchez-Córdova, M. M., Quiroz-Jiménez, J. D., Romero, F. M. (2012). A millennial-scale Late Pleistocene–Holocene palaeoclimatic record from the western Chihuahua Desert, Mexico. *Boreas, 41*(4), 707-718.

Roy, P. D., Rivero-Navarette, A., Lopez-Balbiaux, N., Pérez-Cruz, L. L., Metcalfe, S. E., Sankar, G. M., & Sánchez-Zavala, J. L. (2013). A record of Holocene summer-season palaeohydrological changes from the southern margin of Chihuahua Desert (Mexico) and possible forcings. *The Holocene, 23*(8), 1105-1114.

Roy, P. D., Quiroz-Jiménez, J. D., Chávez-Lara, C. M., Sánchez-Zavala, J. L., Pérez-Cruz, L. L., & Sankar, G. M. (2014). H umid Pleistocene– Holocene transition and early Holocene in sub-tropical northern Mexico and possible Gulf of California forcing. *Boreas, 43*(3), 577-587.

Roy, P. D., Chávez-Lara, C. M., Beramendi-Orosco, L. E., Sánchez-Zavala, J. L., Muthu-Sankar, G., Lozano-Santacruz, R., Quiroz-Jiménez, J. D., López-Balbiaux, N. (2015). Paleohydrology of the Santiaguillo Basin (Mexico) since late last glacial and climate variation in southern part of western subtropical North America. *Quaternary Research, 84*(3), 335-347.

Schnurrenberger, D., Russell, J., & Kelts, K. (2003). Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology, 29,* 141-154.

Servicio Geológico Mexicano (2009). *Carta Geológico-Minera, Guatimapé G13-D51.* Servicio Geológico Mexicano.

Servicio Geológico Mexicano, (2021a). Hoja de explicación. Canatlán G13-D61. Escala 1:50,000 Estado de Durango. Subdirección de Geología, Gerencia de Geología y Geoquímica, Gerencia Centro-Norte. Servicio Geológico Mexicano.

Servicio Geológico Mexicano, (2021b). Panorama minero del estado de Durango. Servicio Geológico Mexicano y Secretaría de economía.

Servicio Geológico Mexicano, (2022). Carta Geológico-Minera, Canatlán G13-D61. Servicio Geológico Mexicano.

Stahle, D. W., Cook, E. R., Burnette, D. J., Villanueva, J., Cerano, J., Burns, J. N., Griffin, D., Cook, B. I., Acuña, R., Torbenson, M. C. A., Szejner, P., & Howard, I. M. (2016). The Mexican Drought Atlas: Tree-ring reconstructions of the soil moisture balance during the late pre-Hispanic, colonial, and modern eras. Quaternary Science Reviews, 149, 34-60.

Stott, L., Poulsen, C., Lund, S., Thunell, R. (2002). Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science, 297*(5579), 222-226.

Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Roy, P., Ortega, B., Beramendi-Orosco, L., Correa-Metrio, A., Caballero, M. (2015). Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands. *Journal of Quaternary Science, 30*(1), 88-99.

Villanueva Díaz, J., Cerano Paredes, J., Rosales Mata, S., Arrocena López, J. C., Stahle, D. W., Ruiz Corral, J. A., & Martínez Sifuentes, A. R. (2014). Variabilidad hidroclimática reconstruida con anillos de árboles para la cuenca alta del Río Mezquital, Durango. *Revista mexicana de ciencias agrícolas, 5*(SPE10), 1897-1912.

Villanueva-Díaz, J., Martínez-Sifuentes, A. R., Quiñonez-Barraza, G., Perez-Evangelista, E. R., del Rocío Reyes-Camarillo, F., & Reyes-Camarillo, R. (2021). Annual radial growth and climatic response of Quercus crassifolia bonpl. in northwestern Durango, Mexico. *Trees, 35,* 783-798.

Wagner, J. D., Cole, J. E., Beck, J. W., Patchett, P. J., Henderson, G. M., & Barnett, H. R. (2010). Moisture variability in the southwestern United States linked to abrupt glacial climate change. *Nature Geoscience, 3*(2), 110-113.

Yamamoto, J. (1993). Actividad microsísmica en el área de Canatlán, Durango y su relación con la geología regional. *Geofísica Internacional, 32*(3), 501-510.

41 Cuenca Cuaternaria Etzatlán-Magdalena, Jalisco

Gabriel Vázquez Castro, Berenice Solís Castillo y Valerio Castro López

Sumario

41.1. Resumen
41.2. Abstract
41.3. Introducción
41.4. Generalidades
41.4.1. Ubicación
41.4.2. Estado del arte (trabajos antecedentes)
41.5. Desarrollo del tema
41.5.1. Tipo de cuenca
41.5.2. Descripción general, evolución y modelo de cuenca
41.5.3. Mapa geológico de la cuenca y geología estructural
41.5.4. Estratigrafía
41.5.5. Sedimentología
41.5.5.1. Granulometría y estratificación
41.5.5.2. Tasas de sedimentación
41.5.6. Geoquímica
41.5.6.1. Componentes clásticos (Ti)
41.5.6.2. Componentes biogénicos (Si/Ti y TOC)
41.5.6.3. Otros componentes (Ca, Sr y Mn/Ti)
41.5.7. Contenido paleontológico
41.5.8. Interpretación paleoambiental
41.5.8.1. Pleistoceno terminal (ca. 14.2-11.7 ka)
41.5.8.2. Holoceno temprano (11.7 – 8.5 ka, Greenlandiano)
41.5.8.3. Holoceno medio (Norgripiano), (8.5 – 5.2 ka)
41.5.8.4. Holoceno tardío (Megalayano), (5.2 – 2.5 ka)
41.6. Consideraciones económicas
41.7. Conclusiones
41.7.1. Agradecimientos
41.8. Autoevaluación
41.9. Bibliografía

41.1 Resumen

La cuenca sedimentaria Etzatlán-Magdalena (ETZ-MG), se localiza en el sector occidental de la Faja Volcánica Transmexicana, en el estado de Jalisco, México. La cuenca ETZ-MG se formó durante el Cuaternario, en una depresión natural de tipo intermontañoso y ha acumulado sedimentos desde el Pleistoceno terminal hasta la actualidad, aunque aún se desconoce el espesor total de la columna sedimentaria. Su ubicación en las faldas del Volcán Tequila en combinación con la evolución tectónica asociada al *rift* Tepic-Zacoalco, le dan una evolución muy particular que permitió la acumulación de manera continua de materiales clásticos a lo largo del tiempo, y da la posibilidad de conocer datos relacionados con el vulcanismo reciente, así como información paleoambiental para conocer su evolución hasta la actualidad. La información mostrada en el presente trabajo brinda la posibilidad de conocer el origen, evolución y características de la cuenca sedimentaria, por medio del análisis de su estratigrafía, sedimentología, paleontología y geoquímica, así como también conocer información valiosa de tipo paleoclimático de los últimos 14,000 años. En la actualidad la cuenca ETZ-MG sigue siendo un área de interés para la investigación científica debido al registro con posibilidades de brindar información mucho más antigua.

41.2 Abstract

The Etzatlán-Magdalena (ETZ-MG) sedimentary basin is located in the western sector of the Transmexican Volcanic Belt, in the Jalisco state, Mexico. The ETZ-MG basin was formed during the Quaternary, in a natural intermontane depression and has accumulated sediments from the end of the Pleistocene to the present, although the total thickness of the sedimentary column is still unknown. Its location on the slopes of the Tequila Volcano, combined with tectonic evolution associated to the Tepic-Zacoalco rift, gives it a very particular evolution that allowed continuous accumulation of clastic materials over time, this give us data related to recent volcanism, as well as paleoenvironmental information to know its evolution to the present. The information shown in this work provides the possibility of knowing the origin, evolution and characteristics of the sedimentary basin, through the analysis of its stratigraphy, sedimentology, paleontology

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42

and geochemistry, as well as valuable paleoclimatic information from the last 14,000 years. At present the ETZ-MG basin remains an area of interest for scientific research due to the possibilities of providing much older information.

41.3 Introducción

Las cuencas sedimentarias del Cuaternario son una ventana única para comprender las dinámicas ambientales y climáticas del pasado reciente. La caracterización de los componentes clásticos, biogénicos y químicos permite conocer su dinámica evolutiva y los procesos involucrados en la sedimentación.

Específicamente las cuencas sedimentarias del Cuaternario se han estudiado para reconstruir cambios en los patrones de erosión y sedimentación, y su relación con el clima. Por ejemplo, el titanio (Ti) es un marcador clave para identificar el aporte terrígeno, mientras que la relación silicio/titanio (Si/Ti) y el carbono orgánico total (TOC) revelan aspectos de la productividad biológica y las condiciones de evaporación. Los registros micropaleontológicos, como los análisis de polen y carbón fósil, complementan esta información, ofreciendo detalles sobre la vegetación circundante y los incendios en la región. El conjunto de datos, resultado de la caracterización de la cuenca, son parte esencial de una interpretación robusta de las condiciones paleoambientales y los cambios en la estabilidad de los ambientes lacustres, fluviales y aluviales.

En la cuenca Etzatlán-Magdalena se han identificado variaciones significativas en los parámetros geoquímicos desde el Pleistoceno terminal hasta la actualidad, destacando fases de alta y baja erosión, así como cambios en la composición orgánica y mineral de los sedimentos. La identificación de polen y esporas revela fluctuaciones en la cobertura arbórea y herbácea, influenciadas por cambios climáticos y eventos de disturbio. El objetivo del presente estudio es realizar una revisión de las características geológicas, estratigráficas, sedimentológicas, paleoambientales y paleoclimáticas, de la cuenca sedimentaria del Cuaternario denominada como Etzatlán-Magdalena, en el estado de Jalisco, región occidental de la Faja Volcánica Transmexicana.

41.4 Generalidades

41.4.1 Ubicación

La cuenca Etzatlán-Magdalena (ETZ-MG) se localiza en el sector occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), de acuerdo con la clasificación en sectores realizada por Ferrari (2000), con base en la afinidad geoquímica (Figura 41.1). La región se encuentra limitada al Este por el *rift* de Colima y al Oeste por el océano Pacífico, y cuenta con una serie de cuencas intermontañas, controladas por un sistema de fallas NE-SW (Suter *et al.*, 1995; Israde-Alcántara *et al.*, 2005). El sector occidental de la FVT se caracteriza por tener una temperatura media anual entre 23 y 27 °C, y una precipitación media anual entre 600 y 1400 mm (SMN, 2010). La vegetación dominante en la región se caracteriza por los bosques de coníferas y bosque tropical caducifolio a subcaducifolio (Rzedowski, 2006).

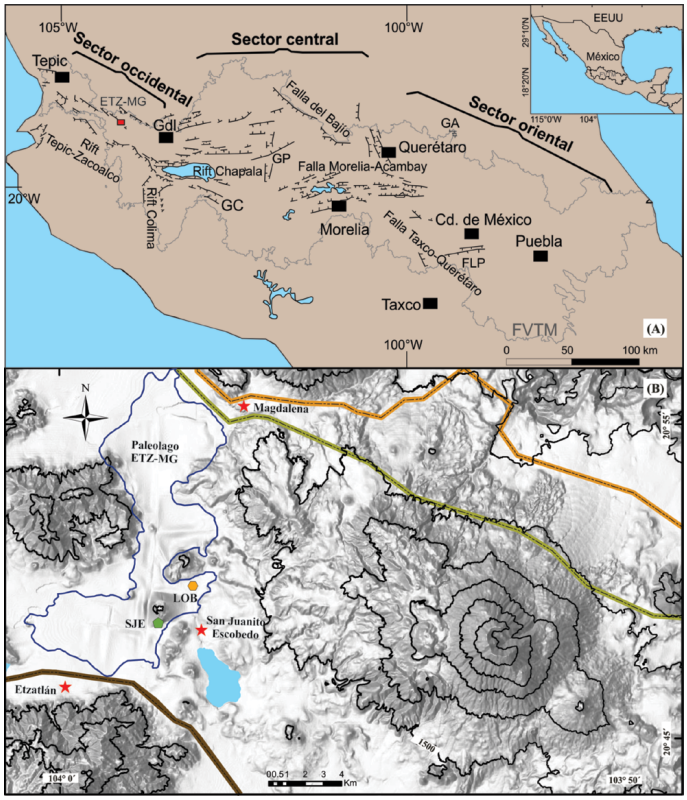


Figura 41.1. (A) Delimitación de los sectores de la FVT. Se muestra la localización de las cuencas del Cuaternario descritas en el presente capítulo. Los cuadros negros representan las principales ciudades en la región central de México. Gdl = Guadalajara. En el recuadro rojo se muestra la cuenca analizada en el presente trabajo:

Etzatlán-Magdalena (ETZ-MG). Adicionalmente se presentan algunos rasgos estructurales regionales como el graben de Cotija (GC), Graben Penjamillo (GP), semigraben Aljibes (HGA), y falla La Pera (FLP), (modificado de Ferrari, 2000). (B) Modelo digital de elevaciones de la cuenca Etzatlán-Magdalena, donde se observa la región intermontañosa donde se originó la cuenca. En esta se puede observar su distribución en relación con el volcán Tequila (Figura de creación propia).

Específicamente, la cuenca ETZ-MG se ubica al NW del estado de Jalisco, a aproximadamente 70 km en línea recta al W-NW de la ciudad de Guadalajara (capital del estado). La cuenca representa un área de 45 km^2, con una distribución irregular N-S de acuerdo con la topografía descrita por el volcán Tequila y sus depósitos al Este de la misma y por los materiales volcánicos de distinta procedencia y edades que la rodean en el resto de sus sectores.

41.4.2 Estado del arte (trabajos antecedentes)

Se han realizado algunas descripciones generales enfocadas a las características fisiográficas (CTPCF, 2011), edáficas (INEGI, 2004), hidrológicas (INEGI, 2010) y climáticas actuales (SMN, 2010), otra enfocada a la vegetación dominante en la región (Rzedowski, 2006) y a la geología también a escala muy regional, tal es el caso del Servicio Geológico Nacional (SGM, 2001), que publicó un mapa donde se ubica el tipo de rocas y edades de las mismas, sin embargo, otros detalles relacionados no han sido descritos hasta el momento, tal es el caso del origen y fuente de emisión de algunos flujos volcánicos. Desde el punto de vista estratigráfico se tiene hasta el momento dos publicaciones donde se ha descrito la estratigrafía y características geoquímicas de la cuenca (Vázquez *et al.*, 2017, en revisión), por otro lado, se tiene otro trabajo en el que se describen las características de los materiales sedimentarios utilizando técnicas de magnetismo ambiental (Vázquez *et al.*, 2018). Más recientemente se publicó un estudio sobre las características palinológicas de los sedimentos a lo largo de todo el Holoceno (Castro-López *et al.*, 2024), sin embargo, más allá de este contenido micropaleontológico asociado con la vegetación, se desconocen aún algunas características paleontológicas de organismos del reino animal.

41.5 Desarrollo del tema

41.5.1 Tipo de cuenca

Las cuencas sedimentarias se clasifican principalmente con base en criterios tectónicos, tales como el emplazamiento en relación con los límites de placas, naturaleza del substrato cortical, evolución tectónica y grado de deformación (Vera-Torres, 1999). La cuenca de ETZ-MG corresponde a un grupo de cuencas sedimentarias que se individualizan en relación con la colisión y la formación de cordilleras de plegamiento, y que por tanto se superponen a márgenes continentales tras la deformación de estos. Específicamente ETZ-MG corresponde a aquellas que se localizan en áreas subsidentes dentro de la nueva cadena y que se denominan cuencas intramontañosas.

La cuenca ETZ-MG, se caracteriza por ser una zona intramontañosa de acumulación de sedimentos con drenaje endorréico, originada por la alta actividad volcánica regional, que produjo el desarrollo de aparatos volcánicos de la FVT y la acumulación de sus depósitos en diferentes episodios, generando múltiples depresiones naturales. Un rasgo que permitió la delimitación de la cuenca es el aparato volcánico y los depósitos del Cuaternario (Pleistoceno) del volcán Tequila al Este de esta (Figura 41.1). En el resto de su contorno presenta materiales volcánicos de distritos orígenes y edades, también pertenecientes al vulcanismo de la FVT. Se cuenta con flujos de lava riolítica, andesítica y basáltica de distintas edades desde el Cretácico superior en su sector Sur, y del Mioceno-Plioceno en su sector Oeste y Norte (SGM, 2001).

41.5.2 Descripción general, evolución y modelo de cuenca

La cuenca se encuentra dentro de una depresión natural a 1,360 msnm, con una forma sinuosa irregular delimitada por la morfología de los cerros que la circundan; en su eje mayor (con dirección N-S) presenta una longitud máxima de 21 km y en su eje perpendicular (dirección E-W), presenta 15 km en su máxima anchura al sur de la cuenca (Figura 41.2). La cuenca representa superficialmente una área de ~45 km^2, y su morfología está relacionada con los procesos de vulcanismo de los alrededores, siendo los depósitos y flujos del volcán Tequila los

eventos más recientes en la región, con edad de 0.9 Ma (millones de años AP), (Wallace y Carmichael, 1994), y que permitieron el cierre del drenaje al Este de la cuenca (Figura 41.1 y 41.2), lo que sugiere que el lago pudo haberse formado desde esa fecha o incluso podría ser más antiguo, ya que la mayoría de las rocas de los alrededores son de edad Mioceno-Plioceno (ca. 5 Ma), sin embargo, aún se desconoce la edad de inicio de la sedimentación lacustre en esta región. Se tiene también el emplazamiento de flujos de lava riolítica, andesítica y basáltica de distintas edades desde el Cretácico superior en su sector Sur de la cuenca, y rocas del Mioceno-Plioceno en la región Oeste y Norte de esta (Figura 41.3).

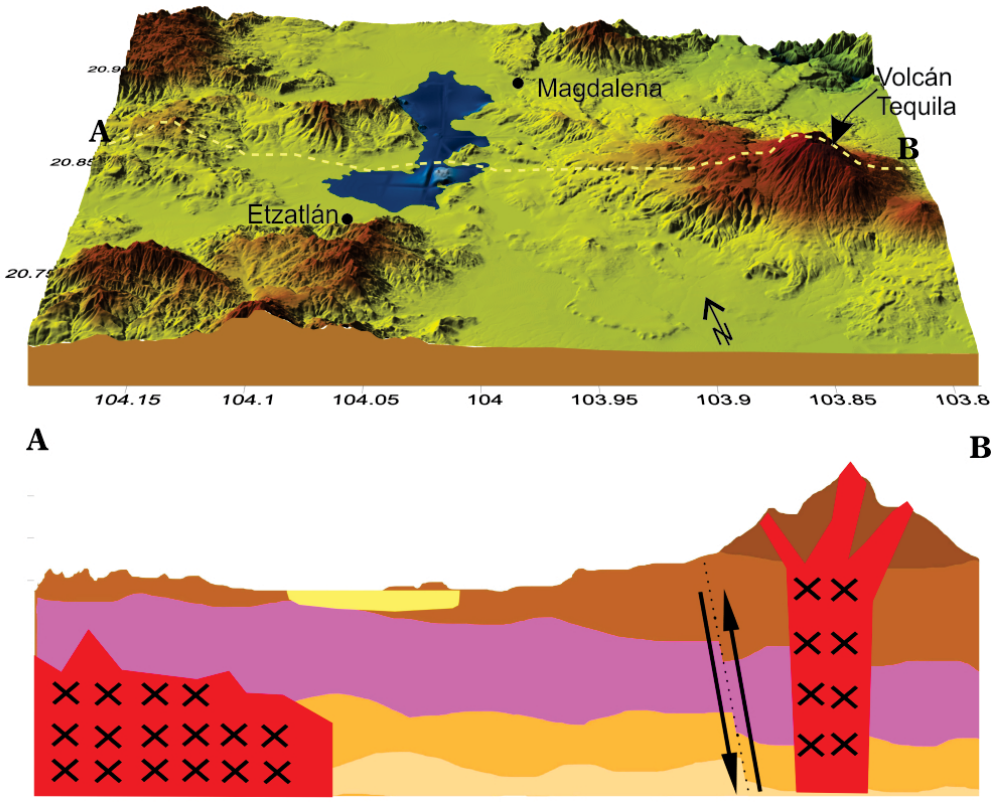


Figura 41.2. (A) Modelo geomorfológico tridimensional de la cuenca Etzatlán-Magdalena en el que se muestra el volcán Tequila al este de la cuenca, y otras montañas sobresalientes de la región y que delimitan a la cuenca, definida como de tipo intermontañoso. La Figura muestra un modelo hipotético de la extensión que debió haber abarcado el cuerpo de agua en el que se depositaron los materiales (Figura de creación propia). La línea negra que cruza el modelo indica el corte donde se propone la sección geológica. (B) Sección geológica que muestra la disposición de los materiales a profundidad en la región. Sección geológica hipotética realizada con base en información de la Carta Geológico-Minera (SGM, 2001).

La cuenca fue desecada en la década de los 40 del siglo XX, con fines de repartimiento de tierras para la agricultura (García-Ayala, en revisión), sin embargo, se conserva un vaso regulador en la porción norte del mismo, frente al poblado de la Magdalena, para usos agrícolas, con una profundidad actual máxima de ~2 m (Vázquez *et al.*, 2018). Actualmente se considera como un paleolago, con extensión superficial máxima aún desconocida, aunque se ha sugerido que existió un lago relativamente somero y muy plano en su interior, de acuerdo a la topografía local, con una extensión superficial bastante grande (~45 km^2), ocupando la planicie desde el poblado de Etzatlán al Sur de la cuenca, hasta el poblado La Magdalena al NE de esta (Figura 41.2). El espesor de la columna sedimentaria se desconoce hasta el momento; en caso de que la sedimentación lacustre fuera anterior a los flujos del volcán Tequila, el emplazamiento de estos habría originado una reducción de la extensión superficial del cuerpo lacustre original, debido a la formación natural de una barrera de contención para el agua, alrededor de hace ca. 0.9 Ma (Vázquez *et al.*, 2018).

En lo relativo a su evolución geológica, la cuenca ETZ-MG se encuentra asociada con la evolución de la Faja Volcánica Transmexicana. La FVT se originó como consecuencia de la subducción de las placas de Rivera y Cocos por debajo de la margen sudoccidental de la placa Norteamericana a lo largo de la costa en el Océano Pacífico, en la trinchera de Acapulco. La FVT, es un arco volcánico con actividad desde el Plioceno hasta la actualidad, con vulcanismo emplazado dentro del denominado Bloque Jalisco. El vulcanismo es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesísitica (Ferrari, 2000). Finalmente, después de la actividad volcánica se inicia la sedimentación en la cuenca sedimentaria, formando un gran lago con sedimentación clástica desde el Pleistoceno hasta mediados del siglo pasado, cuando se deseca para uso agrícola. La cuenca ETZ-MG es de tipo endorreico e intermontañoso, de edad Cuaternaria. Se caracteriza por presentar acumulación sedimentaria, asociada principalmente al cierre del drenaje regional por los flujos del volcán Tequila, por lo que su edad podría estar asociada al inicio de esta actividad.

41.5.3 Mapa geológico de la cuenca y geología estructural

La región se caracteriza por la presencia de diversos tipos de materiales y rocas de origen volcánico, correspondientes al sector occidental de la FVT (Ferrari, 2000). Al este de la cuenca se presentan los flujos de lava con composición que varía entre riolita a andesita, asociados a la actividad del volcán Tequila con edades entre 0.9 y 0.2 Ma (millón de años AP) (Wallace y Carmichael, 1994). Al norte y oeste de la cuenca se presentan rocas volcánicas que varían en composición desde tobas riolíticas, andesitas y basaltos con edades que varían entre el Mioceno-Plioceno (ca. 5 Ma) (SGM, 2001). Al sur de esta se presentan tobas de composición riolítica y andesítica con edades del Cretácico superior hasta el Cuaternario (Pleistoceno) (Figura 41.3).

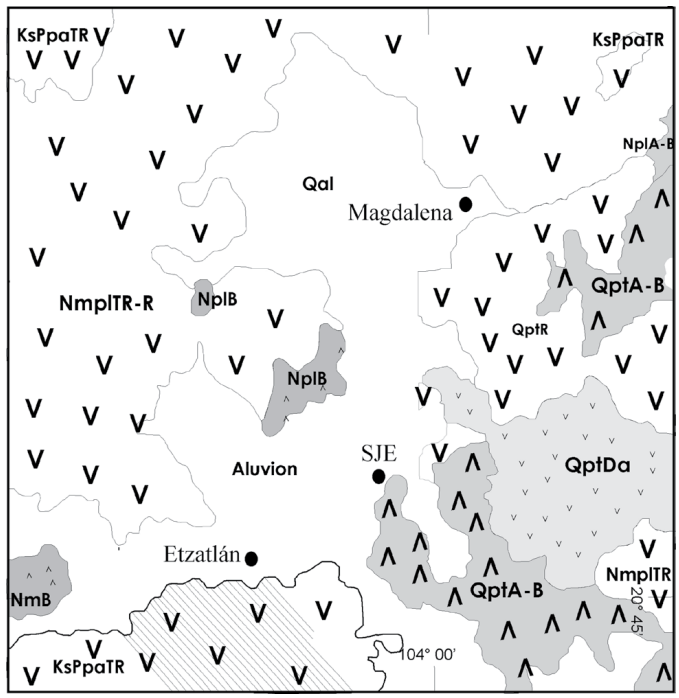


Figura 41.3. Mapa geológico de la cuenca Etzatlán-Magdalena, en el sector occidental de la FVT, centro de México. El área se encuentra dominada por rocas te composición riolítica de diversas edades. KsPpaTR: Cretácico superior-Paleogeno-Paleoceno-Toba riolítica, NmplTR-R: Neogeno-Mioceno-Plioceno-Toba riolítica-Riolita, NmplTR: Neogeno-Mioceno-Plioceno-Toba riolítica, NmB: Neogeno-Mioceno-Basalto, NplA-B: Neogeno-Plioceno-Andesita-Basalto, NplB: Neogeno-Plioceno-Basalto, QptA-B: Cuaternario-Pleistoceno-Andesita-Basalto, QptR: Cuaternario-Pleistoceno-Riolita, QptDa: Cuaternario-Pleistoceno-Dacita, Qal: Cuaternario-aluvion, SJE: San Juanito Escobedo (mapa modificado del SGM, 2001).

La geología estructural de la región Etzatlán-Magdalena es una combinación de influencias tectónicas y volcánicas que han moldeado su paisaje y formación sedimentaria. Las fallas, reflejan una historia dinámica de interacción entre la actividad volcánica del Volcán Tequila y los movimientos tectónicos en la zona. La región de Etzatlán-Magdalena, presenta una geología estructural relativamente simple, influenciada por procesos volcánicos y tectónicos asociados al sistema de fallas del *rift* Tepic-Zacoalco (sin actividad tectónica actual), sin embargo, a nivel local se observan alineamientos de longitud media en dirección NW-SE. Estos alineamientos han sido sugeridos como posibles fallas normales en el sector oriental de la cuenca sobre los derrames del volcán Tequila (Figura 41.4). Adicionalmente se presentan algunos alineamientos curvilíneos en el sector central y occidental de la región analizada, que se encuentran asociados posiblemente con la subsidencia de materiales volcánicos de edad pliocénica.

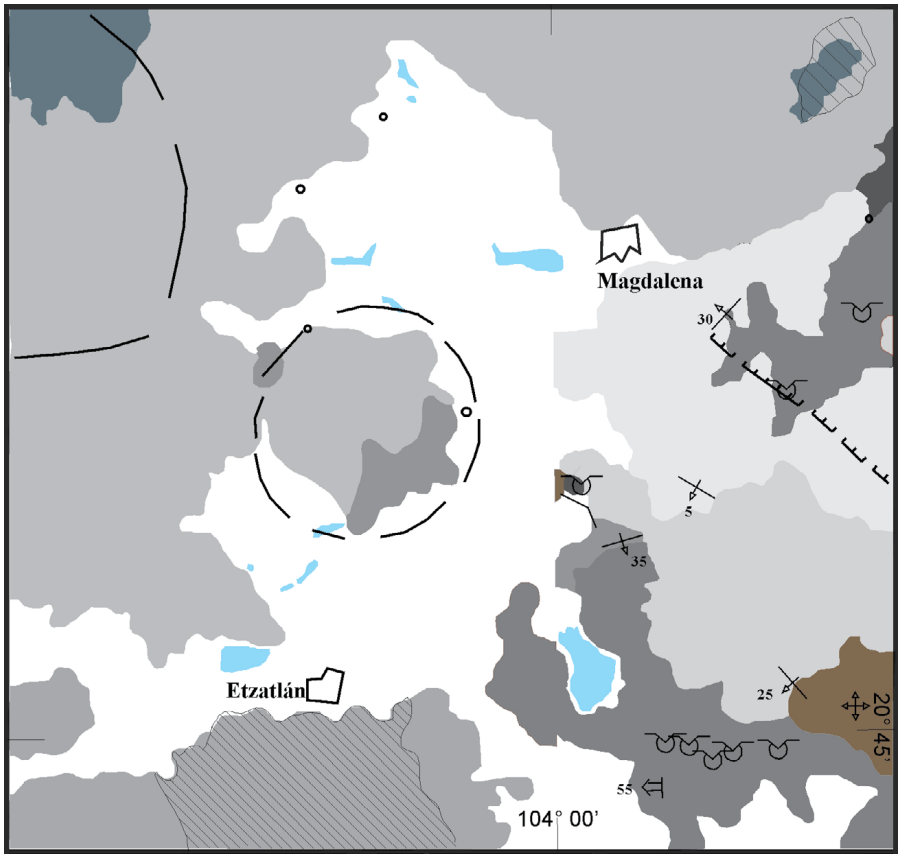


Figura 41.4. Mapa estructural de la cuenca Etzatlán-Magdalena, en el sector occidental de la FVT, centro de México. El área se encuentra dominada por escasos alineamientos en dirección NW-SE y algunos alrededor de algunos depósitos volcánicos en el sector centro y oeste de la cuenca (mapa modificado del SGM, 2001).

41.5.4 Estratigrafía

Se han publicado hasta el momento dos trabajos relacionados con la estratigrafía de esta cuenca, donde se presentan las descripciones de una columna estratigráfica de 116 cm denominada SJE14-M, colectada en la primavera de 2014, en el sector SE de la cuenca en las coordenadas 20° 47′ 51.50″ N, 104° 1′ 4.59″ W (Vázquez *et al.*, 2017, 2018). Adicionalmente se tiene la columna estratigráfica de 217 cm del sitio LOB17, ubicado en las coordenadas 20° 48´40.4´´ N y 103° 00´46.0´´ W (Vázquez-Castro *et al.*, en revisión), sin embargo, la estratigrafía completa de la cuenca aún se desconoce. Los fechamientos radiométricos absolutos más jóvenes del vulcanismo al Este de la cuenca (volcán Tequila), son de 0.9 Ma (millón de años AP), (Wallace y Carmichael, 1994), lo que sugiere que el lago pudo haberse formado desde esa fecha e incluso podría ser más antiguo, ya que la mayoría de las rocas de los alrededores son de edad Mioceno-Plioceno (ca. 5 Ma), sin embargo, aún se desconoce la edad del inicio de la sedimentación lacustre en esta región.

La correlación de edades realizada entre las columnas estratigráficas mencionadas se presenta en el trabajo de Vázquez-Castro *et al.* (en revisión). Para el establecimiento del modelo de edades de la secuencia sedimentaria, se realizó el fechamiento de cinco muestras de sedimento total por medio del método de AMS ^{14}C (Vázquez *et al.*, 2017, en revisión). Dichas fechas permitieron el cálculo del modelo de edad de la secuencia sedimentaria y con base en este se realizó una extrapolación de datos hasta la muestra que se encuentra en la base de la secuencia, obteniéndose una edad máxima de 14,100 años cal AP, para la base de la secuencia. Abarcando hasta el momento la secuencia el Pleistoceno terminal y todo el Holoceno.

De acuerdo con lo anterior, esta columna sedimentaria que abarca todo el Holoceno se presenta como la más completa conocida hasta el momento y se describe a continuación (Figura 41.5). Con base en las variaciones en granulometría se describen dos unidades con sus respectivas facies encontradas de antiguo a reciente, siendo la parte inferior de la misma más arcillosa (Unidad II, 222 – 128 cm) y la parte superior más limo arenosa (Unidad I, 128 – 0 cm).

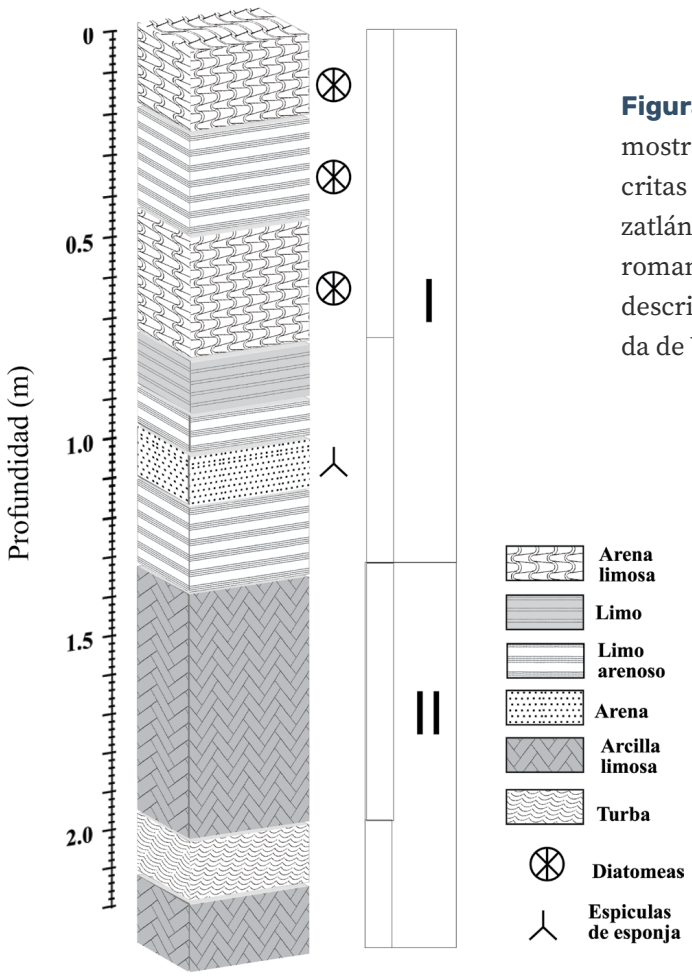


Figura 41.5. Columna estratigráfica mostrando las facies sedimentarias descritas en la secuencia del paleolago Etzatlán-Magdalena, Jalisco. Los números romanos indican las unidades mayores descritas en la columna. Figura modificada de Vázquez-Castro *et al.* (en revisión).

Unidad II

Se caracteriza por presentar tres intervalos de sedimentos arcillosos color negro con estratificación masiva (222 – 203, 203 – 189 y 189 – 128 cm), con el intervalo de en medio (203 – 189 cm) rico en contenido de materia orgánica (turba).

Unidad I

Se compone de sedimentos limo-arenosos de color negro, con arenas finas a muy finas y estratificación masiva. Esta sección de la secuencia se caracteriza por la presencia de una cantidad baja de diatomeas en algunos intervalos de la

cima de la unidad, entre 74 – 0 cm, con presencia de diatomeas de tipo penal. Destaca el intervalo de 107 a 95 cm con aumento en el porcentaje de arenas muy finas y presencia de espículas de esponja. Los dos intervalos superiores en la cima de la secuencia (44 – 20, 20 - 0 cm), presentan desarrollo de suelo. Particularmente el intervalo superior además se caracteriza por presentar una mezcla de materiales producto de movimientos de labranza por agricultura actual.

41.5.5 Sedimentología

Las características sedimentológicas de los materiales de esta cuenca aún no se han descrito a profundidad, se tiene hasta el momento algunas descripciones de las características generales de los sedimentos, realizadas de manera cualitativa y algunos datos asociados a la sedimentación y la forma de ocurrencia en la secuencia.

41.5.5.1 Granulometría y estratificación

La granulometría de la secuencia se presenta en la columna estratigráfica mostrada en la sección anterior. En esta se definen dos unidades principales a lo largo de la secuencia, una inferior predominantemente arcillosa de 222–128 cm, (14,250-8,500 AP) con presencia de una turba intercalada en la misma y una unidad superior principalmente compuesta de limos y arenas finas entre 128–0 cm (8,500-0 AP), con aumento del contenido arenoso hacia la cima (Figura 41.5). Con base en la granulometría, en combinación con las características geoquímicas de los materiales (descritas en el apartado siguiente), las unidades estratigráficas se subdividen en cuatro subunidades denominadas como IA, IB, IIA y IIB. La subunidad más inferior de la secuencia (IIB, 222-189 cm), presenta facies arcillosas y un estrato de turba; el intervalo de edad que cubre corresponde al Pleistoceno terminal (14,250-11,700 AP). La subunidad IIA (189 – 128 cm) se compone de arcilla limosa, en tiempo corresponde al Holoceno temprano (11,700-8,500 AP). La parte media de la secuencia se compone principalmente de limos arenosos (subunidad IB, 128 – 74 cm), y corresponde al Holoceno medio (8,500-5,200 AP). La subunidad superior IA (74 – 0 cm), presenta una componente más rica en arenas y

corresponde en edad al Holoceno tardío (5,200-0 AP). En esta última subunidad se presenta un intervalo correspondiente a los últimos 2,500 AP que aflora en superficie y actualmente representa una zona de mezcla de materiales por uso agrícola.

En términos generales, la secuencia presenta facies clásticas diferenciadas por la cantidad de limos, así como su color, que cambia por el contenido de materia orgánica. Las facies más arcillosas se presentan en la base de la secuencia (Unidad II), las limosas en la parte media (Unidad IB) y las arenosas en la cima de esta (Unidad IA). La estructura con estratificación centimétrica reconocible a lo largo de toda la secuencia sugiere periodos cortos de sedimentación-erosión muy marcados a lo largo del tiempo de manera repetitiva, pero con cambios que permitió el desarrollo de esta. La existencia de una granulometría homogénea dentro de cada una de las subunidades y sus respectivos estratos evidencia una estabilidad en la energía de sedimentación para cada uno de ellos. A lo largo del tiempo hay un incremento paulatino en el tamaño de grano, indicando una estratificación gradada inversa, que sugiere un ligero aumento en la energía de transporte de materiales ocurrida desde el Pleistoceno terminal hasta la actualidad. Este aumento es de poca energía, debido a que la granulometría se encuentra dentro del tamaño de partículas de muy fino a fino en términos generales.

En la base de la secuencia (203-189 cm, 12,600 - 11,700 AP), se puede reconocer una etapa de condiciones anaeróbicas debido a la ocurrencia de mayor cantidad de materia orgánica (turba), condiciones que son favorecidas por el estancamiento del agua en profundidad, debido a la falta de circulación en la columna, posiblemente asociado a un ambiente transitorio de tipo palustre.

41.5.5.2 Tasas de sedimentación

La tasa de sedimentación presenta valores bajos pero similares entre los diferentes intervalos fechados en la secuencia, con variaciones entre 0.10 – 0.36 mm/año (Tabla 41.1). Los valores más elevados (0.36 mm/año) se presentan en la cima de la secuencia entre 0.26 - 0 m, al igual que en la parte media baja de la misma, entre 1.65 – 0.98 (0.34 mm/año). La tasa de sedimentación media anual en el paleolago corresponde a 0.21 mm/año (Vázquez-Castro *et al.*, en prensa).

Tabla 41.1. Fechamientos de radiocarbono obtenidos en sedimentos de la cuenca Etzatlán-Magdalena, Jalisco. Modificada de Vázquez-Castro et al. (en prensa).

Profundidad (m)	Código del laboratorio	Sitio	AMS 14C AP	Rango 2.Sigma	Punto medio edad (cal AP)	Tasa sed. (mm/año)
0	-	-	-	-	-	
0.26	Beta - 429490	SJE	670 +/- 30	631 - 676	653	0.36
0.63	Beta - 411370	SJE	4040 +/- 30	4423 - 4581	4502	0.10
0.98	Beta - 411371	SJE	6760 +/- 30	7577 - 7664	7620	0.11
1.65	Beta - 408489	SJE	8650 +/- 30	9541 - 9674	9607	0.34
2.15	17OS/0953	LOB	11810 +/- 30	13593 - 13764	13678	0.12

Tasas de sedimentación calculadas entre fechamientos contiguos.

El cambio en las tasas de sedimentación del lago, con dos rangos de valores (0,34-0.36 y 0.10-0.12 mm/año), sugiere un cambio en las condiciones del subambiente de depósito, asociado a una mayor capacidad erosiva para los periodos entre 9,600-7,600 y 650-0 cal AP que presentan la mayor tasa de sedimentación. En el caso del intervalo entre 9,600-7,600 cal AP la capacidad erosiva posiblemente se deba al aumento en la precipitación en la región. El resto de la secuencia (14,000-9,600 AP y 7,600-650 cal AP) sugiere una sedimentación estable muy similar con un valor medio de 0.11 mm/año, en donde las condiciones erosivas no fueron excesivas y por tanto podrían asociarse a periodos de menor humedad. Los materiales de la cima de la secuencia han sido utilizados para uso agrícola en las décadas posteriores a la desecación del lago, alrededor de 1940 CE (García-Ayala, en revisión). Este proceso ha descomprimido los materiales superficiales (40 cm superiores), además de mezclarlos, lo que produce un aparente aumento en la tasa de sedimentación (0.36 mm/año), ya que existen más poros saturados de agua o aire dentro del intervalo y aparentemente el espesor aumenta para el periodo de tiempo. Lo anterior sugiere que la tasa de sedimentación no necesariamente es real, aunque al no ser tan distinta a la encontrada en la parte media de la secuencia con un valor muy cercano de 0.34 mm/año, se puede argumentar

que, a pesar de haber sido mezclada por arado en procesos agrícolas, no han sido anexados materiales adicionales recientes para el cultivo.

La tasa de sedimentación media obtenida para el sitio LOB (0.21 mm/año, Vázquez-Castro *et al.*, en revisión) es similar a la encontrada en el sitio SJE (0.14 mm/año) (Vázquez *et al.*, 2018), y también a la del lago La Colorada de 0.16 mm/año (Vázquez-Castro *et al.*, 2019), ubicado a 2 km al sureste del sito LOB. En otros lagos del estado de Jalisco como el de Juanacatlán, se reporta una tasa de 1.14 mm/año (Metcalfe *et al.*, 2010), en San Marcos de 0.47 mm/año (Castillo *et al.*, 2017), y en Sayula de 0.60 mm/año (Castillo *et al.*, 2017), lo que indica una tasa de sedimentación regional promedio de 0.45 mm/año. Para el caso del lago de Santa María del Oro, Nayarit, y el lago de Chapala, Jalisco, se presentan tasas anómalas promedio grandes de 5.24 mm/año (Vázquez-Castro *et al.*, 2008) y de 3.56 mm/año (Fernex *et al.*, 2001), aunque en estudios más recientes Espinoza-Encinas *et al.* (2022) sugiere una tasa de sedimentación media para el lago de Chapala de 1.84 mm/año. En términos generales se observa que las tasas de sedimentación se agrupan en aquellos ubicados en la cuenca ETZ-MG, muestran tasas similares y relativamente bajas 0.16 mm/año; los de la región de Jalisco una tasa media de 0.45 mm/año y los lagos con tasa anómala promedio alto de 4.4 mm/año. La tasa de sedimentación en la cuenca ETZ-MG sugiere una menor erosión en las rocas del volcán Tequila debido a su edad reciente, algunas de ellas del Pleistoceno (Wallace y Carmichael, 1994), por lo que su capacidad de alteración aún es baja.

41.5.6 Geoquímica

41.5.6.1 Componentes clásticos (Ti)

El Ti ha sido asociado a la componente terrígena que ingresa a las cuencas por escorrentía, debido a que es un componente inmóvil dentro de los minerales, ya que favorece la fase sólida y se mantiene inalterado ante procesos de intemperismo (Rollinson, 1993). El Ti permite reconocer tres intervalos con distinta cantidad de aporte terrígeno a lo largo de la secuencia. La parte inferior de ca. 14.2-8.5 ka (unidad II), que representa una etapa con aporte de material detrítico arcilloso que va aumentando de manera transicional de base a cima

de esta, con muy bajas proporciones en la subunidad IIB, hasta llegar a alto aporte en la subunidad IIA. Esto sugiere aumento paulatino en las condiciones de erosión-sedimentación a lo largo del tiempo. El intervalo entre 8.5-5.2 ka (subunidad IB), representa una etapa de baja erosión o escorrentía en la cuenca, representado por un cambio en la litología a materiales limo-arenosos. Finalmente, el intervalo entre 5.2-0 ka (subunidad IA) presenta alto aporte terrígeno de componente areno-limosa, con valores relativamente constantes por encima de la media estandarizada, sugiriendo estabilidad en la sedimentación dentro del lago. Con base en esta información se sugiere que la subunidad IIA y IA presentan mayor erosión, en oposición al Holoceno medio (subunidad IB), lo que puede interpretarse como etapas erosivas altas y bajas intercaladas, siendo la menor en IB (Vázquez-Castro *et al.*, en revisión) (Figura 41.6).

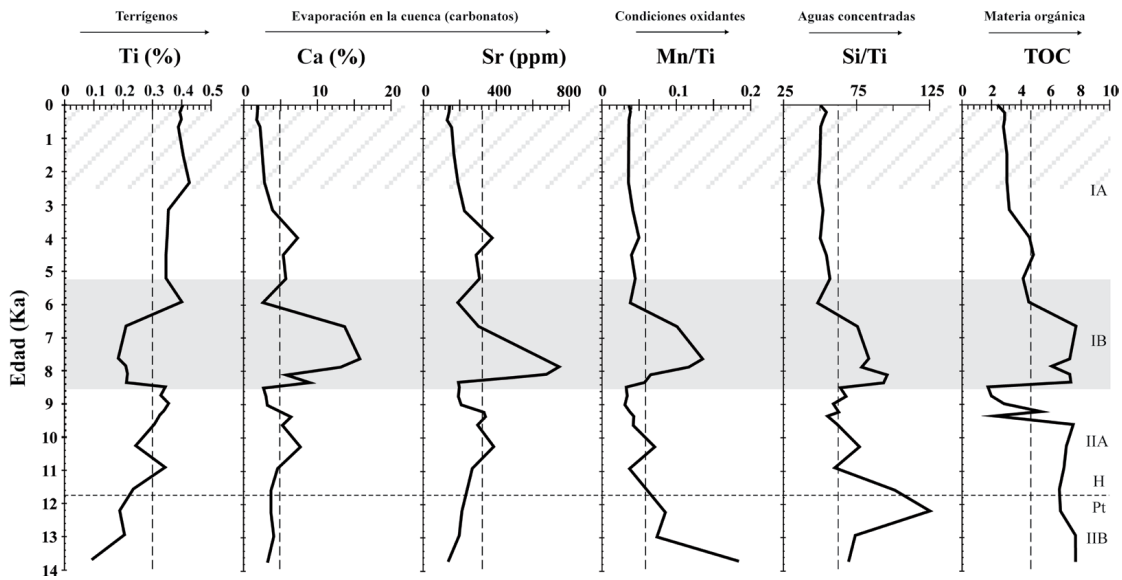


Figura 41.6. Selección de datos y cocientes geoquímicos en función del tiempo. Las unidades estratigráficas se indican con números romanos y las letras mayúsculas corresponden a las subunidades encontradas con base en las propiedades geoquímicas. La línea punteada horizontal indica el límite Pleistoceno terminal (Pt)-Holoceno (H). Las líneas punteadas verticales en cada gráfica representan la media estandarizada para cada grupo de datos. La zona achurada superior con líneas diagonales, dentro de la subunidad IA, indica la zona de mezcla de materiales por actividades agrícolas recientes.

41.5.6.2 Componentes biogénicos (Si/Ti y TOC)

El cociente Si/Ti (Figura 41.6), ha sido utilizado para identificar el silicio de origen biogénico dentro del lago (Moreno *et al.*, 2007; Roy *et al.*, 2013), este puede ser utilizado como indicador de mayor concentración de organismos con testa de sílice en el lago, asociado a condiciones de alta concentración de nutrientes, y por tanto condiciones de mayor evaporación en la cuenca. Por su parte el TOC, representa el C de origen orgánico, y por ende se relaciona con la bio-productividad en el lago, aunque esta señal puede estar combinada con materia orgánica acarreada desde fuera del lago (Vázquez-Castro *et al.*, en prensa).

El Si/Ti en la cuenca permite determinar dos intervalos de valores más elevados (unidad IIB y IB, Pleistoceno terminal y Holoceno medio). Para el intervalo del Holoceno medio, se reconocieron espículas de esponja en la secuencia, que permite asociarlo con esta componente silícica. Esto sugiere concentraciones elevadas de iones de Si en el agua, posiblemente relacionadas con condiciones de mayor evaporación en la cuenca sedimentaria. En el caso de la unidad inferior IIB, con valores elevados de Si/Ti, posiblemente se debe a material silícico de origen orgánico de otra índole, que no fue posible su identificación. En el intervalo superior de la secuencia (IA), se encontraron diatomeas escasas, sin embargo, el cociente no permite su reconocimiento posiblemente debido a la escasez con la que se observan.

Los valores elevados de TOC en las subunidades IIB y IIA son congruentes con la presencia de altos contenidos de materia orgánica y turba en la subunidad IIB. La alta cantidad de TOC puede estar asociada con aguas estancadas de baja oxigenación y alto desarrollo de vegetación dentro del lago. El intervalo turboso de la subunidad IIB presenta correlación de TOC y Si/Ti, lo que sugiere diferentes fuentes de procedencia, como flora y fauna acuática y una componente terrestre compuesta por macrorrestos como tallos, hojas, raíces, carbón, materia orgánica amorfa, etc., procedentes de la cobertura vegetal de los alrededores del lago. Los cambios abruptos en concentración de TOC al término de la subunidad IIA, sugieren inestabilidad en la cobertura vegetal de los alrededores del lago. En la subunidad IB las altas concentraciones de materia orgánica pueden

estar relacionadas con el aumento en la productividad de organismos acuáticos, de acuerdo a su relación con el aumento del cociente Si/Ti (Vázquez-Castro *et al.*, en revisión).

41.5.6.3 Otros componentes (Ca, Sr y Mn/Ti)

Los valores altos de Mn/Ti (mayores a la media estandarizada de la unidad IIB y IB (Pleistoceno terminal y Holoceno medio) (Figura 41.6), sugieren un ambiente de condiciones oxidantes con bajos niveles lacustres por una disminución en la humedad, para estas etapas. En el Holoceno medio (8,500-5,200 cal BP) el Ca y Sr, comúnmente relacionados con la precipitación de carbonatos ($CaCO_3$), presentan un coeficiente de correlación alto (R2=0.6) asociado con una alta evaporación y condiciones de aridez en el entorno (Vázquez-Castro *et al.*, en prensa). En el Pleistoceno Terminal (ca. 14.2-11.7 ka), la correlación inversa entre el Mn/Ti y Ca para sugiere oxigenación de la columna de agua, aunque el tirante de agua no tan bajo como para convertirse en cuenca evaporativa, por lo que se sugiere intervalos intercalados menores de mezcla en la columna de agua, que permitían mayor oxigenación dentro del lago y por tanto menor concentración del agua. Para el Holoceno medio ambos parámetros muestran una correlación positiva, lo que sugiere una dinámica de evaporación con precipitación de carbonatos, asociada a un tirante de agua bajo. El aumento en TOC para el mismo intervalo posiblemente esté asociado con aguas concentradas en iones de distinta composición, que permitieron la proliferación de organismos acuáticos dentro del lago.

41.5.7 Contenido paleontológico

Los análisis micropaleontológicos de uno de los núcleos obtenidos en el sitio SJE14 han revelado la presencia de 76 taxa de polen, esporas y carbón fósil (Castro-López *et al.*, 2024). Los estudios realizados por Castro-López *et al.* (2024) enfocados en la descripción del polen dividen a la secuencia en zonas de antiguo a joven.

Zona I (9.9–8.9 ka): los sedimentos de esta zona presentan un alto porcentaje de polen arbóreo (PA) más que el polen no arbóreo (PNA) (Figura 41.7). Los porcentajes de los bosques templados fluctuaron alrededor de 60 %; representado por *Pinus*, el cual inicia con 68 % en la parte inferior de la secuencia y desciende hacia el final de la zona (28 %). Los porcentajes de *Quercus* y *Alnus* fueron <20 % y los porcentajes de *Abies* fueron bajos (<5 %). Taxa mesófilos de *Liquidambar, Juglans* y *Betulaceae* estuvieron también presentes (<5 %). *Poaceae, Asteraceae* y *Cheno-Amaranthaceae* representaron ~30 % y taxa de humedal de *Cyperaceae* y *Typha* se mantuvieron alrededor de 20 %. La concentración de polen mostró un valor máximo de 5×10^5 granos cm^{-3} al inicio de la zona. Los valores de partículas de macrocarbon (CHAR) fueron inferiores a 580 partículas cm^{-3} años^{-1}. La concentración de microcarbón mostró valores altos (118 × 105 partículas cm^{-3}) en la parte inferior de la zona y decreció en la parte superior.

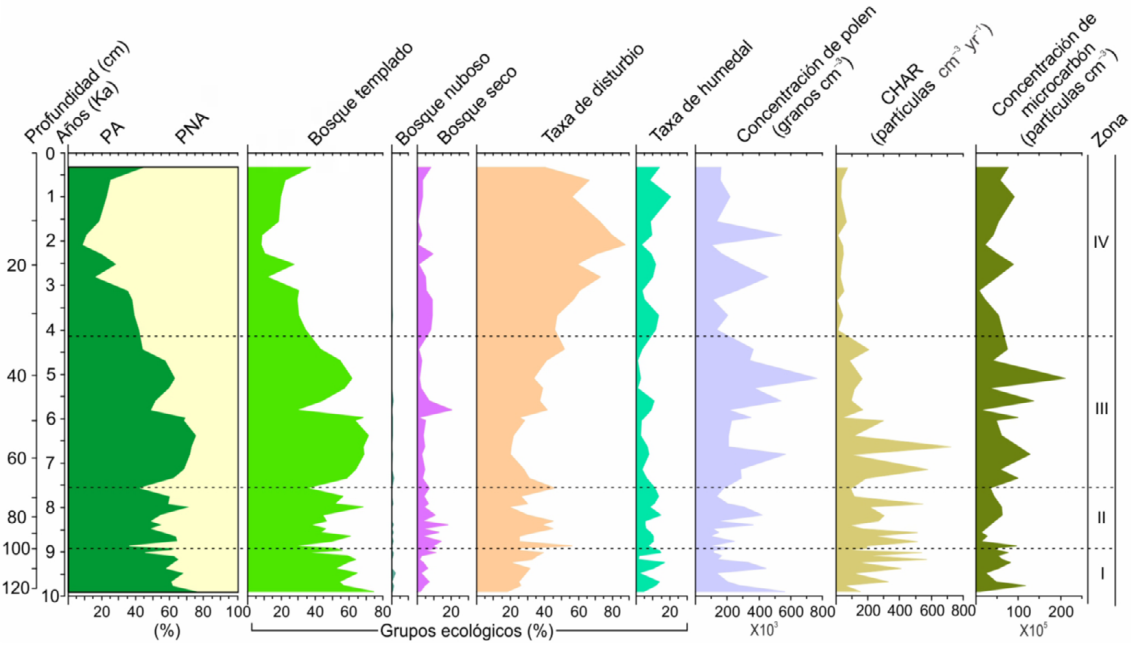


Figura 41.7. Diagrama de taxa de polen y carbón fósil encontrado en la cuenca Etzatlán-Magdalena (Modificada de Castro-López *et al.*, 2024).

Zona II (8.9–7.5 ka): los materiales sedimentológicos tuvieron valores de PA ligeramente superiores al PNA. Los bosques templados dominaron esta zona sobre taxa de disturbio, caracterizado por *Quercus* (16-36 %) y *Pinus* (5-34 %). Porcentajes bajos de *Alnus* (<5 %) también fueron observados. Polen de taxa de disturbio

como Cheno-Amaranthaceae (~35 %) y Poaceae estuvieron presentes a lo largo de la zona. Taxa de humedal de Cyperaceae, *Typha* y *Piper* fueron reportados con valores inferiores a 20 %. Tendencias similares fueron observadas para el bosque seco como Moraceae, Fabaceae, *Ficus,* Rubiaceae, Combretaceae/Melastomataceae y Ulmaceae (<8 %). La concentración de polen permaneció en 2 × 105 partículas cm^{-3}. CHAR mantuvo valores entre 100 y 550 partículas cm^{-3} $años^{-1}$, mientras la concentración de microcarbón mostró valores de 95 × 105 partículas cm^{-3}.

Zona III (7.5–4.2 ka): los sedimentos estuvieron dominados por PA, pero presentaron altos porcentajes de PNA en tres etapas del intervalo, alrededor 7.5, 5.7 y 4.3 ka. Los porcentajes del bosque templado fueron altos en esta zona (72 %) en contraste a otras zonas, está dominada por Quercus, el cual alcanzó un valor máximo de 40 % a 6.3 ka y 4.6 ka. Los porcentajes de Pinus permanecieron entre 8 y 32 %, mientras los porcentajes de Alnus fueron <5 %. Los porcentajes de Cheno-Amaranthaceae aumentaron, alcanzando un pico de 41 % a los 4.4 ka. Otros taxa de disturbio, como Poaceae y Asteraceae, mostraron valores inferiores a 15 %. El bosque seco alcanzó un máximo de 20 % a 5.7 ka, representado por Moraceae, Fabaceae, Rubiaceae y *Ficus.* Los porcentajes de taxa de humedal como *Cyperaceae* y *Typha* fueron relativamente bajos. La concentración de polen incrementó alcanzando un valor máximo de 7×10^5 granos cm^{-3} a 5 ka. CHAR registró valores máximos (650 partículas cm^{-3} $años^{-1}$) al inicio de esta zona y decreció en la zona superior. La concentración de microcarbón osciló de 210 a 11×10^5 partículas cm^{-3}.

Zona IV (4.2–0.3 ka): los valores de PNA fueron predominantes sobre el PA en toda esta zona. Taxa de disturbio fueron predominantes sobre el bosque templado y bosque seco y el taxon dominante fue Cheno-Amaranthaceae, alcanzando un valor máximo de 79 % a 2.1 ka. Otros taxa de disturbio fueron Poaceae (16 %) y Asteraceae (7 %). Los porcentajes de *Typha* presentaron un incremento después de 3 ka (~5 %) y Cyperaceae mostraron marcadas fluctuaciones (~15 %). Taxa de Moraceae, *Ficus,* Ulmaceae, Fabaceae y Rubiaceae (5 %) también fueron comunes. Los porcentajes de *Pinus* y *Quercus* (~26 %) mostraron una tendencia descendente a lo largo de la zona con un ligero incremento al final de la zona. *Zea mays* (~2 %) fue observado después de 1.8 ka. La concentración de polen

osciló entre 1-6 × 10^5 granos cm^{-3}. Los valores de CHAR fueron <75 partículas cm^{-3} $años^{-1}$, mientras la concentración de microcarbón fluctuó alrededor de 73 × 105 partículas cm^{-3}.

Adicionalmente al material de polen analizado, en las descripciones generales realizadas para la estratigrafía, se encontraron restos de diatomeas y espículas de esponja en proporciones escasas. Tal es el caso de la parte media de la secuencia (unidad IB, 7,900-7,100 AP), en la facies de arenas finas presenta contenido de espículas de esponja, que sugiere un periodo de aguas concentradas en sílice (Vázquez-Castro *et al.*, en prensa). En la cima de la secuencia (Unidad IA, 5,200-0 AP), se presenta la ocurrencia de diatomeas de tipo penal, representado geoquímicamente por un ligero aumento en la concentración de iones de sílice, consistente con los periodos de mayor evaporación de agua que contribuye con la disolución del SiO_2, y permitió el establecimiento de estas comunidades.

41.5.8 Interpretación paleoambiental

Los registros evidencian una variabilidad vinculada a la litología y a los patrones de estratificación en la secuencia. El análisis en conjunto de las propiedades descritas para estos materiales permite identificar las condiciones que controlan estos cambios en la secuencia de acuerdo con el marco cronoestratigráfico establecido en años calibrados antes del presente (ka cal AP). La información contenida en este apartado ha sido compilada de los trabajos realizado por Castro *et al.* (2024) y Vázquez-Castro *et al.* (en prensa).

41.5.8.1 Pleistoceno terminal (ca. 14.2-11.7 ka)

El contenido de Ti (indicador de la fracción detrítica) en el intervalo, sugiere en general una etapa de bajo aporte de material terrígeno (Figura 41.6), soportado por las bajas tasas de sedimentación, resultado de una baja erosión en la cuenca. Los bajos valores de aporte terrígeno incrementan la concentración de restos de organismos planctónicos y nutrientes en la columna de agua propiciando un

ambiente reductor en el lago (lago eutrófico), acorde con la preservación de un intervalo turboso al final del Pleistoceno terminal. El aumento del indicador Si/Ti sugiere aguas más concentradas en SiO_2, resultado de una elevada evaporación en la cuenca que condiciona la conservación de la materia orgánica (TOC). Los valores de Mn/Ti, por encima de la media estandarizada, sugieren condiciones oxidantes en el inicio del Pleistoceno terminal. En contraste, para el final del intervalo, el conjunto de las evidencias como el color oscuro de los sedimentos, los altos valores de TOC, la presencia de un intervalo turboso, junto con una baja relación Mn/Ti, evidencian condiciones reductoras, tales condiciones anóxicas en la interfase agua-sedimento ocurren cuando los procesos de descomposición de grandes cantidades de materia orgánica agotan el oxígeno presente (Tissot y Welte, 1984). En esta unidad se interpreta un nivel lacustre bajo entre 14.2-11.7 ka, asociado a un clima más seco que el actual, aunque los bajos valores de Ca muestran que no existe exceso de concentración de iones en el agua para permitir la precipitación de carbonatos.

41.5.8.2 Holoceno temprano (11.7 – 8.5 ka, Greenlandiano)

El contenido de Ti en el intervalo sugiere en general una etapa con alto aporte de material terrígeno que aumenta hacia el final del periodo, pasando por valores medios a altos por encima de la media estandarizada (Figura 41.6). El aumento de dichas tasas de sedimentación sugiere mayor erosión en la cuenca. Las elevadas proporciones de terrígenos encontradas en esta zona indican un incremento en la intensidad de los procesos erosivos sin precedente, lo que representa un cambio notable en las condiciones de precipitación, en relación con la zona inferior de la secuencia. El aumento en TOC y el incremento de terrígenos sugiere erosión de suelos. Estas condiciones oligotróficas, hacia el final del periodo, y los bajos valores de Si/Ti evidencian un incremento en las condiciones de humedad y la disminución de la evaporación.

El contenido medio de Mn/Ti alrededor de la media estandarizada, sugiere condiciones intercaladas de ambiente óxido-reductor para la interfase agua-sedimentos. Las ligeras variaciones del Ca alrededor de la media estandarizada argumentan en relación a condiciones intercaladas en el intervalo. El color obscuro para los

sedimentos y los altos valores de TOC al inicio del intervalo, son características indicadoras de ambientes predominantemente reductores al inicio del Holoceno temprano. Las evidencias encontradas sugieren que durante el Holoceno temprano las condiciones de humedad en el ambiente cambiaron drásticamente, produciendo un aumento en el nivel lacustre producido por mayor precipitación en el ambiente.

Al final del periodo, una mayor presencia del bosque templado y bosque nuboso, representado por el polen de *Alnus, Quercus, Pinus* y *Liquidambar* sugieren un aporte de humedad a la cuenca. Sin embargo, este aporte de humedad no fue estable porque en el registro de polen muestran una expansión del bosque seco acompañado del polen de *Quercus*, indicando un ascenso en la temperatura. Los incendios locales (macrocarbón) y regionales (microcarbón) estuvieron presentes en todo el intervalo. La mayor ocurrencia de incendios locales estuvo afectando al bosque templado, por ello, se observa pequeños descensos del bosque templado al final del intervalo. Mismas tendencias se observaron en los incendios regionales (microcarbón), pero el impacto de los incendios fue mínimo. La mayor ocurrencia de incendios y el descenso de la cubierta de la vegetación arbórea favorece la expansión de taxa de disturbio.

41.5.8.3 Holoceno medio (Norgripiano), (8.5 – 5.2 ka)

El contenido de Ti en el Holoceno medio evidencia bajo aporte de material terrígeno y alto contenido de TOC (Figura 41.6) posiblemente asociados a una disminución en la precipitación, aguas estancadas en el lago, y un ambiente reductor (lago eutrófico). El aumento en el coeficiente Si/Ti indica aguas concentradas en SiO2, de origen biogénico; con base en el menor aporte de materiales, se incrementa la proliferación de organismos planctónicos en el ambiente lacustre, interpretación apoyada en la presencia de espículas de esponja.

El ambiente oxidante en la interface agua-sedimento (>Mn/Ti), sugiere bajo tirante de agua en la columna, aunque el alto contenido de materia orgánica podría sugerir periodos de estancamiento con baja circulación. El aumento en el Ca por la precipitación de carbonatos evidencia un ambiente evaporativo durante este intervalo. Este periodo se asocia a condiciones de sequía, más secas que las

actuales, con mezcla intensa y prolongada de la columna de agua que permite la oxigenación en el fondo e indica una disminución en los niveles lacustres. Todo lo anterior sugiere que el lago se convierte en una cuenca evaporativa.

La acumulación de aguas estancadas en las planicies favorece el establecimiento de la vegetación de humedal representado por *Cyperaceae* y *Typha*. Mayor presencia de *Quercus* y bosque seco (Moraceae y Fabaceae) muestran evidencia que en la cuenca permanecen condiciones secas. Estas condiciones secas establecidas favorecen la ocurrencia de incendios locales y regionales. Una mayor intensidad y frecuencia de incendios facilitan la expansión de taxa de disturbio, representado por Poaceae y Cheno-Amaranthaceae.

41.5.8.4 Holoceno tardío (Megalayano), (5.2 – 2.5 ka)

El contenido de Ti en el intervalo sugiere en general una etapa de alto aporte de material terrígeno, con valores relativamente homogéneos en el intervalo, por encima de la media estandarizada (Figura 41.6). En esta unidad se presenta una estraficación masiva, lo que sugiere un periodo de estabilidad. La alternancia de estratos areno-limosos sugiere variaciones en la energía de las corrientes superficiales que erosionaron, transportaron y finalmente depositaron los terrígenos. El aporte terrígeno alto al lago durante el periodo, con bajo contenido de TOC, sugiere escorrentías altas en la cuenca, con baja presencia vegetal en la sedimentación, posiblemente asociado a alta precipitación y aguas relativamente con una dinámica importante de mezcla hacia el final del mismo (oligotrófico). Los bajos valores del indicador Si/Ti sugieren aguas menos concentradas, posiblemente por la disminución en la evaporación en la cuenca, la presencia de escasos ejemplares de diatomea sugiere concentraciones de sílice biogénica baja, posiblemente heredadas del periodo seco previo en la cuenca.

El contenido bajo de Mn/Ti, sugiere condiciones reductoras en la interface agua-sedimentos. Las ligeras variaciones del Ca alrededor de la media estandarizada, pero disminuyendo hacia la parte superior del intervalo, argumentan en favor de la presencia de aguas más concentradas en iones al inicio del periodo, posiblemente heredadas del periodo anterior de condiciones muy secas. Los

bajos valores de TOC sugieren pocas posibilidades de conservación de materia orgánica en el fondo del lago posiblemente asociadas a humedad relativa en el ambiente. Las evidencias encontradas durante el Holoceno tardío sugieren condiciones de aumento en la humedad del ambiente, producido por mayor precipitación y como consecuencia un aumento en el nivel lacustre (Figura 41.8).

El registro de polen muestra una mayor presencia de taxa de disturbio con taxa de humedal sugiriendo un lago poco profundo y un paisaje abierto. La forma vegetal próxima al lago estuvo representada por el bosque seco (Moraceae, Ulmaceae, Fabaceae y Combretaceae/Melastomataceae) sugiriendo condiciones cálidas y secas en la cuenca. El bosque templado muestra un descenso al final del periodo, indicando que cerca del lago existía poca cubierta de vegetación arbórea por sus bajos porcentajes. Al principio del periodo se observó la ocurrencia de los incendios locales afectando al bosque templado y favoreciendo la expansión de los taxa de disturbio. Sin embargo, la mayor presencia de incendios regionales se observó al inicio y final del Holoceno tardío posiblemente afectando a los bosques templado que ya no se encontraban cerca al sitio.



Figura 41.8. Imagen generada con Inteligencia Artificial, sugiriendo las características paleoambientales de la cuenca Etzatlán-Magdalena en algún momento del Holoceno tardío (Copilot designer, Bing, Microsoft, 29 de julio de 2024, 6:54 p.m.).

41.6 Consideraciones económicas

La cuenca Etzatlán-Magdalena, por su origen volcánico, alberga depósitos de interés económico, como la obsidiana y el ópalo. En el sector oriental, en las faldas del Volcán Tequila, existen depósitos de obsidiana que ha sido extraída en minas a cielo abierto, desde época prehispánica, para la construcción de caminos, casas y objetos de ornamentación. El ópalo fue utilizado en épocas prehispánicas para elaborar objetos ornamentales y ceremoniales; en la actualidad aun se comercializa en el municipio de la Magdalena donde se explotan algunas minas en la actualidad.

La hidrogeología de la cuenca es de gran importancia económica debido a que los estratos asociados a la sedimentación reciente actúan como acuíferos que almacenan y proporcionan agua subterránea. Este recurso es crucial para el suministro de agua potable, el riego agrícola y diversas actividades industriales de la región.

La utilización de sedimentos lacustres ricos en minerales, como fertilizantes naturales para tierras de cultivo, es una práctica común utilizada para mejorar significativamente la productividad agrícola en zonas de cultivo de la región. Los sedimentos volcánicos suelen contener nutrientes esenciales como potasio y fósforo, que son beneficiosos para el crecimiento de los cultivos. Este uso puede reducir la dependencia de fertilizantes químicos, promoviendo prácticas agrícolas más sostenibles y económicas.

El uso de los sedimentos superficiales, del lago drenado por la construcción de canales y presas, permitió el desarrollo de las actividades agrícolas, por la repartición de tierras de la zona lacustre en la segunda mitad del siglo pasado. Los sedimentos lacustres proporcionan suelos fértiles para agricultura. Esto no solo incrementó la producción de alimentos, sino que también mejoró la seguridad alimentaria y ofreció nuevas oportunidades económicas para los agricultores locales.

Finalmente, los sitios arqueológicos que se encuentran dentro de la cuenca Etzatlán-Magdalena podría tener importantes repercusiones económicas a futuro. Tal es el caso del Palacio de Ocomo encontrado al oeste del poblado de Etzatlán, el mismo poblado de Etzatlán, San Juanito Escobedo y La Magdalena, poblados con

sitios arqueológicos y con una historia prehispánica importante, que pueden atraer turismo geoarqueológico y educativo, generando ingresos y empleos locales.

41.7 Conclusiones

La cuenca Etzatlán-Magdalena, se sitúa en una depresión intermontañosa a 1,360 msnm, abarca una superficie de aproximadamente 45 km^2. Su morfología está influenciada por el vulcanismo circundante, especialmente por los depósitos del volcán Tequila, que datan de hace 0.9 Ma. Los estudios de la cuenca permiten conocer información geológica de la evolución en el sector centro occidental de la Faja Volcánica Transmexicana, desde hace 14 ka AP.

Los estudios estratigráficos, sedimentológicos y geoquímicos realizados en la cuenca Etzatlán-Magdalena, proveen de información relacionada con el paleoambiente y cambios climáticos ocurridos en la región, desde la transición del Pleistoceno terminal - Holoceno temprano, hasta el presente. Los datos sedimentológicos indican un ambiente de baja tasa de sedimentación, con aumento en la energía erosiva a lo largo del tiempo.

Las condiciones climáticas para el Pleistoceno terminal (ca. 14.2-11.7 ka cal AP, sugieren un clima seco y condiciones climáticas húmedas para el periodo comprendido entre los ca. 11.7-8.5 ka cal AP (Holoceno temprano), con pequeños intervalos de condiciones secas, seguido por un período con condiciones de gran aridez durante el Holoceno medio (8.5-5.2 ka cal AP), que transformó el lago en una cuenca evaporativa de muy bajos niveles lacustres. Para el periodo entre 5.2-2.5 ka cal AP, se sugieren condiciones de aumento en la humedad en el ambiente producido por mayor precipitación y a su vez un aumento en el nivel lacustre.

41.7.1 Agradecimientos

A los proyectos UNAM PAPIME-PE102024 otorgados para el financiamiento a Javier Arellano y Gabriel Vázquez. A Rubén Cejudo y Felipe García Tenorio por el apoyo en los laboratorios del Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán; Neftalí

Razo Pérez por su apoyo en el laboratorio de Química de la ENES Morelia; Laura Jazmin G. Rodríguez por su apoyo técnico en la elaboración del presente trabajo. Agradecemos a todos los estudiantes que han colaborado en el trabajo de campo y asistencia técnica a lo largo de los años en la región. Apreciamos los comentarios de los revisores anónimos que permitieron el mejoramiento del presente trabajo.

41.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿En qué sector de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) se localiza la cuenca Etzatlán-Magdalena (ETZ-MG)?

a) Sector oriental
b) Sector central
c) Sector occidental
d) Sector meridional

2. ¿Qué límite se encuentra al Este de la región donde está ubicada la cuenca ETZ-MG?

a) El océano Pacífico
b) El *rift* de Colima
c) La Sierra Madre Occidental
d) El Golfo de México

3. ¿Qué superficie abarca la cuenca Etzatlán-Magdalena?

a) ~45 km^2
b) ~30 km^2
c) ~60 km^2
d) ~20 km^2

4. ¿Cuál es la edad de los depósitos y flujos más recientes del volcán Tequila?

a) 0.2 Ma
b) 0.5 Ma
c) 0.9 Ma
d) 1.2 Ma

5. ¿Qué tipo de cuenca es Etzatlán-Magdalena?

a) Exorreica
b) Intermontañosa
c) Costera
d) Planicie

6. ¿Con qué está asociada la evolución geológica de la cuenca ETZ-MG?

a) La Faja Volcánica Transmexicana
b) La Sierra Madre Occidental
c) El Cinturón de Fuego del Pacífico
d) El Altiplano Mexicano

7. ¿Qué tipo de vulcanismo caracteriza a la región occidental de la Faja Volcánica Transmexicana?

a) Plurigenético
b) Monogenético
c) Poligenético
d) Estratovolcánico

8. ¿Qué tipo de rocas predominan al este de la cuenca?

a) Basaltos y andesitas
b) Tobas riolíticas, andesitas y basaltos
c) Granitos y calizas
d) Calcáreas

9. ¿Qué edades tienen las rocas volcánicas al norte y oeste de la cuenca?

a) Cuaternarias
b) Plioceno
c) Mioceno-Plioceno
d) Cretácico

10. ¿Qué evento permitió el cierre del drenaje al este de la cuenca?

a) Erupciones del volcán Tequila
b) Actividad sísmica
c) Depósitos fluviales
d) Actividad glaciar

11. ¿Qué proceso se inició en la cuenca después de la actividad volcánica?

a) Formación de dunas
b) Sedimentación lacustre
c) Formación de glaciares
d) Erosión intensa

12. ¿Qué tasa de sedimentación media anual se ha encontrado en la cuenca?

a) 0.10 mm/año
b) 0.21 mm/año
c) 0.36 mm/año
d) 0.45 mm/año

13. ¿Qué tipo de sedimentos caracteriza la Unidad II de la columna sedimentaria?

a) Arenosos
b) Arcillosos
c) Limosos
d) Limoarcillosos

14. ¿Qué unidad de la columna sedimentaria presenta diatomeas?

a) Unidad I
b) Unidad II
c) Unidad III
d) Ninguna

15. ¿Qué sugiere la presencia de turba en la secuencia sedimentaria?

a) Condiciones aeróbicas
b) Condiciones anaeróbicas
c) Alta energía de sedimentación
d) Baja energía de sedimentación

16. ¿Cuál es el componente químico asociado a la componente terrígena que ingresa a las cuencas por escorrentía debido a su inmovilidad dentro de los minerales?

a) Ca
b) Ti
c) Mn
d) Si

17. ¿En qué subunidad se sugiere un alto aporte de material detrítico arcilloso?

a) IA
b) IIB
c) IIA
d) IB

18. ¿Qué indica un aumento en el coeficiente Si/Ti durante el Holoceno Medio?

a) Mayor evaporación
b) Mayor erosión
c) Menor bio-productividad
d) Aguas concentradas en SiO_2 de origen biogénico

19. ¿Qué minerales en los sedimentos son beneficiosos para la agricultura?

a) Potasio y fósforo
b) Hierro y magnesio
c) Calcio y sodio
d) Silicio y aluminio

20. ¿Qué recurso podría tener impacto económico en la cuenca?

a) Minas de oro
b) Sitios arqueológicos
c) Reservas petroleras
d) Plantaciones forestales

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	a)	11.	b)	16.	b)
2.	b)	7.	b)	12.	b)	17.	c)
3.	a)	8.	b)	13.	b)	18.	d)
4.	c)	9.	c)	14.	a)	19.	a)
5.	b)	10.	a)	15.	b)	20.	b)

41.9 Bibliografía

Castillo, M., Muñoz-Salinas, E., Arce, J. L., & Roy, P. (2017). Early Holocene to present landscape dynamics of the tectonic lakes of west-central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences, 80,* 120–130. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.024

Castro-López, V., Vázquez-Castro, G., & Solís-Castillo, B. (2024). Holocene climate variability and the effect of anthropogenic activities on the vegetation landscape of western-central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 633,* 111897. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111897

CTPCF (Comité Técnico de Protección y Conservación Forestal). (2011). *Provincias y subprovincias fisiográficas de México*. Recuperado el 27 de agosto de 2024. https://proteccionforestal.files.wordpress.com/2011/09/anexo-4-provincias-y-subprovincias-fisiogrc3a1ficas-de-mc3a9xico.docx.

Copilot designer (27 de agosto de 2024). *Copilot designer, Bing, Microsoft* https://copilot.microsoft.com/?FORM=GENBHP.

Espinoza-Encinas, I. R., Israde-Alcántara, I., Domínguez-Vázquez, G., Zárate-del Valle, P. F., & Huerta-Magaña, C. G. (2022). A 15,000-yr paleo-environmental record from Lake Chapala, west-central Mexico. *Journal of Paleolimnology, 68*(4), 377–393. https://doi.org/10.1007/s10933-022-00253-w

Fernex, F., Zárate-Del Valle, P., Ramírez-Sánchez, H., Michaud, F., Parron, C., Dalmasso, J., Barci-Funel, G., & Guzman-Arroyo, M. (2001). Sedimentation rates in Lake Chapala (western Mexico): possible active tectonic control. *Chemical Geology, 177*(3–4), 213–228. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00346-6

Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana,* 84–92.

García-Ayala, G. (en revisión). Dinámica social y cambio climático en el paisaje lacustre de la cuenca de Magdalena, Jalisco.

INEGI. (2004). *Guías para la interpretación de cartografía edafología.* Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

INEGI. (2010). *Red hidrográfica escala 1:50 000, subcuenca hidrográfica RH14Ab R. Salado/Cuenca P. La Vega-Cocula/R.H.* Ameca. Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., Fisher, C. T., Pollard, H. P., & Rodríguez-Pascua, M. A. (2005). Lake level change, climate, and

the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. *Quaternary International, 135*(1), 35–46. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.10.022

Metcalfe, S. E., Jones, M. D., Davies, S. J., Noren, A., & MacKenzie, A. (2010). Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. *The Holocene, 20*(8), 1195–1206. https://doi.org/10.1177/0959683610371994

Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Prego, R., Pueyo, J. J., González-Sampériz, P., & Taberner, C. (2007). A 14 kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary International, 161*(1), 4–21. https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2006.10.020

Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, Interpretation* (1a. Edición). Longman Scientific & Technical.

Roy, P. D., Quiroz-Jiménez, J. D., Pérez-Cruz, L. L., Lozano-García, S., Metcalfe, S. E., Lozano-Santacruz, R., López-Balbiaux, N., Sánchez-Zavala, J. L., & Romero, F. M. (2013). Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of northern Mexico: a summer precipitation proxy record of the last 80 cal ka BP. *Quaternary Science Reviews, 78,* 342–354. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.020

Rzedowski, J. (2006). *Vegetación de México.* Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.

SMN. (2010). *Información estadística climatológica (1951–2010).* Gobierno de México. Recuperado el 27 agosto de 2024. https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica

SGM. (2001). *Carta Geológico-Minera Puerto Vallarta, F13-11 Jalisco, Nayarit, Esc. 1:250,000. Pachuca, Hgo. México.* Servicio Geológico Mexicano.

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Farrat, E. (1995). The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. In Tectonics 14(6), 1245–1262.

Tissot, B. P., & Welte, D. H. (1984). *Petroleum formation and occurrence.* Springer Verlag.

Vázquez-Castro, G., Ortega-Guerrero, B., Rodríguez, A., Caballero, M., & Lozano-García, S. (2008). Mineralogía magnética como indicador de sequía en los sedimentos lacustres de los últimos ca. 2,600 años de Santa María del Oro, occidente de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25*(1), 21–38.

Vázquez, G., Roy, P. D., Solis C., B., Smith M., S. M., Blanco M., E., & Lozano-Santacruz, R. (2017). Holocene paleohydrology of the Etzatlán-Magdalena basin in western-central Mexico and evaluation of main atmospheric forcings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 487,* 149–157. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.08.029

Vázquez, G., Gogichaishvili, A., Roy, P., Solís, B., Lozano, R., Blanco, E., & Smith M, S. (2018). Magnetismo ambiental en sedimentos del paleolago Etzatlán-Magdalena, Jalisco. In G. Vázquez Castro & B. Solís Castillo (Coord.), *Magnetismo ambiental y cambio climático* (diciembre 2018, Vol. 1, pp. 13–74). Universidad Nacional Autónoma de México y Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental.

Vázquez-Castro, G., Roy, P. D., & Solís-Castillo, B. (2019). Geochemical evidence of anthropogenic activity in western Mesoamerica since the Classic Period. *Journal of Archaeological Science: Reports, 26,* 101920. https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2019.101920

Vázquez-Castro, G., Solís-Castillo, B., Roy, P., & López-Maldonado P. A. (en prensa). *Paleoclima de la transición Pleistoceno-Holoceno en la región centro-occidente de México y posibles forzadores climáticos.*

Wallace, P. J., & Carmichael, I. S. E. (1994). Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. Contributions to *Mineralogy and Petrology, 117*(4), 345–361. https://doi.org/10.1007/BF00307270

42 Evolución estratigráfico-biológica de la cuenca Río Solís-Salamanca

Valerio Castro López y Gabriel Vázquez Castro

Sumario

42.1 Resumen
42.2 Abstract
42.3 Introducción
42.4 Generalidades
42.4.1 Ubicación
42.4.2 Estado del arte
42.5 Desarrollo del tema
42.5.1 Tipo de cuenca o plataforma
42.5.2 Sedimentología de los cuerpos lacustres
42.5.3 Contenido paleontológico
42.5.4 Evolución geológica y estructural
42.5.5 Mapa geológico de la cuenca
42.6 Consideraciones económicas
42.7 Conclusiones
42.8 Autoevaluación
42.9 Bibliografía

42.1 Resumen

El objetivo del presente capítulo es documentar los principales trabajos paleolimnológico y paleoecológico realizados en la subcuenca del Río Lerma Santiago y La Piscina de Yuriria. En la subcuenca se documentaron un lago tectónico (Cuitzeo) y cuatro lagos de origen volcánico (La Hoya de Parangueo, San Nicolas de Parangueo, La Alberca y La Piscina de Yuriria). En el lago de Cuitzeo presenta una estatificación por estratos, mientras La Hoya de Parangueo, San Nicolas de Parangueo y La Alberca mostraron una estratificación por varvas y laminas. La Piscina de Yuriria presentó una sedimentación tipo *Gyttja*. Hasta el momento, el lago de Cuitzeo es el más analizado tanto temporalmente como en el uso de microfósiles, por el contrario, el lago de La Alberca ha sido evaluado con el menor número de microfósiles. El lago de Cuitzeo es uno de los sitios que ha sido utilizado para la extracción de sal desde la época prehispánica hasta la actualidad.

42.2 Abstract

The objective of this chapter is to document the main paleolimnological and paleoecological works carried out in the sub-basin of the Río Lerma Santiago and La Piscina de Yuriria. In the basin, one tectonic lake (Cuitzeo) and four lakes of volcanic origin (La Hoya de Parangueo, San Nicolas de Parangueo, La Alberca and La Piscina de Yuriria) were documented. At Lake Cuitzeo, stratification is presented by strata, while La Hoya de Parangueo, San Nicolas de Parangueo, and La Alberca show stratification by varves and laminae. La Piscina de Yuriria presented a *Gyttja* type sedimentation. So far, Lake Cuitzeo is the most analyzed lake both temporally and in the use of microfossils, in contrast, La Alberca lake has been evaluated with the lowest number of microfossils. Lake Cuitzeo is the one site that has been used for salt extraction from pre-Hispanic times to the present for economic purposes.

42.3 Introducción

La sedimentología es el estudio de los procesos de formación, transporte y deposición de materiales que se acumulan, como sedimentos, en ambientes

continentales y marinos (Nichols, 2009). Durante el transporte y la deposición de los sedimentos también se incorporan materiales inorgánicos (clásticos), orgánicos (materia orgánica) y biológicos (conchas, moluscos, frústulas de diatomeas) (Lowe y Walker, 2015). La procedencia puede ser de fuentes autigénicas (dentro del lago) y alogénicas (alrededor de la cuenca) (Israde-Alcántara et al., 2010). La extracción e interpretación de estos materiales puede permitir al investigador realizar una deducción sobre los procesos biológicos, climáticos y antrópicos que ocurrieron en el pasado.

Las cuencas lacustres son desarrolladas por movimientos tectónicos (o por la actividad volcánica (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) presenta numerosas cuencas lacustres donde preservan registros paleoclimáticos y paleovegetación (Metcalfe, 1997). En el sector centro y este del FVTM se han estudiado 22 sitios mediante núcleos de sedimentos usando marcadores biológicos y geoquímicos, en contraste al sector oeste donde hay pocos sitios estudiados (Castro-López *et al.*, 2024). Los registros sedimentarios son esenciales para obtener información rigurosa de los mecanismos de evolución de las cuencas lacustres del Cuaternario (Cohen, 2003).

Las cuencas Rio Lerma Santiago y La Piscina de Yuriria presentan alta diversidad biológica, geológica y climática (Rzedowski y Calderón de Rzedowski, 1987). Esta diversidad ha sido documentada desde el enfoque paleolimnológico, dando evidencia de la fragilidad de los ecosistemas naturales. El objetivo del capítulo es documentar los principales trabajos paleolimnológico y paleoecológico en la región. En el capítulo se considera el lago de Cuitzeo por su cercanía a las subcuencas para la presente revisión.

42.4 Generalidades

42.4.1 Ubicación

Las cuencas Río Solís-Salamanca y la Piscina de Yuriria (Figura 42.1) se encuentran localizadas en la parte central FVTM y en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (40,000 km^2), el cual alberga conos cineríticos, conos, domos y maares, las

rocas son de composición basálticas y andesitas (Hasenaka *et al.*, 1994). Las principales formas vegetales son el matorral xerófilo y el bosque tropical caducifolio distribuidas en laderas y colinas, el bosque de pino-encino se ubica en latitudes superiores de 2400 msnm (Rzedowski y Calderón de Rzedowski, 1987).

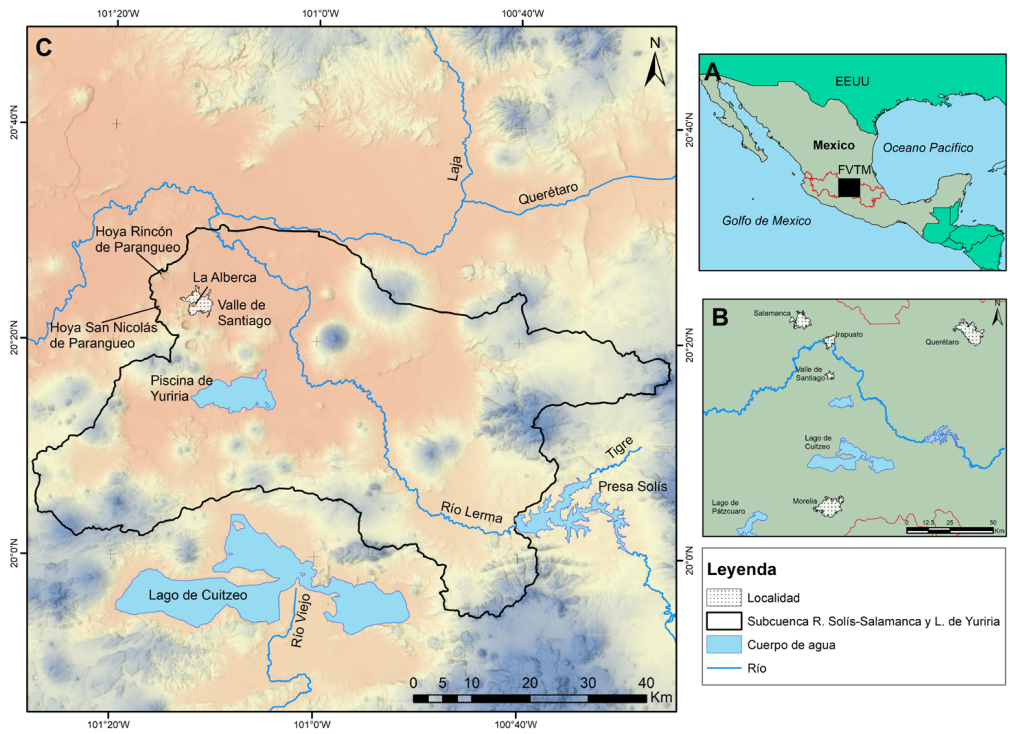


Figura 42.1. **A**) mapa de ubicación del área de estudio. **B**) La Faja Volcánica Transmexicana con los principales lagos y localidades. **C**) Las cuencas Río Solís-Salamanca y la Piscina de Yuriria. El mapa muestra el límite de las cuencas, los principales ríos y los lagos evaluados. Los polígonos de las subcuencas fueron tomados de INEGI (2010a, 2010b).

42.4.2 Estado del arte

Las primeras aproximaciones paleoambientales parten desde el enfoque arqueológico en la década de los 40´s en la Cuenca de México (Deevey, 1944) y en el lago de Pátzcuaro, en Michoacán, usando el polen y diatomeas como un marcador paleoambiental (Sears, 1952; Hutchinson *et al.*, 1956). Investigaciones formales son documentadas en el lago de Pátzcuaro, en Michoacán, alrededor de la década de los 80's, tomando como base el análisis de polen (Watts y Bradbury,

1982). Siete años después continúan en la Hoya de San Nicolás de Parangueo y la Piscina de Yuriria, en Guanajuato. El lago de Pátzcuaro ha sido estudiado a partir del análisis de polen, carbón, geoquímica y susceptibilidad magnética (Metcalfe *et al.*, 1989). El lago de Cuitzeo, en Michoacán, se ha evaluado usando diatomeas, sedimentología (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Israde-Alcántara *et al.*, 2002), susceptibilidad magnética, análisis geoquímico y polen (Israde-Alcántara *et al.*, 2010). En la Piscina de Yuriria, en Guanajuato, usaron sedimentología, susceptibilidad magnética, isótopos estables, diatomeas y ostrácodos (Holmes *et al.*, 2016). En el cráter maar de Rincón de Parangueo y San Nicolás de Parangueo, en Guanajuato, emplearon estudios sedimentológicos, geoquímicos y polen (Kienel *et al.*, 2009; Park *et al.*, 2010; Domínguez-Vázquez *et al.*, 2019). En el cráter maar La Alberca, en Guanajuato, utilizaron marcadores sedimentológicos y geoquímicos (Kienel *et al.*, 2009; Wogau *et al.*, 2019).

El lago de Cuitzeo se ha estudiado con mayor rigurosidad, abarcando desde la época del Mioceno al reciente (120 ka) (Israde-Alcántara *et al.*, 2010). La Piscina de Yuriria es otro lago que se ha evaluado a detalle desde la época del Pleistoceno al reciente (30 ka) (Holmes *et al.*, 2016). En general, el objetivo de las investigaciones paleoambientales ha sido documentar el cambio en el clima, cambio en la vegetación y el impacto humano a corto y largo plazo.

42.5 Desarrollo del tema

42.5.1 Tipo de cuenca o plataforma

Las cuencas Río Solís-Salamanca y la Piscina de Yuriria tienen un área de 3,626 km^2 (Figura 42.2). El área se caracteriza por presentar una gran planicie (~1720 msnm) con algunas colinas y montañas intercaladas (Botero-Santa *et al.*, 2015).

Las cuencas se encuentran en la parte norte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (40,000 km^2) y en la parte central FVTM. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato se caracteriza porque alberga conos cineríticos, domos y maares (Hasenaka *et al.*, 1994). Esta área se caracteriza por presentar sistemas de fallas, *rift* que han modelado el paisaje.

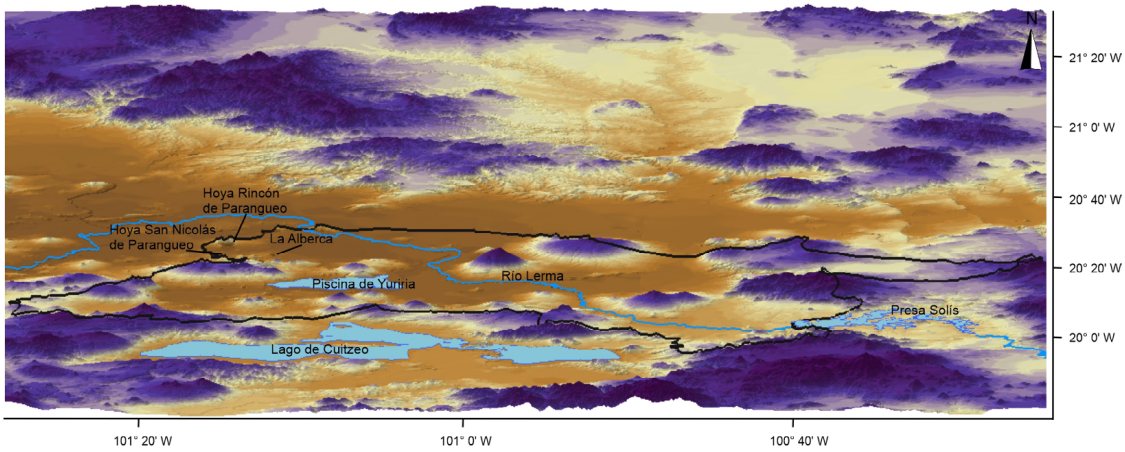


Figura 42.2. Modelo tridimensional de la subcuenca Río Solís-Salamanca y la Piscina de Yuriria. La Figura muestra los principales rasgos topográficos y los cuerpos lacustres.

Los lagos de México son el resultado de una serie de actividad tectónica y volcánica (Israde-Alcántara *et al.*, 2010). Los lagos tectónicos son desarrollados por movimiento de fallas normales (Figura 42.3A), las cuales promueven la subsidencia del terreno y favorecen la acumulación constante de agua y sedimentos (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). El sistema de falla normal de Morelia-Acambay con dirección E-W es un claro ejemplo de cómo la falla favorece el desarrollo del graben de Cuitzeo (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

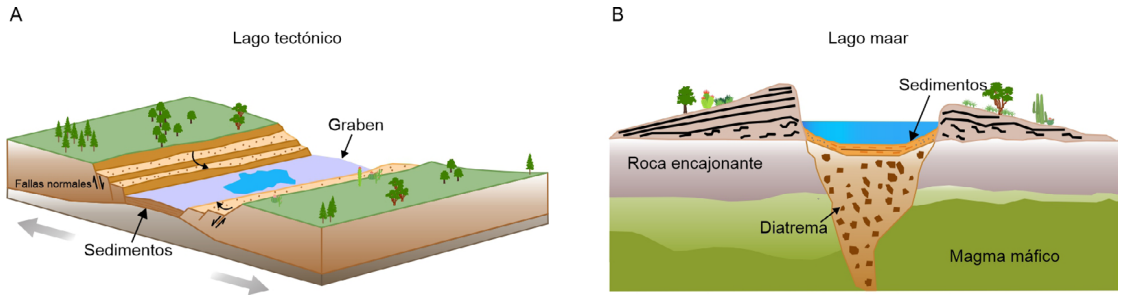


Figura 42.3. Representación de los tipos de cuerpos lacustres en la región. A) lago tectónico (modificado de Nichols, 2009). B) Lago maar (modificado de Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008).

Los lagos volcánicos son desarrollados en calderas y cráteres (maares) y la duración de los registros sedimentarios depende del momento en que cesó la actividad volcánica (Lowe y Walker, 2015). Los lagos maares son el resultado de una explosión freatomagmática donde la evolución del magma presenta contacto con una corriente de agua o nivel freático originando un cráter (Figura 42.3B), (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008). En la localidad de Valle de Santiago, Guanajuato, se han reconocido alrededor de 17 volcanes tipo maar (p. ej. La Alberca, la Hoya San Nicolas de Parangueo, la Hoya de Rincón de Parangueo, etc.) (Aranda-Gómez et. al., 2013). Los mares se encuentran distribuidos en una dirección NW-SE dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999), teniendo una edad de Plioceno al reciente (Uribe-Cinfuentes y Urrutia-Fucugauchi, 2006).

42.5.2 Sedimentología de los cuerpos lacustres

En los lagos se han tomado núcleos de sedimentos o trincheras para evaluar los cambios en el clima, cambios en la vegetación, actividad volcánica y actividad humana durante el Cuaternario. Por un lado, los núcleos de sedimentos se han extraído a una mayor profundidad (p. ej. el lago de Chalco) (Martínez-Abarca *et al.*, 2021), en contraste a las trincheras que pueden ir de unos cuantos de metros (Israde-Alcántara *et al.*, 2010). A menudo, la estratificación de los sedimentos de los lagos tectónicos puede tener un espesor superior a 10 cm (Vázquez-Castro *et al.*, 2017) en contraste con los lagos maares que pueden contener estratos, láminas o varvas (Gohen, 2003).

Cuencas tectónicas:

En el lago de Cuitzeo se extrajo un núcleo de sedimento de 27.4 m de longitud con una edad de 120 ka (Israde-Alcántara *et al.*, 2002; Israde-Alcántara *et al.*, 2010). La sedimentación está compuesta principalmente por arcillas, seguido de limos, limo-arenosos, diatomitas y cenizas volcánicas. Las cenizas volcánicas son observadas entre 4.7 a 5.48 m y entre 25 a 25.20 m de la profundidad. Los colores de los sedimentos son de gris a gris verdoso. En la descripción

sedimentológica se observó un hiatus (no se depositan sedimentos por una alta erosión) alrededor de 2 m a 2.5 m de profundidad (entre 8 a 17.6 ka).

Cuencas volcánicas:

En el lago maar La Alberca y Rincón de Parangueo ubicados en Valle de Santiago, Guanajuato, se extrajo un núcleo de sedimento de 40.5 y 106 cm (Kienel *et al.*, 2009). Los sedimentos, en los dos sitios, presentan una estratificación conocida como varvas. El sueco Gerald De Geer (1912) fue el pionero en describir los depósitos de láminas de arcilla varada en lagos glaciares, sugiriendo que las varvas representan un ciclo de deposición anual (Lamoureux, 2001). Las varvas consisten en sedimentos en pares de color y un grosor de ~2-5 mm (Lamoureux, 2001; Lowe y Walker, 2015). La diferencia de coloración es por las diferencias estacionales de los procesos de deposición.

En el maar La Alberca, las varvas fueron observadas los primeros 12 cm del núcleo de 40.5 cm de longitud y en la Hoya de Rincón de Parangueo entre 57.6 y 75 cm del núcleo de 106 cm de longitud (Kienel *et al.*, 2009). Las varvas presentan alternancia de color negro a marrón a beige claro a oliva. Las láminas negras están compuestas principalmente por limos, arcillas, materia orgánica y materiales clástico (plagioclasa y cuarzo). Las láminas claras son de barro micrítico carbonatico (aragonita, monohidrocalcita e hidromagnesita). De acuerdo con Kienel *et al.* (2009) las varvas son desarrolladas por la alta evaporación, limitadas lluvias en invierno y primavera precipitándose carbonatos, mientras las lluvias de verano incrementan la materia orgánica, materiales clásticos y detritos orgánicos finos. Las varvas en La Alberca varían entre 0.05 a 9.30 mm de grosor (media de 2.23 mm) y en la Hoya de Rincón de Parangueo entre 0.55 a 4.40 mm (media de 1.43 mm). En La Alberca se observaron niveles de tefra con un grosor entre 1 mm a 2.5 mm.

Otros dos núcleos extraídos en La Alberca se colectaron en la zona distal y proximal del lago con una longitud de 6.39 y 8.69 m (Wogau et al., 2019) y otro núcleo de 11 m (Castro-López, 2010). La composición de los sedimentos en los núcleos es de limos y arcillas con alto contenido de materia orgánica, remanentes de

plantas y partículas de carbón. En los sedimentos se observan alta cantidad de láminas (<1 mm) con alternancia de color negro a blanco y bandas de sedimentos (entre 5 a 10 cm) (Figura 42.4). Las láminas de color negro están compuestas por cristales de cuarzo, plagioclasas, piroxeno, pirita, cristales de carbonato, fragmento de vidrio y líticos volcánicos (Wogau *et al.*, 2019). Las láminas de color blanco están compuestas por cristales de aragonita y calcita con un grosor máximo de 10 mm. Tres niveles de cenizas fueron observados entre 7.84 a 7.85 m, 3.35 a 3.36 m y 1.65 a 1.66 m con pequeños fragmentos de pómez, plagioclasa y líticos de composición intermedia (Castro-López, 2010). Las láminas presentaron deformaciones ligeras a los 5.7, 5, 4.3, 3.2 y 1.8 m. Un posible slumps fue documentado a ~1.5 m con un grosor de ~3 cm.

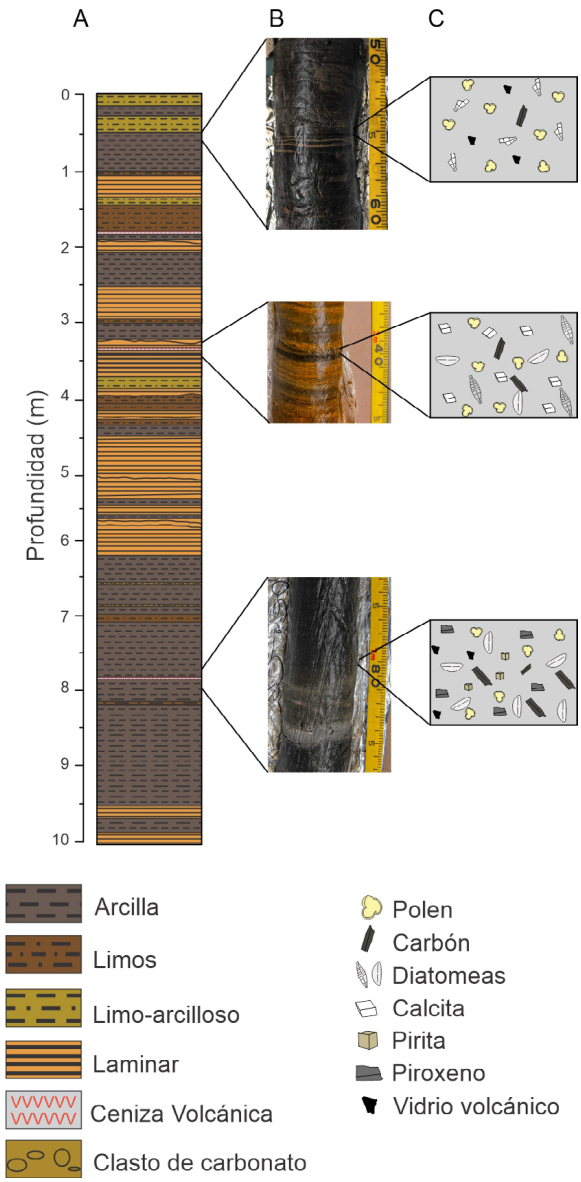


Figura 42.4. A) estratigrafía de la secuencia sedimentaria del maar La Alberca en Valle de Santiago, Guanajuato (modificado de Castro-López, 2010). B) las fotografías muestran el color y el grosor de las láminas. C) representación esquemática de los principales componentes biológicos y minerales.

En el maar de la Hoya de San Nicolás de Parangueo y la Hoya de Rincón de Parangueo se tomó un núcleo de ~5 m y 12.20 m de profundidad con edad de aproximadamente 11.6 ka y 9.5 ka (Park *et al.*, 2010). En los sedimentos se observan bandas de limos, laminas finas de limos y arcillas. El color de los sedimentos alterna entre gris obscuro a azul y después cambia a oliva entre 5.15–4.15 m. De 4.15–2.20 m se encuentran sedimentos de color verde oliva, para posteriormente cambiar a café obscuro (2.20–1.90 m). Cinco niveles de tefras se documentaron con un groso de 1 a 3 mm (a los 1.11, 1.79, 2.05, 2.85 y 3.15 m, entre 7 ka a 1.5 ka).

En la Hoya de Rincón de Parangueo es parcialmente laminado con una sección homogénea (11.20–11.70 m). Las secciones laminadas se encuentran alternadas entre color obscuro a claro (Park *et al.*, 2010). Las láminas obscuras están compuestas de materia orgánica (limos y arcillas), detritos clásticos de limo y arcilla. Las láminas de color claro están compuestas por carbonatos. Seis capas de tefras (dos láminas de tefras entre 9-8 ka y el resto entre 3 a 1.5 ka) y presencia de tubiditas (entre 0-44 cm) fueron observadas en el núcleo.

En la Piscina de Yuriria se extrajo dos núcleos de sedimentos con una longitud de 4 m y 14.3 m abarcando los 30 ka (Holmes *et al.*, 2016). Los sedimentos están compuestos por *Gyttja*. *Gyttja* (nombre derivado del sueco) es un tipo de sedimento de material no consolidado rico en materia orgánica, material húmico, fragmentos de plantas, diatomeas, entre otras algas, ésta es desarrollada en condiciones de oxigenación (Cohen, 2003), características de lagos eutróficos ricos en minerales y alta productividad orgánica (Lowe y Walker, 2015). En la base del núcleo de sedimento, la coloración de *Gyttja* es café rojizo-café (alrededor de 30 a 22 ka), café ligero entre 22 a 18 ka y café-gris entre 16 a 11 ka. En la cima del núcleo predomina *Gyttja* de color café (7-presente). En la base del núcleo se observan capas de arenas entre 26, 19.9 y 8.3 ka.

42.5.3 Contenido paleontológico

den obtener una gran cantidad de macrofósiles y microfósiles que son transportados y depositados a lo largo del tiempo (Figura 42.5). Los macrofósiles incluyen esqueletos de vertebrados, pequeños remanentes de plantas, restos de carbón,

hojas, trozos de madera que se pueden identificar a simple vista o usando una lupa de bajo aumento (X40) (Lowe y Walker, 2015). Por otro lado, los microfósiles son de tamaño microscópico (<1 mm) como esporas, polen, dinoflagelados, foraminíferos, ostrácodos, diatomeas, carbón, escamas, fitolitos, etc. (Lowe y Walker, 2015; Gío Argaez, 2024) la observación de los microfósiles es a través de un microscopio óptico con un aumento de X400 o X1000. A menudo, una muestra representativa (0.5 o 1 cm^3) es extraída de los sedimentos a diferentes intervalos del núcleo, para posteriormente aplicar diferentes metodologías para la extracción de los microfósiles (Bennett *et al.*, 2002).

En los sedimentos presentan un alto contenido de microfósiles y el número de microfósiles puede varían a lo largo del núcleo, siendo remplazados por otras especies o, por el contrario, limitados por la presencia facies arenosas en los sedimentos (Israde-Alcántara *et al.*, 2010).

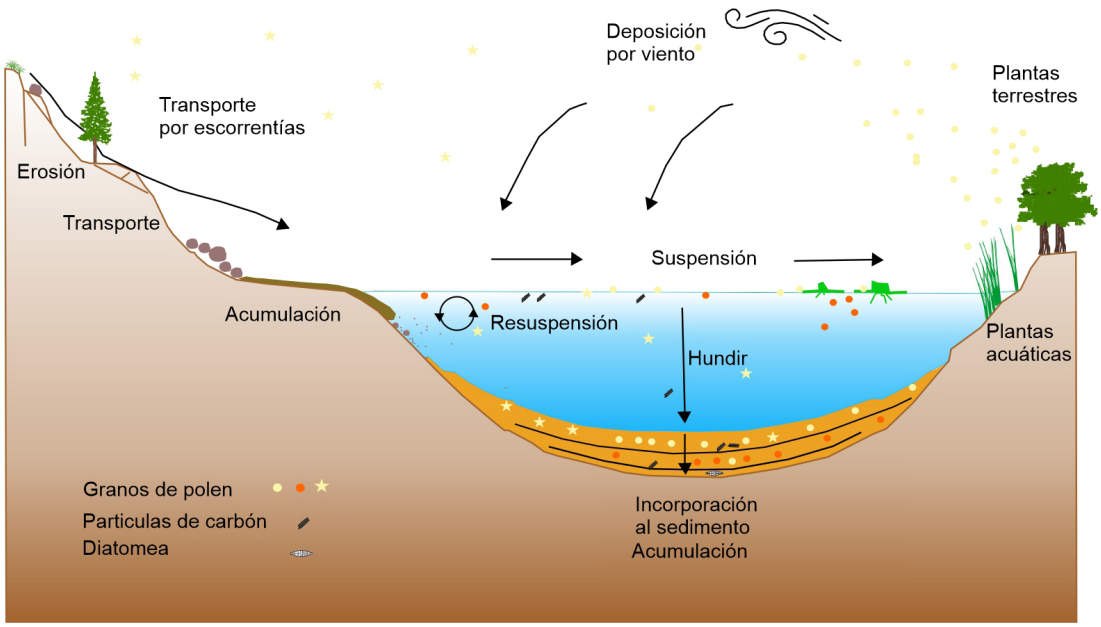


Figura 42.5. Procesos sedimentológicos y biológicos en el lago (modificado de Lowe y Walker, 2015). Se presenta el transporte de los sedimentos, polen, carbón y la deposición en el fondo del lago.

Un núcleo de sedimento extraído en el depocentro del lago de Cuitzeo reporta alta abundancia de microfósiles durante los últimos 42 ka. Diatomeas como *Staurosira* spp. (ticoplactónica) dominaron la secuencia desde la base hasta

~17.6 ka y *Discotella meneghiniana* (platónica) dominaron después de 8 ka. *Asteraceae, Ambrosia, Cheno-Amaranthace, Pinus, Quercus, Alnus* y *Poaceae* fueron los taxa de polen dominante en la secuencia. Las algas más comunes fueron *Pediastrum* y *Batryococcus.* Las esporas de helechos también fueron recurrentes en la secuencia. La presencia de partículas de carbón fue observada en cuatro trincheras en la zona proximal del lago. Estas trincheras realizadas en la parte norte del lago los registros de polen y diatomeas fueron escasos asociados a una intensa erosión que no permitió la preservación de los microfósiles (Israde-Alcántara et al., 2010). En una secuencia lacustre al norte del lago se reportaron molares de tres roedores de los géneros de Sigmodon (Cervantes-Barriga *et al.*, 2021) y tres especies de caballos de los géneros Equus (Marín-Leyva *et al.*, 2016) con una edad pleistocénica.

En el núcleo de la Hoya San Nicolás de Parangueo y Hoya de Rincón de Parangueo se reportaron presencia de polen, esporas, carbón fósil y algas durante los últimos 11.6 y 10 ka respectivamente (Park *et al.*, 2010). El polen de *Pinus, Quercus, Alnus, Poaceae, Amaranthaceae, Asteraceae* y *Cyperaceae* fueron frecuentes en la secuencia. Mayor presencia de *Batryococcus* fue observado después de 4 ka y *Sporomiella* después de ~5.7 ka. Mayor recurrencia de polen de Zea mays (maíz) fue documentado después de 5.7 ka. En el núcleo de San Nicolás también se registraron niveles ricos de ostrácodos, pero no fueron identificados. Otro núcleo analizado en la Hoya de Rincón de Parangueo se documentaron alta concentración de polen (*Pinus, Abies, Quercus, Alnus, Liquidambar, Poaceae, Asteraceae* y *Cyperaceae*) y macrocarbón los últimos 22.6 ka (Domínguez-Vázquez *et al.*, 2019).

En el núcleo de La Alberca solo documentaron la presencia de polen de Zea mays y Amaranthaceae (amaranto) los últimos 6 ka (Wogau *et al.*, 2019). En la Piscina de Yuriria se reportaron ostrácodos y diatomeas los últimos 30 ka (Holmes *et al.*, 2016). *Limnocythere sappaensis* fue el ostrácodo más abundante y *Navicula halophila* fue el taxón más abundante de las diatomeas en la secuencia.

42.5.4 Evolución geológica y estructural

La FVTM es un arco continental del Neógeno de 1,000 km de largo ubicándose entre la latitud 18o a 21o N, se desarrolla sobre el margen sudoccidental de la placa Norte American y en el Sur por la subducción de la placa de Cocos y Rivera (Ferrari *et al.*, 2012). Esta subducción ha generado vulcanismo de este a oeste con más de 8,500 estructuras volcánicas en la FVTM (Macías y Arce, 2019). Las subcuencas se encuentran en la parte central de la FVTM y en la parte norte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato de 40,000 km^2, la cual alberga alrededor de 1,300 volcanes (Hasenaka *et al.*, 1994). Esta área está compuesta por el basamento del Mesozoico al norte y al sur por el terreno compuesto de Guerrero del Jurásico al Cretácico (Centeno-García *et al.*, 2011; Ferrari *et al.*, 2012). A escala regional, las cuencas presentan fallas normales (Figura 42.6), donde sobresalen el sistema de falla Morelia-Acambay con dirección E-W, la falla de Tzitzio-Valle de Santiago, la falla de Maravatío-Ciudad Hidalgo con una dirección NE-SW (Garduño-Monroy *et al.*, 2009) y la falla del Bajío con dirección NW-SE (Botero-Santa *et al.*, 2015). Estos sistemas de fallas están asociados con la formación de las depresiones de las cuencas lacustres como: Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatío y Acambay del Mioceno temprano (Garduño-Monroy *et al.*, 2009) y la cueca del Bajío desde el Eoceno al Mioceno (Botero-Santa *et al.*, 2015). Las subcuencas han experimentado procesos semejantes en el origen y evolución de las cuencas lacustres. El origen y evolución de las cuencas lacustres obedecen directamente a la evolución de las fallas geológicas predominantes y a la actividad volcánica en la región. Cuatro etapas evolutivas relacionadas con eventos tectónicos y volcánicos han causado cambios en la topografía de la cuenca de Cuitzeo (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). La primera ocurre en el Mioceno tardío con la conFiguración de pequeñas depresiones lacustres. La segunda etapa se produce en el Plioceno temprano con la reactivación de la falla con orientación NE-SO y la formación de la cuenca lacustre. La tercera y cuarta etapa ocurren durante el Cuaternario asociado con el basculamiento de bloques de la falla con dirección E-O que dieron resultado en el desplazamiento y restricción de la zona lacustre (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

La cuenca del Bajío es el resultado por la falla del Bajío con dirección NW-SE y la falla de Taxco-San Miguel de Allende con dirección N-S durante el Eoceno al

Mioceno (Botero *et al.*, 201). La actividad tectónica promueve el hundimiento y desarrolla el semigráben del Bajío. A partir del Mioceno la deformación en el terreno se concentra en la FVTM. Los maares se encuentran dentro de la cuenca del Bajío y se distribuyen a lo largo de un cinturón (con dirección NW-SE), aparentemente relacionado con un sistema de fallas regionales que se ha documentado en el sector centro-occidental de la FVTM (Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999). De acuerdo con el Servicio Geológico Mexicano, la cuenca está compuesta principalmente por rocas del Cuaternario con 1,718 km^2 (Figura 42.6) alrededor de 47 %, concentrándose en colinas, montañas y planicies. La superficie de las secuencias lacustres cubre 429 km^2 (12 %) en las planicies. Seguido por secuencias del Neógeno-Cuaternario con 831 km^2 (23 %) en planicies, las secuencias del Terciario y el Neógeno corresponden el 567 km^2 (16 %) y 439 km^2 (12 %) concentrándose en colinas y montañas.

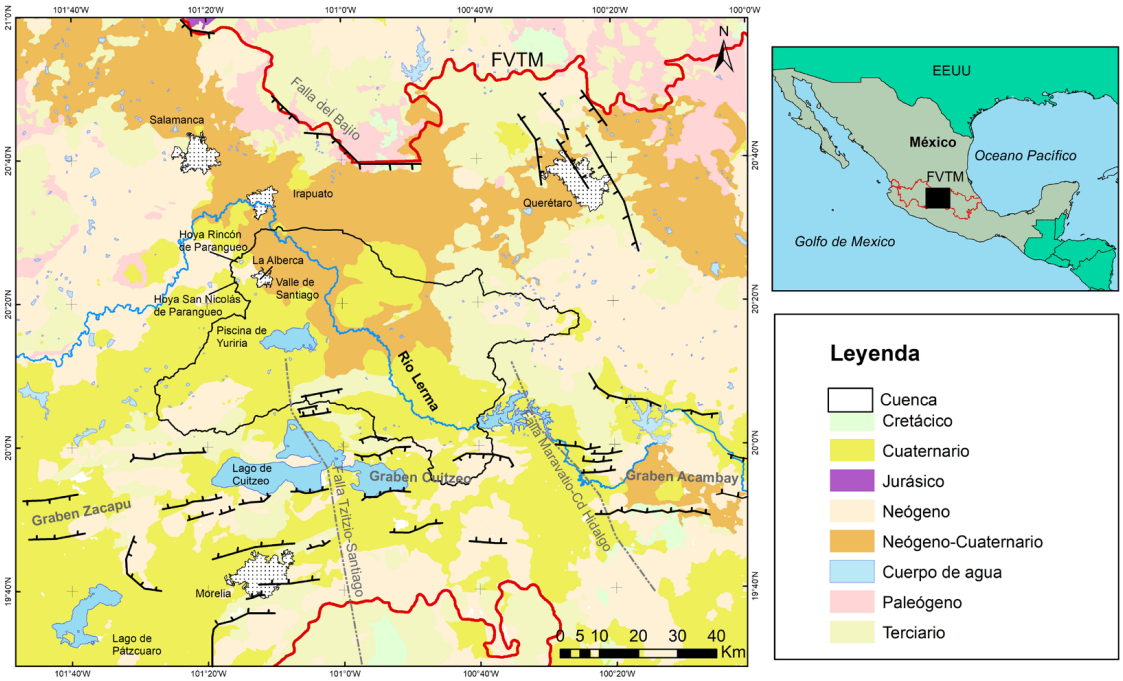


Figura 42.6. Mapa cronoestratigráfico (modificado del SGM, 1998, 1999) y las principales fallas normales en la región (modificado de Garduño-Monroy *et al.*, 2009) de las cuencas Río Solís-Salamanca y Piscina de Yuriria. En la leyenda se presenta la litología dentro y fuera de la subcuenca.

42.5.5 Mapa geológico de la cuenca

La subcuenca está compuesta principalmente por Andesita-Basalto con 1,676 km^2 (Figura 42.7), alrededor de 46 %, concentrándose en las colinas y montañas. La superficie de las secuencias lacustres cubre 429 km^2 (12 %) en las planicies. La Riolita y Toba riolita-Toba dacitica ocupan alrededor de 173 km^2 (5 %) y 136 km^2 (4 %) concentrándose principalmente en colinas y montañas. Los otros tipos de litologías en la cuenca ocupan una superficie inferior a 70 km^2 (<2 %) (SGM, 1998, 199).

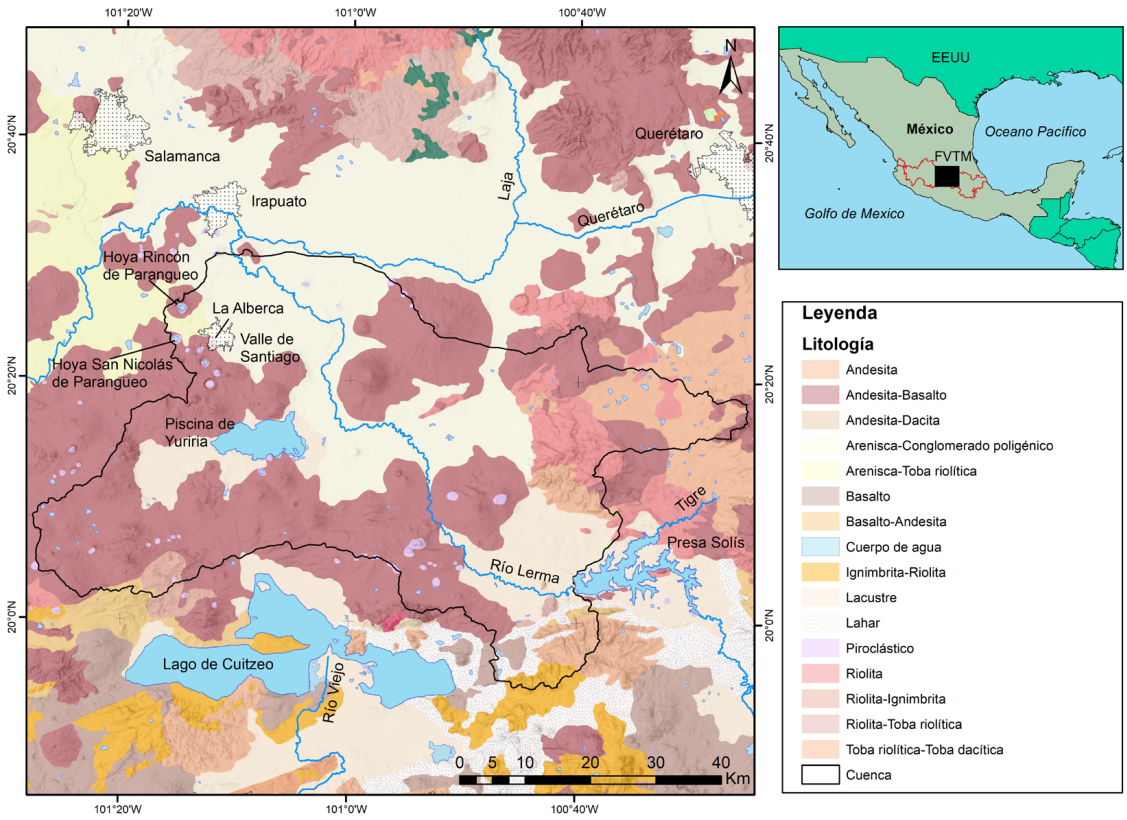


Figura 42.7. Mapa de la litología de las cuencas Río Solís-Salamanca-Piscina de Yuriria (modificado de SGM, 1998, 1999). En la leyenda sólo se presenta la litología dentro de la subcuenca.

42.6 Consideraciones económicas

Las consideraciones económicas en las cuencas lacustres se han centrado en la extracción de sal y la agricultura. La extracción de la sal, salitre y tequesquite en las orillas del lago de Cuitzeo (en la localidad Araró y Chucándiro) son constante desde tiempos prehispánicos hasta el presente (Williams, 2003). La extracción de sal en las localidades cercanas al lago a mediados del siglo XVI era comercializada a otras partes de México, para el consumo humano o como parte de pago de tributo. De acuerdo con Williams (2003) la extracción de sal se realizaba mediante la apilación de montículos o usando una estiladera para filtrar (lixiviación) el agua a través de la tierra salada. En el presente, la estiladera se sigue usando para la extracción de sal para el consumo humano.

En la Hoya de Rincón de Parangueo, San Nicolás de Parangueo y La Alberca solo hay evidencia de actividad agrícola en tiempos prehispánicos (Park *et al.*, 2010). Sin embargo, actualmente no hay evidencia de agricultura dentro de los cráteres. En otros maares como en la Hoya de Álvarez, Hoya Solís, Hoya Estrada y Hoya Blanca se practica la agricultura dentro de los cráteres, posiblemente, los sedimentos lacustres contienen alto contenido de nutrientes que posibilitan un adecuado desarrollo agrícola.

42.7 Conclusiones

El presente capítulo proporcionó una revisión minuciosa de los principales trabajos paleolimnológicos y paleoecológicos realizados en la subcuenca Rio Lerma Santiago y La Piscina de Yuriria. La cuenca lacustre de Cuitzeo fue desarrollada por la actividad de las fallas normales durante el Mioceno y la cuenca del Bajío durante el Eoceno al Mioceno. El maar La Hoya de Parangueo, San Nicolas de Parangueo, La Alberca y La Piscina de Yuriria fueron desarrolladas por las actividades volcánicas durante Plioceno al presente. Los tipos de sedimentos mostraron diferencias significativas en los lagos tectónicos y lagos volcánicos. En los lagos tectónicos se documentaron estatificación en estratos superior a 10 cm de grosor con una coloración de los sedimentos entre gris a verdoso. En los lagos volcánicos se observaron sedimentación tipo varvas, laminas (menor

a 1 mm) y *Gyttja* (superior a 10 cm) con una amplia diversidad de colores en los sedimentos (negro, blanco, café, gris y verde). El lago de Cuitzeo se ha evaluado con un mayor número de microfósiles (diatomeas, algas, esporas, helechos, polen y carbón) y a una mayor resolución temporal (120 ka). Por otro lado, el maar La Alberca se ha evaluado con el menor número de microfósiles. A escala regional, la composición de las rocas dominantes fueron andesita-basalto. El lago de Cuitzeo es el único sitio que se ha explotado sales desde tiempos prehispánicos al presente. Hasta el momento no hay registro de actividad de extracción de sales en los otros lagos. A pesar del enorme esfuerzo se necesita evaluar con mayor resolución los sedimentos para tener una mejor comprensión sobre los procesos ecológicos, los procesos de migración de las plantas y de las condiciones climáticas en el pasado.

42.8 Autoevaluación

Instrucciones. Lea atentamente cada una de las cuestiones siguientes y subraye la respuesta correcta.

1. ¿Cuál es el enfoque pionero en los estudios paleoambientales en México?

   a) geológico
   b) biológico
   c) arqueológico
   d) paleolimnológico

2. ¿Cuál es el marcador biológico más antiguo que se ha usado en México?

   a) polen
   b) diatomeas
   c) carbón
   d) fitolittos

3. ¿Cuál es el lago que se ha estudiado con mayor rigurosidad?

   a) Pátzcuaro
   b) Hoya de Rincón de Parangueo
   c) Cuitzeo
   d) Piscina de Yuriria

4. ¿Cuál es la característica principal del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato?

   a) volcanes monogenéticos
   b) volcanes plinianos
   c) domos y maares
   d) volcanes en escudo

5. ¿Cuál de las siguientes da origen a una cuenca lacustre?

   a) fallas inversas y levantamientos
   b) falla normal y vulcanismo
   c) levantamientos
   d) zonas de subducción

6. ¿Cómo se extrae o se recupera los sedimentos lacustres?

a) escarbando
b) trinchera
c) en pozos
d) núcleos y trincheras

7. ¿Cuál es la diferencia más representativa en la estratificación de los sedimentos en lagos tectónicos y volcánicos?

a) grosor
b) color
c) forma
d) textura

8. ¿A qué se conoce como hiatus?

a) no se deposita sedimentos
b) alto depósito de sedimentos
c) color de los sedimentos
d) textura de los sedimentos

9. ¿Qué son las varvas?

a) diferencia de textura en los sedimentos
b) sedimentación en pares
c) un tipo de color en los sedimentos
d) un tipo de estratificación de depósito anual

10. ¿Cómo es el origen de las varvas en La Alberca, Valle de Santiago, Guanajuato?

a) por la constante erosión en las lluvias de verano
b) por diferencia de lluvia anual
c) por limitadas lluvias en invierno-primavera y lluvias de verano
d) por lluvias intensas en invierno-primavera y limitadas lluvias de verano

11. ¿Las láminas obscuras en los sedimentos de La Alberca de que minerales están compuestos?

a) carbonatos
b) materia orgánica y barro micrítico
c) piroxeno, pirita y vidrio
d) clastos y carbonatos

12. ¿Las láminas de color blanco en los sedimentos de La Alberca de que minerales están compuestos?

a) aragonita y calcita
b) limos y arcillas
c) vidrio volcánico
d) tefras

13. ¿Cuáles de los siguientes sitios se han encontrado laminas en los sedimentos?

a) La Alberca y La Hoya de Parangueo
b) Cuitzeo
c) Piscina de Yuriria
d) Hoya de Rincón de Parangueo y San Nicolas de Parangueo

14. ¿A qué se refiere el termino *Gyttja*?

a) sedimentos ricos en minerales y macrofósiles
b) sedimentos consolidados de materia orgánico y material húmico
c) sedimentos no consolidados de materia orgánica y material húmico
d) sedimentos no consolidados de carbonatos y algas

15. Son los fósiles más comunes que se puede encontrar en los sedimentos lacustres

a) macrofósil
b) microfósil
c) megafósil
d) icnofósil

16. ¿Cuál es el tamaño de los microfósiles?

a) menor de 2.5 mm
b) entre 1 a 2.5 mm
c) mayor a 1 mm
d) menor a 1 mm

17. ¿Por qué son limitados los registros de diatomeas y polen en las trincheras de Cuitzeo?

a) no había
b) por una intensa erosión que no permitió la preservación
c) por falta de conocimiento de investigador
d) por una baja erosión que no permitió la preservación

18. ¿Qué lago se ha evaluado con menos contenido fosilífero?

a) La Alberca
b) Piscina de Yuriria
c) Cuitzeo
d) San Nicolás de Parangueo

19. El desarrollo de esta cuenca es el resultado de la actividad de la falla con dirección NW-SE y la falla Taxco-San Miguel de Allende N-S

a) Cuitzeo
b) Chapala
c) Bajío
d) Pátzcuaro

20. ¿Cuál es la principal consideración económicas en los cráteres maar?

a) extracción de sal
b) extracción de tequesquite
c) agricultura
d) ganadería

Respuestas a las preguntas de opción múltiple.

1.	c)	6.	d)	11.	c)	16.	d)
2.	a)	7.	a)	12.	a)	17.	b)
3.	c)	8.	a)	13.	a)	18.	a)
4.	c)	9.	d)	14.	c)	19.	c)
5.	b)	10.	c)	15.	b)	20.	c)

42.9 Bibliografía

Aranda-Gómez, J. J., Levresse, G., Pacheco Martínez, J., Ramos-Leal, A., Carrasco-Núñez, G., Chacón-Baca, E., González-Naranjo, G., Chávez-Cabello, G., Vega-González, M., Origel, G., Noyola-Medrano, C., y Noyola-Medrano, C. (2013). Active sinking at the bottom of the Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65*(1), 169–188.

Botero-Santa, P. A., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., López-Martínez, M., Levresse, G., Xu, S., y Ortega-Obregón, C. (2015). Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 32*(1), 84–98.

Bennett, K. D. y Willis, K. L. (2002). Pollen. En J. P. Smol, H. J. B. Birks, y W. M. Last (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators* (pp. 5–32). Kluwer Academic Publishers.

Cano-Cruz, M., y Carrasco-Núñez, G. (2008). Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25*(3), 549–564.

Castro-López, V. (2010). *Influencia climática y antropogénica sobre la vegetación durante el Holoceno en el Bajío Mexicano.* [Tesis de Maestría, posgrado en Geociencias y Planificación del Territorio]. Universidad Michoacana de San Nicolas de Hidalgo.

Castro-López, V., Rodríguez, L. J., y Vázquez-Castro, G. (2024). Pollen database as a tool for paleoclimate interpretation: the case of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Central México. En R. Guerreros-Arenas y E. Jiménez-Hidalgo (Eds.), Past environments of Mexico (pp. 439–465). Springer Geology, Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-031-51034-2_20

Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., y Gehrels, G. (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin 123,* 1776–1797. https://doi.org/10.1130/B30057.1

Cervantes-Barriga, R., Marín-Leyva, A. H., García-Zepeda, M. L., Ponce-Saavedra, J., Arroyo-Cabrales, J., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Monterrubio-Rico, T., y Cano-Camacho, H. (2021). Taxonomy, diet and geographical provenance of fossil species of Sigmodon from west central Mexico during the late Pleistocene. PalZ, 95, 145-161.

Cohen, A. S. (2003). Paleolimnology: the history and evolution of lake systems. *Oxford university press.*

Deevey, E. S. (1944). *Pollen analysis and Mexican Archaeology: An Attempt to apply the method. American Antiquity, 10*(2), 135–149.

De Geer, G. (1912). A Geochronology of the last 12 000years. Proceedings of the International Geological Congress, 241–253.

Domínguez-Vázquez, G., Osuna-Vallejo, V., Castro-López, V., Israde-Alcántara, I., y Bischoff, J. A. (2019). Changes in vegetation structure during the Pleistocene–Holocene transition in Guanajuato, central Mexico. *Vegetation History and Archaeobotany, 28*(1), 81–91. https://doi.org/10.1007/s00334-018-0685-8

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. Tectonophysics, 522–523, 122–149. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018

Gío Argáez, F. R., Martínez Villa, B. B., Nava Fernández X. A. y Zamora Pérez V. (2024). Microfossils as Proxies: Paleoecological and Paleoceanographic Indicators. En R. Guerreros-Arenas y E. Jiménez-Hidalgo (Eds.), *Past environments of Mexico* (pp. 7–30). Springer Geology, Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-031-51034-2_2

Garduño-Monroy, V. H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szynka-Ruk, E., Hernández-Madrigal, V. M., García-Zepeda, M. L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V. H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., y Chaparro, J. C. M. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. En *Geofísica Internacional* (Vol. 48, Número 3).

Hasenaka, T., Ban, M., y Granados, D. (1994). Contrasting volcanismo in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Shield volcanoes vs. cinder cones. *Geofísica Internacional, 33*(1), 125–138.

Holmes, J. A., Metcalfe, S. E., Jones, H. L., y Marshall, J. D. (2016). Climatic variability over the last 30 000 years recorded in La Piscina de Yuriria, a Central Mexican crater lake. *Journal of Quaternary Science, 31*(4), 310–324. https://doi.org/10.1002/jqs.2846

Hutchinson, G. E., Patrick, R. y Deevey E. S. (1956). Sediments of Lake Patzcuaro, Michoacán, Mexico. *Geologic Society American Bulletin 67*(11): 1491–1504

Israde-Alcántara, I., y Garduño-Monroy, V. H. (1999). Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western Mexico, Michoacán). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 151*(1–3), 209–227.

Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., y Ortega Murillo, R. (2002). Paleoambiente lacustre del cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiologia, 12*(1), 61–78.

Israde-Alcántara, I., Velázquez-Durán, R., Lozano-García, Ma. S., Bischoff, J., Domínguez-Vázquez, G., y Garduño-Monroy, V. H. (2010). Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 62*(3), 345–357.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010a). Red hidrográfica. Escala 1:50 000. Edición 2.0. Subcuenca hidrográfica RH12Gc L. De Yuriria. Cuenca L. de Pátzcuaro - Cuitzeo y L. de Yuriria. RH Lerma – Santiago. https://www.inegi.org.mx/temas/hidrografia/#descargas

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010b). Red hidrográfica. Escala 1:50 000. Edición 2.0. Subcuenca hidrográfica RH12Gb L. De Cuitzeo. Cuenca L. de Pátzcuaro - Cuitzeo y L.

de Yuriria. RH Lerma – Santiago. https://www.inegi.org.mx/temas/hidrografia/#descargas

Kienel, U., Bowen, S. W., Byrne, R., Park, J., Böhnel, H., Dulski, P., Luhr, J. F., Siebert, L., Haug, G. H., y Negendank, J. F. W. (2009). First lacustrine varve chronologies from Mexico: Impact of droughts, ENSO and human activity since AD 1840 as recorded in maar sediments from Valle de Santiago. *Journal of Paleolimnology, 42,* 587–609. https://doi.org/10.1007/s10933-009-9307-x

Lamoureux, S. (2001). Varve chronology techniques. En W. M. Last y J. P. Smol (Eds.), Tracking environmental change using lake sediments, Volume 1: basin analysis, coring, and chronological techniques, (pp. 247–260). Kluwer academic publishers.

Lowe, J. J., y Walker, M. (2015). Reconstructing quaternary environments. Routledge.

Marín-Leyva, A. H., Arroyo-Cabrales, J., García-Zepeda, M. L., Ponce-Saavedra, J., Schaaf, P., Pérez-Crespo, V. A., Morales-Puente, P., Cinfuegos-Alvarado, E., y Alberdi, M. T. (2016). Feeding ecology and habitat of Late Pleistocene Equus horses from west-central Mexico using carbon and oxygen isotopes variation. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33*(2), 157-169.

Macías, J. L., y Arce, J. L. (2019). Volcanic activity in Mexico during the Holocene. En: N. Torrescano-Valle, G. Islebe, P. Roy, (Eds.) The Holocene and anthropocene environmental history of Mexico. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-31719-5_8

Martínez-Abarca, L. R., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Chávez-Lara, C. M., Torres-Rodríguez, E., Caballero, M., Brown, E. T., Sosa-Nájera, S., Acosta-Noriega, C., y Sandoval-Ibarra, V. (2021). Environmental changes during MIS6-3 in the Basin of Mexico: A record of fire, lake productivity history and vegetation. *Journal of South American Earth Sciences, 109,* 103231. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103231

Metcalfe, S. E., Street-Perrott, F. A., Brown, R. B., Hales, P. E., Perrott, R. A., y Steininger, F. M. (1989). Late Holocene Human Impact on lake Basins in Central Mexico. *Geoarchaeology: An International Journal, 4*(2), 119–141.

Metcalfe, S. E. (1997). Palaeolimnological records of climate change in México - frustrating past, promising future? *Quaternary International, 43/44,* 111–116.

Nichols, G. (2009). Sedimentology and stratigraphy. John Wiley & Sons.

Park, J., Byrne, R., Böhnel, H., Garza, R. M., y Conserva, M. (2010). Holocene climate change and human impact, central Mexico: a record based on maar lake pollen and sediment chemistry. *Quaternary Science Reviews, 29*(5–6), 618–632. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.017

Rzedowski, J., y Calderón de Rzedowski, G. (1987). El Bosque tropical caducifolio de la región Mexicana del Bajío. *Trace, 12,* 12–21.

Servicio Geológico Mexicano. (1998). Carta geológico-minera Morelia E14-1. https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/#

Servicio Geológico Mexicano. (1999). Carta geológico-minera Querétaro F14-10. https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/#

Sears, P. B. (1952). Palynology in southern North America. I: Archeological horizons in the basins of Mexico. Bulletin of the Geological Society of America, 63(3), 241–254. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63 241:PISNAI 2.0.CO;2

Urrutia-Fucugauchi, J., y Uribe-Cifuentes, R. M. (1999). Lower-crustal xenoliths from the valle de santiago maar field, Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *International Geology Review, 41*(12), 1067–1081. https://doi.org/10.1080/00206819909465192

Uribe-Cinfuentes, R. M. y Urrutia-Fucugauchi, J. (2006). *Xenolitos y vulcanismo en la región de Valle de Santiago, Guanajuato-estudios paleomagnéticos y magnéticos de rocas.* [Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra]. Universidad Nacional Autónoma de México.

Vázquez C., G., Roy, P. D., Solis, B., Smith M., S. M., Blanco M., E., y Lozano-Santacruz, R. (2017). Holocene paleohydrology of the Etzatlán-Magdalena basin in western-central Mexico and evaluation of main atmospheric forcings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 487,* 149–157. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.08.029

Watts, W. A., y Bradbury, J. P. (1982). Paleoecological Studies at Lake Patzcuaro on the West-Central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research, 17(1),* 56–70. https://doi.org/10.1016/0033-5894(82)90045-X

Wogau, K. H., Arz, H. W., Böhnel, H. N., Nowaczyk, N. R., y Park, J. (2019). High resolution paleoclimate and paleoenvironmental reconstruction in the Northern Mesoamerican Frontier for Prehistory to Historical times. *Quaternary Science Reviews, 226,* 106001. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106001

Williams Martínez, E. (2003). La sal de la tierra: etnoarqueología de la producción salinera en el occidente de México. El colegio de Michoacán: Secretaría de Cultura del estado de Jalisco.



UNIDAD DE APOYO EDITORIAL

Las Cuencas Sedimentarias de México
y sus recursos naturales del subsuelo
Se publicó la primera edición electrónica de un ejemplar
(400 MB) en formato PDF en octubre de 2025,
en el repositorio de la Facultad de Ingeniería, UNAM,
Ciudad Universitaria, Ciudad de México. C.P. 04510

El diseño estuvo a cargo de la Unidad de Apoyo Editorial
de la Facultad de Ingeniería. Las familias tipográficas
utilizadas fueron Rubik para títulos y Source Serif Pro
para cuerpo de texto.