



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Propuesta de un capítulo sobre los
fundamentos de la geología de la
Sierra Madre Oriental**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Danna Lucero Huerta Herrera

ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

Dr. Enrique Alejandro González Torres



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2026



**PROTESTA UNIVERSITARIA DE INTEGRIDAD Y
HONESTIDAD ACADÉMICA Y PROFESIONAL
(Titulación con trabajo escrito)**



De conformidad con lo dispuesto en los artículos 87, fracción V, del Estatuto General, 68, primer párrafo, del Reglamento General de Estudios Universitarios y 26, fracción I, y 35 del Reglamento General de Exámenes, me comprometo en todo tiempo a honrar a la institución y a cumplir con los principios establecidos en el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente con los de integridad y honestidad académica.

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado PROPUESTA DE UN CAPITULO SOBRE LOS FUNDAMENTOS DE LA GEOLOGIA DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL que presenté para obtener el título de INGENIERA GEÓLOGO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

En consecuencia, acepto que la falta de cumplimiento de las disposiciones reglamentarias y normativas de la Universidad, en particular las ya referidas en el Código de Ética, llevará a la nulidad de los actos de carácter académico administrativo del proceso de titulación.

DANNA LUCERO HUERTA HERRERA
Número de cuenta: 421125320

**Propuesta de un capítulo sobre los fundamentos de
la geología de la Sierra Madre Oriental**

Agradecimientos

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que hicieron posible la realización de este trabajo.

En primer lugar, agradezco profundamente a mi familia, por su apoyo incondicional, paciencia y motivación constante. Su confianza ha sido un pilar fundamental para alcanzar esta meta.

Agradezco a mi asesor, por su guía, apoyo constante y valiosas observaciones a lo largo de este proceso. Su experiencia y dedicación fueron fundamentales para el desarrollo de este proyecto. Extiendo también mi agradecimiento a los sinodales, por el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo, así como por sus comentarios, observaciones y sugerencias, que contribuyeron a mejorar la calidad de este.

Asimismo, agradezco a mis profesores y profesoras, quienes a lo largo de mi formación académica compartieron sus conocimientos y despertaron en mí el interés por la geología.

También agradezco a Duna, por su compañía constante y por brindarme momentos de tranquilidad y ánimo durante el desarrollo de este trabajo.

Finalmente, agradezco a todas las instituciones y personas que contribuyeron directa o indirectamente en la realización de este trabajo.

Este trabajo se realizó dentro del marco del Proyecto PAPIME: PE111226, Elaboración de libro digital: los fundamentos de la Geología de México. “México a través del tiempo, un bosquejo a su evolución geológica”.

Contenido

Generalidades.....
Registro estratigráfico.....
Geología estructural.....
Evolución paleogeográfica.....
Edad de la deformación.....
Origen Tectónico del Orógeno Mexicano.....
Conclusiones.....
Yacimientos de interés.....
Referencias.....

Índice de figuras

Figura 1. Mapa de Norteamérica, características tectónicas y ubicación.	
Figura 2. Columna estratigráfica modificada.	
Figura 3. Columna estratigráfica general modificada.	
Figura 4. Distribución de secciones.	
Figura 5. Columnas estratigráficas de diferentes elementos paleogeográficos.	
Figura 6. Disgregación de Pangea.	
Figura 7. Paleogeografía de la apertura del Golfo de México.	
Figura 8. Distribución de facies litorales durante el Tithoniano, Barremiano y Albiano.	
Figura 9. Partes de un orógeno.	
Figura 10. Episodios de deformación.	
Figura 11. Modelo de propagación de la deformación en el MFBT.	
Figura 12. Teoría de cuña crítica.	
Figura 13. Evolución tectónica de México previa al desarrollo de la MFTB.	
Figura 14. Columnas Isla de Coahuila y Cuenca de Sabinas.	
Tabla 1. Tabla comparativa de edades de deformación propuestas por distintos autores.	
Actividad 1. Preguntas generales.	
Actividad 2. Completa la tabla.	
Actividad 4. Columnas estratigráficas.	

Resumen

La Sierra Madre Oriental (SMOr) constituye uno de los rasgos fisiográficos más relevantes de México. Sus dimensiones incluyen, una longitud aproximada de 2000 kilómetros, un ancho que varía entre 80 y 200 km y una altura promedio de 2,200 msnm.

Esta propuesta de capítulo sintetiza la geología de la SMOr, tanto su registro estratigráfico, características estructurales, paleogeografía y tectónica, que permiten explicar su evolución a través del tiempo. Esta síntesis se elaboró a partir de artículos clásicos de dicha región, así como de literatura actualizada.

Desde el punto de vista geológico, la Sierra Madre Oriental corresponde a la expresión fisiográfica de un cinturón de pliegues y cabalgaduras, el cual está constituido predominantemente por rocas mesozoicas. Este registro estratigráfico documenta la transición desde un contexto de rift asociado a la fragmentación de Pangea y la apertura del Golfo de México, que dieron origen a una variedad de ambientes de depósito marinos donde se formaron rocas carbonatadas, evaporitas, y detríticas durante el Jurásico Medio al Cretácico.

Posteriormente, desde finales del Cretácico hasta el Eoceno Medio las rocas sedimentarias fueron deformadas y exhumadas, procesos asociados a la acreción del gran Terreno Guerrero, al cierre de la Cuenca de Arperos y a la subducción de la Placa Farallón. En la SMOr se han reconocido distintas variaciones en el estilo estructural, desde tectónica de basamento (*thick-skinned*) hasta tectónica de cobertura (*thin-skinned*), controladas por la herencia estructural, la presencia de evaporitas y la paleogeografía.

Esta deformación ha sido tradicionalmente correlacionada, con los orógenos Sevier y Laramide en EUA. No obstante, estudios recientes proponen distinguirla como una entidad tectónica diferente bajo las denominaciones de Orogeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno o Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras; CMPC, (*Mexican Fold-Thrust Belt, MFTB* por sus siglas en inglés), enfatizando sus particularidades estructurales, cronológicas y magmáticas. En este contexto, el presente trabajo plantea una visión integradora que articula los procesos tectónicos locales con la evolución paleogeográfica regional y global, ofreciendo un punto de partida actualizado que contribuya a la enseñanza de la Geología de México y a una comprensión más profunda de la Sierra Madre Oriental.

Generalidades

Este trabajo se realizó dentro del marco del Proyecto PAPIME: PE111226, Elaboración de libro digital: los fundamentos de la Geología de México. "México a través del tiempo, un bosquejo a su evolución geológica", y consiste en elaborar bajo la perspectiva de una estudiante, un capítulo de dicho libro que introduzca a las y los alumna(o)s a la geología de una región de México.

Para la elaboración de este capítulo se realizó una revisión bibliográfica basada en artículos científicos arbitrados, libros especializados, capítulos de libros y publicaciones institucionales, priorizando fuentes actualizadas y de relevancia en el ámbito de la geología regional y la tectónica. Los criterios de selección incluyeron la pertinencia temática, la calidad académica, la vigencia de la información y su contribución a la comprensión de la evolución geológica de la Sierra Madre Oriental.

Este material de apoyo a la docencia busca contribuir a la enseñanza de la Geología de México mediante un texto que explica de forma clara y accesible la geología de la Sierra Madre Oriental. Asimismo, incorpora elementos conceptuales actualizados que facilitan la comprensión de los rasgos más relevantes y de la evolución geológica de esta región, con el propósito de que el lector adquiriera fundamentos sólidos que le permitan profundizar posteriormente en el tema.

Objetivo General

Ofrecer a los estudiantes, académicos y público en general una introducción a los fundamentos de la geología de nuestro país, en este caso particular de la Sierra Madre Oriental y su evolución geológica a través del tiempo.

Objetivos Específicos

Los objetivos específicos son sintetizar las características más relevantes del registro estratigráfico de esta región, elaborar mapas conceptuales que integren los procesos geológicos y tectónicos más relevantes, resaltar los principales rasgos paleogeográficos, relacionar la evolución de México con los procesos tectónicos globales, identificar las problemáticas geológicas aún no resueltas, y ofrecer referencias básicas sobre cada región.

Justificación

La importancia de este trabajo radica, en que actualmente no se encuentra disponible un libro actualizado sobre la Geología de México, en el cual se describan e introduzcan los rasgos más relevantes del marco geológico del país. Esta carencia se traduce en una dificultad conceptual para la comunidad estudiantil, particularmente en la comprensión integral de la evolución geológica y del contexto tectónico de regiones complejas como la Sierra Madre Oriental, cuyos procesos suelen abordarse de forma fragmentada o altamente especializada en la literatura existente.

Este material de apoyo a la docencia constituye un recurso complementario para la enseñanza de la Geología de México; pretende explicar en forma sencilla y actualizada la geología de la Sierra Madre Oriental, incorporando elementos ilustrativos que faciliten la comprensión de la historia geológica de esta región. Promoviendo que el lector adquiriera conocimientos sólidos que le permitan profundizar en el estudio del tema posteriormente.

Introducción

Antes de abordar la geología de la Sierra Madre Oriental, es importante distinguir entre algunos términos que suelen emplearse indistintamente pero que describen distintos conceptos. En este trabajo, la Sierra Madre Oriental se entiende, en primera instancia, como una provincia fisiográfica, es decir, una expresión del relieve caracterizada por un conjunto de sierras y valles con rasgos geomorfológicos definidos. Sin embargo, esta expresión superficial no es equivalente a una provincia geológica, la cual se define a partir de la distribución de litologías, estructuras y su evolución en el tiempo geológico. En este sentido, la Sierra Madre Oriental corresponde, a un sistema orogénico más amplio, referido como el Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras o el Orogeno Mexicano del Cretácico–Paleógeno. Esta distinción permite separar la expresión geomorfológica del relieve de los procesos tectónicos que le dieron origen, evitando ambigüedades en la interpretación.

La Sierra Madre Oriental (SMOr) es una provincia fisiográfica constituida por un conjunto de montañas, las cuales se distribuyen desde el Estado de Sonora, y se extienden a lo largo del oriente de México. Sus dimensiones incluyen, una longitud aproximada de 2000 kilómetros, un ancho que varía entre 80 y 200 km y una altura promedio de 2,200 msnm (Chávez-Cabello, 2016; Fitz et al., 2018; INEGI, 1983). Esta provincia colinda al norte con las de las sierras y llanuras de Coahuila, al oeste con la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central, al este con la Llanura Costera del Golfo, al sur es interrumpida su continuidad superficial por la Faja Volcánica Transmexicana, para continuar aflorando en los estados de Guerrero y Oaxaca (Figura 1. Fitz-Díaz et al., 2018; INEGI, 1983).

Desde el punto de vista geológico, esta provincia fisiográfica (Sierra Madre Oriental) corresponde a la expresión superficial del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (CMPC), por lo que su análisis implica considerar los procesos tectónicos y estructurales asociados a dicho orógeno.

El CMPC es la continuación al sur de la Cordillera de Norteamérica, la cual en conjunto tiene un origen complejo; que se ha asociado a diversos procesos de subducción y acreción de segmentos corticales durante el Mesozoico (Dickinson & Lawton, 2001; Fitz-Díaz et al., 2018). Es decir, esta provincia geológica se configuró a partir de múltiples eventos geológicos y tectónicos, los cuales controlan su diversidad litológica, estructural y su evolución deformacional. En este sentido, el relieve actual representa únicamente la expresión superficial del paisaje, mientras que la geología integra litologías, estructuras y los procesos de deformación que han dado origen a dicha configuración (Fitz-Díaz et al., 2018).

Esta provincia geológica, se constituye principalmente por rocas sedimentarias de origen marino del Jurásico Medio al Cretácico Superior, cuya formación se relaciona directamente con las transgresiones marinas desarrolladas durante el proceso de formación de la cuenca del Golfo de México. Actualmente estas secuencias se

encuentran intensamente deformadas, conformando estructuras de pliegues y cabalgaduras; las cuales son producto de varios eventos de deformación que se encuentran sobrepuestos.

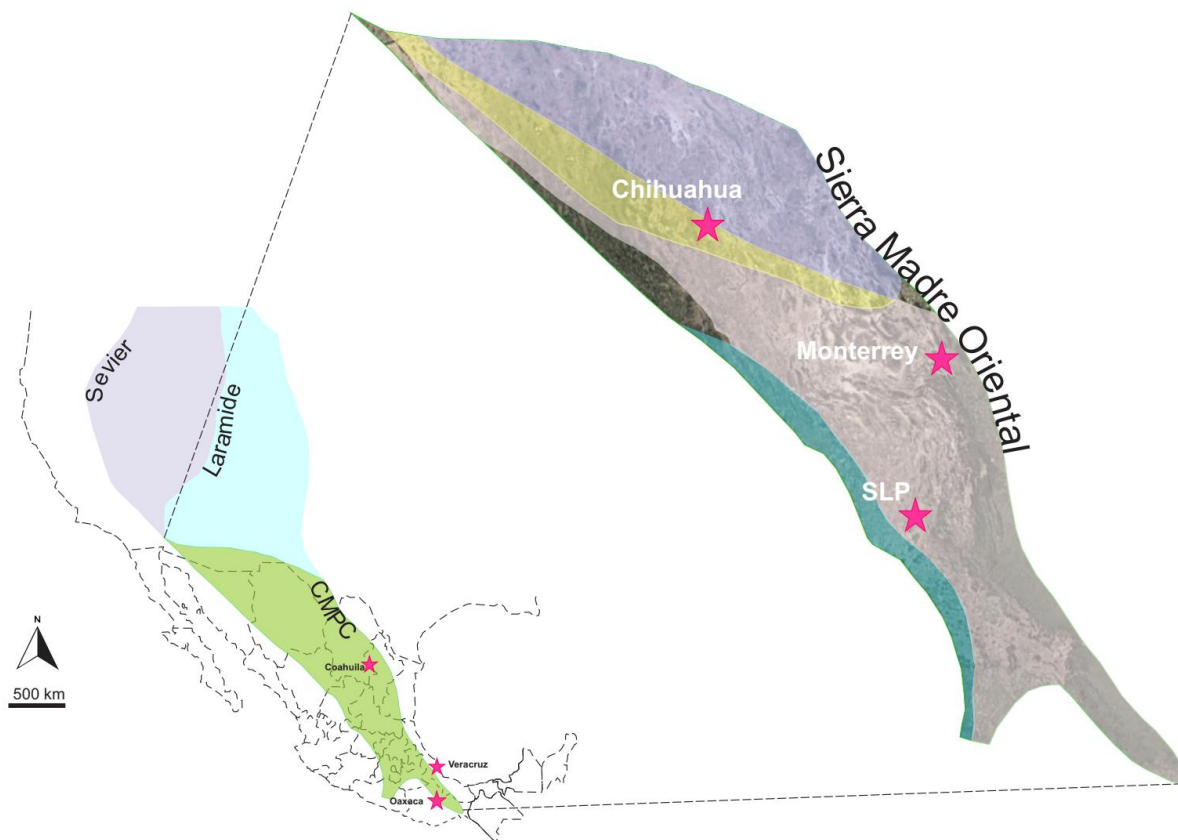


Figura 1. Mapa del suroeste de Norteamérica que muestra las principales características tectónicas y su ubicación. En rosa se encuentran las estructuras con dominio de tectónica de corteza, en amarillo se resalta el traslape entre el dominio de tectónica de corteza y cuencas invertidas, en lila se destacan las estructuras de cuencas invertidas, en azul se acentúa la sutura entre el Terreno Guerrero y la CMPC Modificada Fitz-Díaz et al., (2014, 2018). Imagen satelital obtenida de Google Earth (2025).

Orogenia Laramide es la denominación que se asignó tradicionalmente al proceso que deformó a las rocas de la Sierra Madre Oriental, la cual en México se desarrolló en el intervalo del Cretácico Tardío-Eoceno Temprano a través de varios eventos de deformación. Autores como Fitz-Díaz et al. (2018) proponen asignarle el nombre de “Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano” o simplemente “Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno”, ya que consideran que podría tratarse de un orógeno diferente al Laramide en Estados Unidos, debido principalmente a la presencia de magmatismo continuo durante la deformación; el cual está ausente en la Laramide.

El origen y la evolución del CMPC se puede agrupar en forma general dos grandes procesos geológicos: en primer término, al que dio origen a las secuencias de rocas sedimentarias marinas que la constituyen, principalmente las calizas, las cuales están asociadas a las transgresiones marinas formadas durante el proceso de apertura del

Golfo de México y a la paleogeografía interpretada para los diferentes intervalos de tiempo, la cual contribuyó a las diferentes variaciones de facies sedimentarias (Eguiluz et al., 2000; Goldhamer, 1999). El siguiente evento, corresponde a la deformación de las secuencias de rocas sedimentarias mencionadas, proceso que dio origen a pliegues y cabalgaduras, para su posterior exhumación; resultado de distintos episodios orogénicos, que varios autores han asociado a la subducción de la placa de Farallón, la cual controló la migración del magmatismo de arco hacia el interior del continente durante el Eoceno en los estados de Chihuahua, Texas, Coahuila, Zacatecas, Nuevo León e inclusive en Tamaulipas y de la acreción del Terreno Guerrero durante el Albiano-Cenomaniano (Fitz-Díaz et al., 2014; Martini et al., 2025 y Chávez-Cabello 2005).

Registro Estratigráfico

El análisis del registro estratigráfico nos permite reconstruir la historia de depósito y los cambios ambientales y/o tectónicos que dieron origen a las secuencias sedimentarias de la región.

El registro estratigráfico de la SMO_r se encuentra expresado por sucesiones rocosas que tienen una distribución espacial y temporal compleja. Este registro, está constituido principalmente por un conjunto de sucesiones que integran basamentos de distinta naturaleza y por unidades sedimentarias marinas que abarcan desde el Jurásico Medio hasta el Paleógeno. Estas litologías incluyen evaporitas, rocas clásticas y rocas calcáreas que registran una transición desde ambientes restringidos asociados a etapas iniciales de apertura y subsidencia (Jurásico Medio–Tardío), hacia plataformas carbonatadas someras y cuencas marinas más abiertas durante el Cretácico, vinculadas a la apertura del Golfo de México (figura 3). Posteriormente, durante el Cretácico Tardío–Paleógeno, estas unidades fueron afectadas por un contexto tectónico compresivo, que modificó la configuración paleogeográfica y estructural de la región.

En forma general los dos grandes eventos tectónicos que condicionaron el registro estratigráfico de la SMOr, son el proceso de rift asociado a la ruptura de la porción centro occidental de la Pangea, que originó la fragmentación de los diferentes bloques corticales que integraban el borde noroeste Peri-Gondwanico de este supercontinente; los cuales, corresponden a los diversos basamentos de la SMOr (Ramírez Fernández, J. A., & Jenchen, U., 2016). La posterior dispersión de dichos

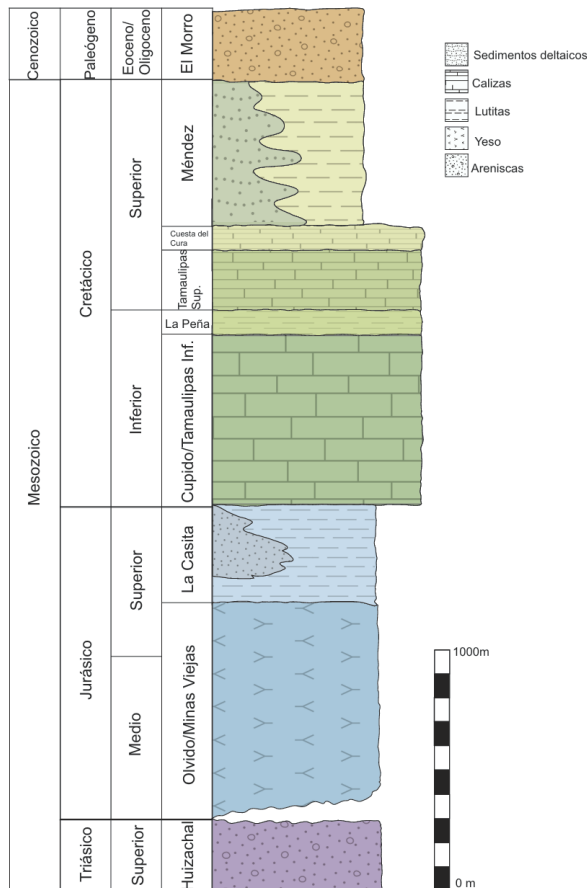


Figura 2. Columna estratigráfica del NE de México modificada de Michalzik, (1988) en Chávez-Cabello (2016).

bloques formó parte del proceso de la apertura de la cuenca del Golfo de México. Esta extensión, provocó la dispersión de bloques corticales se configuraron un conjunto a altos estructurales (*horst*) y depresiones tectónicas (*grabens*), que en combinación con la formación del Golfo de México se desarrollaron las transgresiones marinas, depositando distintas litologías como evaporitas, carbonatos y terrígenos que constituyen las secuencias de rocas sedimentarias que hoy son parte del Orógeno Mexicano (figura 3).

A las distintas sucesiones sedimentarias, se les ha asignado una denominación particular, dependiendo su edad, litología y su distribución en diferentes localidades; lo que frecuentemente complica entender la estratigrafía. Por lo anterior, se sugiere vincular la estratigrafía como resultado de las transgresiones marinas en una paleogeografía de altos y bajos estructurales, en donde las zonas con depresiones tectónicas eran invadidas por el mar en las primeras etapas, y

posteriormente los altos estructurales; causando que se originaran una amplia variedad de ambientes sedimentarios, los cuales se iban modificando conforme a que el nivel del mar incrementaba. En su última etapa, las sucesiones que conforman la SMOr son es resultado de las regresiones marinas asociadas al levantamiento de la porción occidental de México.

En ese contexto, el basamento de la SMOr; está constituido por los diferentes bloques corticales originados por el rompimiento de la Pangea, y la cobertura sedimentaria por

las sucesiones rocosas asociadas a las transgresiones marinas y posteriores regresiones (figura 3).

En forma simplificada el registro estratigráfico de la SMOr se describe a continuación:

El basamento de esta cadena montañosa aflora en diferentes lugares y tiene diversidad litológica y temporal. Los afloramientos de rocas más antiguas corresponden a rocas metamórficas de tipo orto y paragneises de edad precámbrica, con un rango de edad de ~1,000 millones de años, las cuales afloran en el cañón de la Peregrina, Tamaulipas, a las cuales se denominada Gneis Novillo, en la región de Molango, Hidalgo también afloran, se les conoce como Gneis Huiznopala y en Oaxaca forman parte del Complejo Oaxaqueño. Al agruparse el conjunto de las unidades anteriores, así como con otras secuencias de rocas metamórficas que no afloran y que se les conoce por los núcleos de roca de algunos pozos perforados, forman parte del denominado Microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

En la porción norte, la cobertura Paleozoica más antigua cubre al basamento, y ha sido denominada Grupo Tamatán, el cual está compuesto por estratos sedimentarios deformados; que, de acuerdo con la fauna fósil presente en estos estratos, indica una edad de depósito que abarca desde el Silúrico hasta el Pérmico (Suter, M., 1987 en Casas-Peña 2021), con un importante hiatus durante el Devónico (Casas-Peña, 2021). Este Grupo incluye rocas ígneas que forman flujos félsicos bandeados denominados Riolita Aserradero (Suter, M. 1987 en Casas-Peña, 2021); que de acuerdo con fechamientos en circones por el método U-Pb tienen una edad de 334 ± 34 Ma (Suter, M. 1987 en Casas-Peña, 2021); en consecuencia, se ha interpretado como parte de un arco magmático (Casas-Peña, 2021).

En otros sectores la cobertura sedimentaria de la SMOr sobreyace al denominado Bloque Tamaulipas, constituido por una serie de granitoides con edades Pérmico-Triásicas (287–232 Ma) (Ramírez Fernández, J. A., & Jenchen, U., 2016), que se extienden en dirección noroeste-sureste a lo largo de todo México, emplazados en múltiples límites de bloques corticales que forman parte de la amalgamación de las rocas más antiguas del norte y oriente de México en tiempos Pre-Pérmicos (Torres et al., 1999 en Chávez-Cabello, 2016) (Ramírez Fernández, J. A., & Jenchen, U., 2016).

En otros sectores se han reportado esquistos de edad Preoxfordiana, esparcidos en la región transpaís. A la SMOr también le subyacen discordantemente sedimentos marinos del Paleozoico como la Formación Tuzancoa. Finalmente, se han reportado afloramientos de rocas plutónicas granodioríticas del Permo-Triásico, generadas en ambiente de arco magmático, producto de la subducción de la placa Farallón bajo el margen occidental de Pangea (Chávez-Cabello, 2016).

El intervalo del Triásico está representado por rocas sedimentarias marinas de la Formación Zacatecas. Además, de la presencia de rocas sedimentarias de origen continental que han sido denominadas en forma general como Grupo Huizachal (figura 2), las cuales atestiguan los depósitos en las depresiones tectónicas de

sucesiones predominantemente conglomeráticas formadas en la etapa de rift continental durante el rompimiento de la Pangea.

En el Jurásico Temprano se formó la Formación Huayacocotla, que representa el registro marino más antiguo de la SMOr. Además, en varias localidades afloran sucesiones volcánicas y volcanoclásticas que se han denominado Formación Nazas, que sobreyacen a las rocas triásicas, o en algunos casos a unidades más antiguas.

Algunos autores, consideraron a la Formación Nazas como un volcanismo Jurásico de arco establecido a lo largo de la margen continental activa del oeste de Norte América y enfatizan que la edad del volcanismo de este arco se restringe sólo al Jurásico Temprano a Medio (Bartolini et al., 1999 en Barboza-Gudiño et al., 2014). Existen trabajos que reportan que algunas de esas sucesiones volcánicas presentan características geoquímicas típicas de magmas de arco continental (Zavala-Monsiváis et al., 2012).

En estudios recientes; se ha argumentado que, estas rocas volcánicas jurásicas se formaron en el contexto tectónico de un rift continental, proceso asociado a la apertura del Golfo de México. Desde esta perspectiva de Parolari et al., (2021) y Busby y Centeno-García (2022), la denominan Provincia Nazas; por lo que, no representan un arco volcánico, sino más bien constituyen las primeras fases de un sistema de rift.

Durante el Jurásico Medio-Cretácico se formaron secuencias marinas constituidas por evaporitas, como la Formación Minas Viejas y otras rocas carbonatadas, las cuales registran la transición desde ambientes continentales restringidos hasta plataformas someras y cuencas marinas profundas. Los primeros depósitos marinos corresponden a grandes acumulaciones de evaporitas, formadas durante el Calloviano en el naciente Golfo de México, principalmente conocidas como "Sal Wemer-Louann" (Oivanki, 1974 en Chávez-Cabello, 2016), que representan los primeros estadios de inundación marina bajo condiciones restringidas.

A medida que las transgresiones marinas avanzaron, los ambientes evolucionaron progresivamente a diversas facies carbonatadas y clásticas, evidenciando que este proceso se sostuvo a lo largo del Jurásico en el Oriente de México; Fm Minas Viejas y Olvido; (Goldhammer y Johnson, 2001 en Chávez-Cabello, 2016). En el Cretácico Temprano predominaron las plataformas carbonatadas, registradas como las Formaciones Cupido; Barremiano - Aptiano; y Aurora; Albiano (Chávez-Cabello, 2016), compuestas principalmente por calizas y margas.

La sedimentación durante el Cretácico Tardío cambió de facies; dando lugar al depósito de lutitas y carbonatos de agua somera, como la Formación San Felipe, que incluye; además, la presencia de sedimentos clásticos y cenizas volcánicas, indicando un levantamiento regional y un aumento de la actividad tectónica (figura 3, Chávez-Cabello, 2016).

Posteriormente, el Paleógeno estuvo dominado por la sedimentación clástica que dio origen a lutitas y areniscas provenientes de ambientes deltaicos y costeros, lo cual marca el inicio de las regresiones marinas y la sedimentación sinorogénica

relacionada con la deformación de Laramide (Chávez-Cabello, 2016). Sin embargo, en lugares como la Sierra de San Carlos-Cruillas; estas secuencias, son dominadas por calizas, margas y lutitas; las cuales, se ven interrumpidas por rocas ígneas; como, por ejemplo, monzodioritas, gabros, sienitas, sienitas nefelínicas, basanitas, basaltos y lamprófidos alcalinos. (Ramírez-Fernández et al., 2023)

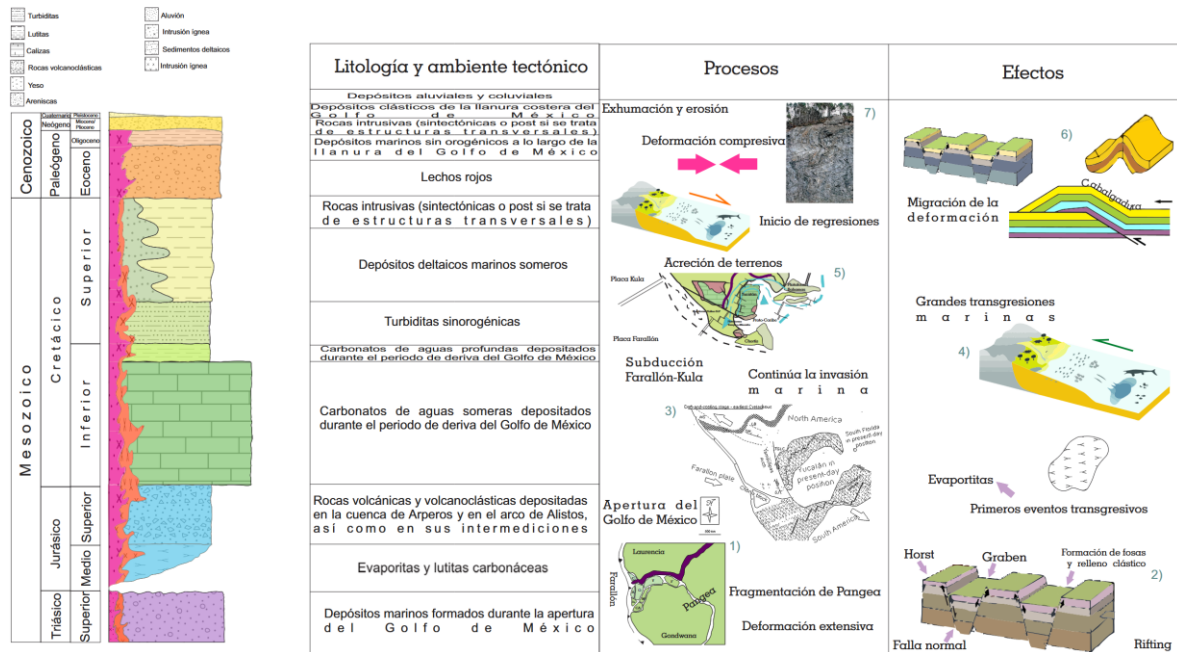


Figura 3. Columna estratigráfica general modificada de Fitz-Díaz et al., (2018) asociada a procesos tectónicos globales y sus efectos. Imágenes obtenidas y modificadas de: 1) y 3) Martini y Ortega-Gutiérrez (2018), 2) Weaver, L. (2024), 4) y 5) Blanco-Ferrera et al., (2019), 6) U.S. Geological Survey [dominio público], Casas-Peña (2016) y 7) Wikipedia (2020).

Geología estructural

¿Qué factores controlaron la diversidad estructural del CMPC?

La Sierra Madre Oriental y en un sentido más amplio el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, constituye una de las principales provincias estructurales de México, resultado de la interacción entre la apertura del Golfo de México y la posterior convergencia litosférica Mesozoico–Cenozoica (Padilla y Sánchez, 1985; Fitz-Díaz et al., 2018). Su evolución registra una compleja historia de deformación compresiva, migración orogénica y exhumación diferencial controlada por factores litológicos, paleogeográficos y termomecánicos.

En general, el Orógeno Mexicano exhibe una notable diversidad estructural, que incluye cabalgaduras (Saliente de Monterrey), sistemas imbricados (Cuenca de Parras), pliegues asociados a fallas, así como pliegues tipo chevron (Zimapán), duplex, estructuras de tectónica de corteza y, localmente, estructuras de tectónica de

basamento (Cuenca de Chihuahua), así como cuencas invertidas (Cuenca de Sabinas). La diversidad estructural está asociada a varios factores como: a) variaciones laterales y verticales de facies-composición de las rocas (figura 5), debido a que cada tipo de roca tiene una competencia estructural diferente b) cambios en el espesor de las columnas de sedimentos deformados, c) variaciones en la dirección de acortamiento regional-geometría de la cuenca, d) variaciones en el porcentaje de acortamiento tectónico, y e) ocurrencia de más de un evento o fase de deformación (Chávez-Cabello, 2016, Fitz et al., 2018).

Dentro de la Sierra Madre Oriental, existen variaciones importantes del tipo de litologías que se encuentran deformadas y sus respectivos espesores, así como por la existencia o ausencia de rocas evaporíticas (las cuales son poco competentes), algunas de las cuales se ubican en la base de las secuencias sedimentarias, así que los estilos estructurales están principalmente controlados por este motivo (Padilla y Sánchez, 1985). Por otra parte, por ejemplo, para el desarrollo de la saliente de Monterrey-Villagrán, se interpreta que influyeron de manera significativa la existencia de altos de basamentos y las variaciones en la geometría de las cuencas locales (Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz et al., 2000; Marrett y Aranda García, 1999; Torres Ramos, 2011 en Chávez-Cabello, 2016).

Asimismo, existen diferencias en el acortamiento tectónico de la SMO con un máximo de 50% en sus extremos NO y SE en sectores como San Pedro del Gallo y Hueyacocotla (figura 4) frente a un promedio de 33% en su parte central (Eguiluz de Antuñano et al., 2000); este factor no parece ser determinante en la variación de los estilos de deformación (Chávez-Cabello, 2016). Por otro lado, en el artículo de Fitz-Díaz et al. (2018), se reporta un máximo acortamiento superior al 70% en la sección C-C' y D-D' (figura 4), mientras que en la Cuenca de Sabinas los valores descienden a menos del 15%, valor que coincide con lo presentado por Eguiluz de Antuñano et al., para la misma cuenca.

La presencia de evaporitas oxfordianas y cretácicas (Formaciones El Olvido, Guaxcamá y La Virgen) actuaron durante la deformación como niveles de despegue, facilitando el deslizamiento de la cobertura sedimentaria (Eguiluz de Antuñano et al., 2000). Como resultado, en las zonas donde estas unidades están presentes, el acortamiento total es menor (<35%), ya que la deformación se acomoda mediante el desacople entre la cobertura y el basamento. En contraste, en ausencia de evaporitas, la deformación involucra un mayor acoplamiento mecánico, lo que se traduce en valores de acortamiento superiores al 40% (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Además, las variaciones de espesor y las facies sedimentarias controlaron la respuesta mecánica durante la deformación. Las plataformas carbonatadas (Cupido, El Abra) y las cuencas profundas; Tamaulipas Inferior; mostraron comportamientos diferentes. Los bloques paleogeográficos altos; como la Isla de Coahuila (figura 5 y 14) y la Península de Tamaulipas; influyeron en la distribución de facies y la localización de despegues (Padilla y Sánchez, 1985).

Es importante resaltar que la deformación ocurrió bajo condiciones de una carga litostática significativa, como lo sugiere la presencia de esquistosidad y crucero o zona de cizalla en algunos sectores (Gray et al., 1997 in Eguiluz de Antuñano et al., 2000). La profundidad de sepultamiento superó los 1,500 m en muchas áreas, favoreciendo la ductilidad de las evaporitas (Eguiluz de Antuñano et al., 2000). Sin embargo, de acuerdo con Cuellar et al., (2012): “La deformación es compatible con el dominio frágil de la corteza, por debajo de la facies metamórfica de esquistos verdes, a profundidades menores o cercanas a los 5 km y que son sugeridas por las texturas y estructuras quebradizas, pliegues *chevron* y pliegues paralelos observados en las unidades aflorantes.

En las diferentes regiones de la SMO se han reconocido distintos estilos estructurales en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, que se han agrupado por sus características los cuales se describen a continuación (Eguiluz et al., 2000; Fitz, et al., 2018):

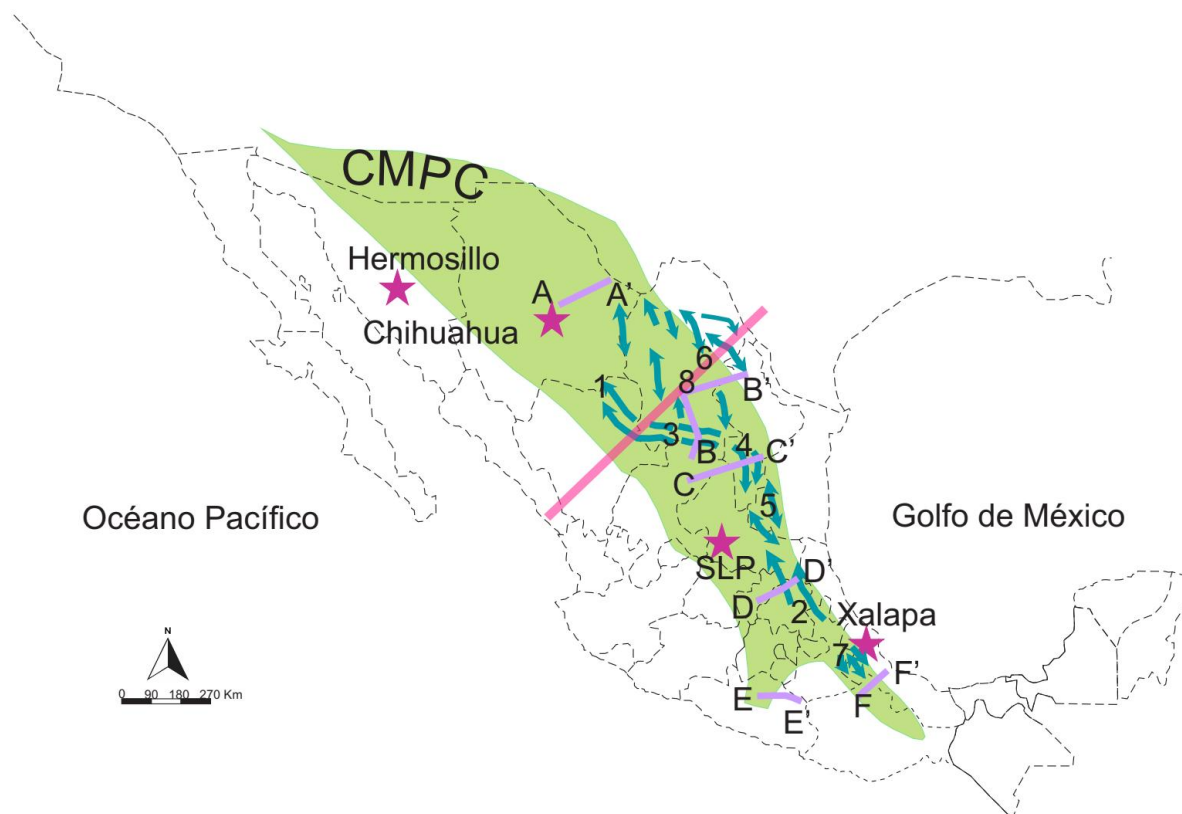


Figura 4. Distribución de sectores en azul: el frente Tectónico Sierra Madre Oriental de acuerdo con Eguiluz de Antuñano et al., (2000): San Pedro del Gallo (1), Huayacocotla (2), Transversal de Parras (3), Saliente de Monterrey (4), Valles (5), Cuenca de Sabinas (6), Región Zongolica (7) y Bloque de Coahuila (8). Secciones estructurales, de acuerdo con Fitz-Díaz et al., (2018) en morado: A-A', el cinturón deformado de la Cuenca de Chihuahua; B-B', que comienza en el borde sur de la Sierra de Parras y cruza la plataforma de Coahuila y la Cuenca Sur de Sabinas; C-C' a través de la Cuenca Central de México, principalmente de edad Jurásica y Cretácico Inferior; D-D', de variabilidad estructural significativa, a través de cuencas y plataformas en el centro de México; E-E' que atraviesa la plataforma Morelos' Guerrero; F-F' a través de la plataforma de Córdoba y la Cuenca de Veracruz [Traducido de Fitz-Díaz et al., (2018)]. En rosa, vista a lo largo de un transecto NE-SO desde Mazatlán hasta el sur de Texas, donde se ilustra el cierre de la Cuenca de Arperos.

Norte de México (Sonora, Chihuahua, Cuenca de Sabinas, figura 4): Predomina la tectónica de basamento (*thick-skinned*) por inversión tectónica de cuencas jurásicas (Fitz-Díaz et al., 2018). Fallas inversas de alto ángulo reactivan fallas normales previas (Fitz-Díaz et al., 2018). El acortamiento es moderado (~14-16%) (Haenggi, 2002; Mauel et al., 2011 en Fitz-Díaz et al., 2018).

México Central (Sierra de Parras, Plataforma de Coahuila, Cuenca Sur de Sabinas, figura 4): Dominado por evaporitas, lo que favoreció los despegues y pliegues suaves; los acortamientos son menores, alrededor del 14%, reflejando el control mecánico de niveles dúctiles (Fitz-Díaz et al., 2018).

México Central (Mesa Central, Plataforma Valles-SLP, figura 4): Dominio clásico de tectónica de corteza (*thin-skinned*). La deformación se concentra en pliegues apretados a isoclinales en las cuencas; Zimapán; y cabalgamientos en los márgenes de plataformas; El Doctor; (Fitz-Díaz et al., 2018). El acortamiento es alto; >70% en el oeste; y disminuye hacia el este; 20-30%; (Suter, 1987; Fitz-Díaz et al., 2011 en Fitz-Díaz et al., 2018).

Centro de México (figura 4): Presenta variabilidad estructural marcada, con coexistencia de estilos *thin-* y *thick-skinned*, lo que genera geometrías complejas y acortamientos heterogéneos. Una intensidad de acortamiento muy variable que va desde el 20% hasta el 70% (Fitz-Díaz et al., 2018).

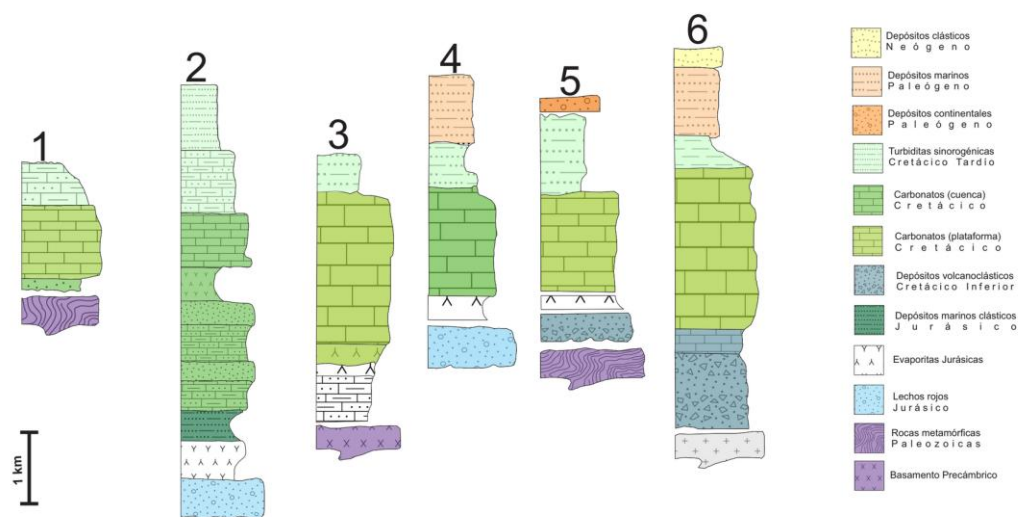


Figura 5. Columnas estratigráficas de diferentes elementos paleogeográficos del Cretácico oriental de México (su ubicación se indica en la figura 10), que muestran variaciones estratigráficas y resaltan las variaciones de espesor entre las cuencas y plataformas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Nótese la distribución de evaporitas y lutitas carbonáceas bajo las sucesiones carbonáticas de plataforma y cuenca, que en la mayor parte del CMPC sirvieron como horizonte basal o de despegue local. Modificado de Fitz-Díaz et al., (2018).

cabalgamientos importantes Morelos-Guerrero, figura 4): Estilo *thin-skinned* similar al centro de México, con transporte general hacia el este y un sistema de

cabalgamientos importante en su margen occidental; Sistema de Cabalgamientos Teloloapan-Pachivia; (Salinas-Prieto et al., 2000; Fitz-Díaz, 2011 en Fitz-Díaz et al., 2018).

Frente Oriental (Cuencas de Veracruz y Tampico-Misantla, figura 4): Deformación tipo tectónica de corteza en el subsuelo, con cabalgamientos que se propagan sobre despegues en evaporitas, cubiertos por estratos sin deformar del Oligoceno (Ortuño-Arzate et al., 2003; Alzaga-Ruiz et al., 2009 en Fitz-Díaz et al., 2018).

Otros sectores propuestos:

Sector San Pedro del Gallo (NW, figura 4): Conjunto de estructuras complejas, estrechas y alargadas, con fallas inversas y pliegues por propagación de falla, organizados en abanicos imbricados tipo dúplex. El acortamiento estimado es aproximadamente 57% (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Sector Huayacocotla (SE, figura 4): Dominado por un anticlinorio amplio, con cabalgaduras de bajo ángulo y vergencia NE. Presenta despegues en rocas jurásicas y cretácicas, con geometría pliegues por flexión de falla y escamas tectónicas, con un acortamiento que varía entre 47% y 54 % (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Sector Transversal de Parras (centro-norte, figura 4): Estilo dominado por pliegues por despegue (*detachment folds*) sobre evaporitas, con estructuras angostas y alargadas. El frente muestra pliegues expulsados por fallas de vergencias opuestas y su acortamiento es ~37 % (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Sector Saliente de Monterrey (NE, figura 4): Caracterizado por pliegues isoclinales apretados, domos salinos y estructuras controladas por evaporitas de gran espesor. Predomina el estilo *break-thrust fold*, con transporte al NE (Eguiluz de Antuñano et al., 2000). Acortamiento: 33 % (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Sector Valles (centro-este, figura 4): Estilo estructural mixto, con pliegues *fault-bend folds* en el anticlinorio Huizachal-Peregrina y pliegues por propagación de falla en Miquihuana. Despegues en evaporitas cretácicas y rocas triásico-jurásicas (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Cuenca de Sabinas (NE, figura 4): Caracterizada por estructuras con núcleos inyectados de sal y vergencias opuestas al NE, existe desarmonía estructural en varios niveles estratigráficos y polaridad de vergencia opuestas al NE y al SW, contra los límites paleotectónicos de la cuenca. Se han determinado dos niveles evaporíticos, uno salino jurásico, y otro anhídrico del Cretácico Inferior. El acortamiento es el más bajo del cinturón, apenas ~14% (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Región Zongolica (sur de la Faja Volcánica Transmexicana, figura 4): Estructuras dominadas por cabalgaduras imbricadas, que reflejan la participación tanto de

deformación de tipo piel gruesa; es decir, involucrando el basamento, como tipo *thin-skin* en los niveles superiores de la cobertura sedimentaria (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Bloque de Coahuila (centro-norte, figura 4): Paleoisla elevada que controló facies y distribución de evaporitas (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Evolución paleogeográfica

¿Cómo era la configuración de mares y continentes cuando comenzó la apertura del Golfo de México hace ~200 Ma?

La evolución paleogeográfica de la SMOr está estrechamente ligada a fragmentación y dispersión de los bloques corticales de la Pangea (figura 6), procesos que a su vez dieron origen a la formación de la cuenca del Golfo de México; y que han impulsado continuos cambios geográficos causados por la separación de las masas continentales y por la formación de nuevos océanos (Martini et al., 2016 in Zepeda-Martínez y Martini, 2024).

Posterior a la colisión entre Gondwana y Laurentia a lo largo del cinturón de Ouachita (Fitz-Díaz et al., 2018) y el emplazamiento de rocas plutónicas del arco Permo-

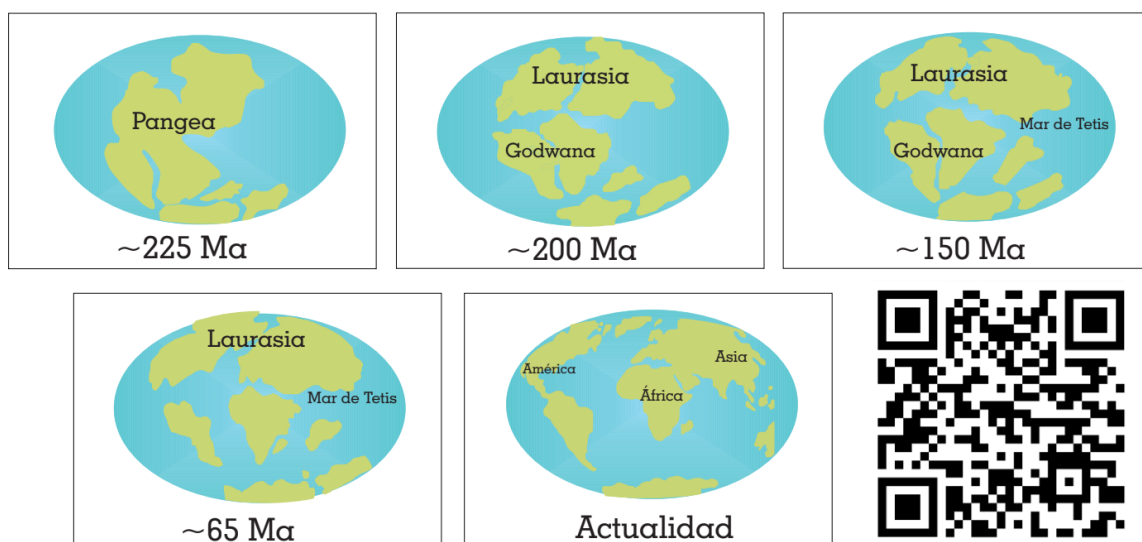


Figura 6. Esquemas que muestran diferentes etapas de la disgregación de Pangea desde el Triásico hasta el presente. 30. Basado en el proyecto Plate tectonic and paleogeographic maps de Scotese, C. (2025).

Triásico (Torres et al., 1999; Fitz-Díaz et al., 2018), Pangea experimentó una etapa de extensión cortical en el noreste de México durante el Triásico Tardío (Figura 5. Fitz-Díaz et al., 2018).

Esta dispersión se dio en dos etapas principales: (1) la etapa de rift que trajo consigo extensión sin-rift y un mega-drenaje fluvial, adelgazamiento cortical, desarrollo de altos y bajos estructurales, contracción temprana post-rift e inversión de la cuenca, además subsidencia de los sedimentos dentro la misma. En la etapa de rift, los altos estructurales aportaron sedimentos que dieron origen a los depósitos de lechos rojos del Triásico acumulados en las depresiones tectónicas (figuras 3 y 5), los cuales están registrados en la estratigrafía de la SMO (2) la etapa de drifting caracterizada por el desarrollo de una margen pasiva (Davis, 2005 en Casas-Peña, 2016).

Al inicio del Mesozoico, cuando empezó el proceso de fragmentación de Pangea (figura 6), México se encontraba en la margen ecuatorial occidental de dicho supercontinente (Dickinson y Lawton, 2001; Pindell et al., 2021 in Zepeda-Martínez y Martini, 2024). Este proceso comenzó a modificarse de manera progresiva durante el Jurásico. En particular, la extensión tectónica ya contaba con una topografía inicial compleja; por lo que, en las cuencas se acumulaban abundantes sucesiones clásticas, bordeadas por bloques levantados de basamento continental, que fungían como fuentes de dichas sucesiones (Ochoa-Camarillo et al., 1999; Goldhammer, 1999; Campos-Madrugal et al., 2013; Martini et al., 2016 in Zepeda-Martínez y Martini, 2024). Las cuencas sedimentarias alojaron ambientes predominantemente continentales, principalmente de tipo aluvial, fluvial y lacustre (Zepeda-Martínez y Martini, 2024).

En este contexto geodinámico se propuso la existencia del denominado Arco de Nazas, comúnmente representado como un cinturón continuo de aproximadamente 2000 km de longitud y 250 km de ancho, extendiéndose por el sureste de Sonora, Chihuahua, Durango, Coahuila, Zacatecas, Nuevo León, San Luis Potosí y Tamaulipas, y reapareciendo al sureste en el estado de Chiapas (Bartolini et al., 1999 en Barboza-Gudiño et al., 2014). Este arco jurásico fue ampliamente aceptado como un elemento mayor geotectónico de México por varios investigadores durante las últimas décadas.

Sin embargo, de acuerdo con Busby y Centeno-García (2022), la geología tiene ninguna semejanza con la de un arco volcánico-plutónico. A diferencia de otros arcos, el Arco de Nazas carece de centros volcánicos o plutones, rasgo fundamental de un arco.

A pesar de ello, el concepto del Arco de Nazas ha sido utilizado para sustentar modelos tectónicos de gran alcance. Stern y Dickinson (2010) in Busby y Centeno-García (2022), por ejemplo, propusieron que su existencia implicaba que el Golfo de México se desarrolló como una cuenca de trasarco. Posteriormente, Kimbrough (2018, 2019) in Busby y Centeno-García (2022) interpretó esta provincia como una Gran Provincia Ígnea Silícica (*LIPS* por sus siglas en inglés), basándose en la supuesta presencia de secciones volcánico-sedimentarias gruesas dominadas por riolitas e ignimbritas, de amplia extensión areal y rápido emplazamiento durante un pulso magmático entre ~171 y 166 Ma. Sin embargo, esta interpretación fue refutada

de manera contundente por Busby y Centeno-García (2022), quienes demuestran que no existen secciones ignimbríticas gruesas en ninguna parte de la provincia y que, además, las rocas plutónicas mesozoicas en México se restringen al occidente del país, como lo documentó Ortega-Gutiérrez et al. en 2014.

En este sentido, el denominado Arco de Nazas no presenta las secciones volcánicas de importantes espesores que son típicas de un arco continental extensional. Por el contrario, está constituido básicamente por secciones volcánicas delgadas y dispersas en la base de intervalos clásticos gruesos que se interpretan como el registro de rifting continental durante la fragmentación de Pangea. Si bien el volcanismo puede estar presente en contextos de rifting continental, por lo general no son dominantes, tal como se observa en esta provincia. En consecuencia, Busby y Centeno-García (2022) proponen abandonar el término “Arco de Nazas” y redefinir esta región como la ‘Provincia de Rift de Nazas’, entendida como un conjunto de pequeñas cuencas de rift continental aisladas del Jurásico Inferior a Medio, con sucesiones clásticas gruesas y rocas volcánicas subordinadas, formadas en respuesta a la fragmentación de Pangea. En esta línea, Parolari et al. (2022) coincide y argumenta que los magmas del Jurásico Inferior-Medio se originaron en una provincia ígnea sin-rift, vinculada a la atenuación cortical generada por la extensión litosférica durante la fragmentación de Pangea, y no a un sistema de subducción activo.

Hacia el Jurásico Medio-Superior, el avance de la extensión tectónica condujo, a la separación del bloque de Yucatán a lo largo de distintos sistemas de fallas regionales

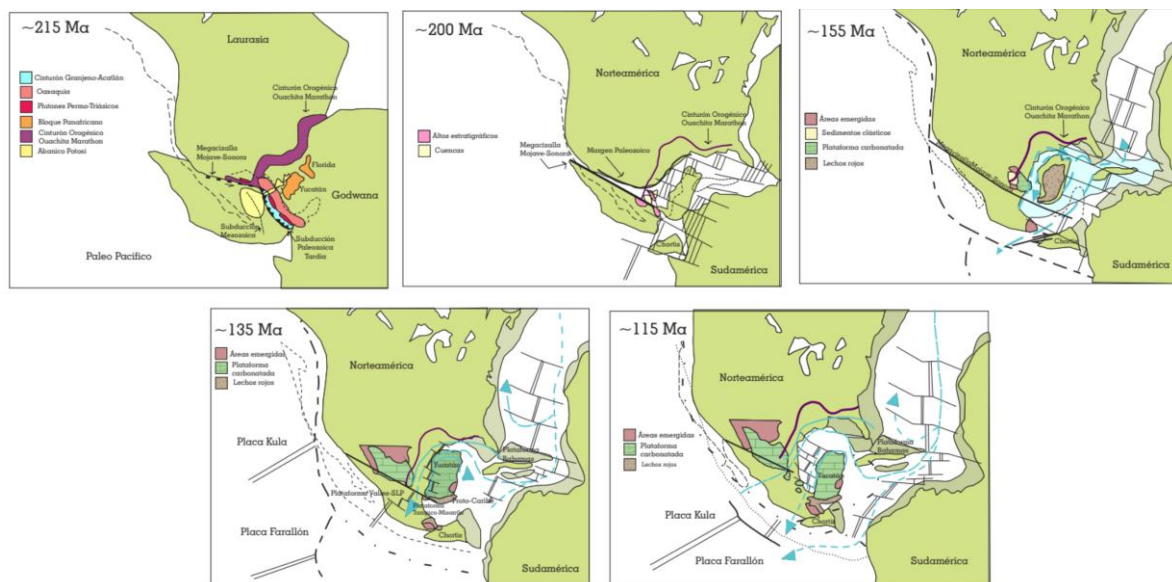


Figura 7. Paleogeografía de la apertura del Golfo de México desde el Triásico Superior al Cretácico Inferior modificado de Barbosa-Gudiño et al., (2010) y Fillon (2007) en Casas-Peña (2016).

y al desarrollo de corteza oceánica en el Golfo de México (figura 7). Este proceso favoreció episodios de circulación marina restringida (Casas-Peña, 2016), un mayor

adelgazamiento cortical y el establecimiento progresivo de una margen pasiva, lo que permitió la invasión gradual de aguas marinas en las cuencas previamente continentales, hasta cubrir con el tiempo también a varios de los bloques estructurales levantados de basamento (Zepeda-Martínez y Martini, 2024). La sedimentación marina comenzó con el depósito de evaporitas dentro del Golfo de México durante el Calloviano-Kimmeridgiano, aunque en general la edad en que las aguas marinas invadieron el continente durante el Jurásico varía en diferentes zonas (figura 8). Esto debido a que la invasión marina fue un proceso progresivo, que afectó en primer lugar a las zonas topográficamente más deprimidas y sucesivamente a las zonas más elevadas. (Martini et al., 2016 in Zepeda-Martínez y Martini, 2024).

Para el Cretácico, el emplazamiento de rocas magmáticas en el terreno Guerrero dominó la tectónica del margen occidental de México; sin embargo, también se acumularon depósitos carbonatados y clásticos, incluyendo un intervalo de capas rojas, en el *hinterland* (Fitz-Díaz et al., 2018). En el antepaís (definición en el siguiente subcapítulo: Edad de la deformación, figura 9), al este, se depositaron y preservaron turbiditas sinorogénicas, registrando el desarrollo de la cuenca de antepaís desde el Cenomaniense hasta el Maastrichtiense. Estas turbiditas están cubiertas por depósitos fluviales y por depósitos marinos clásticos. Alrededor del margen del Golfo de México, los depósitos clásticos del Neógeno que yacen sobre los estratos del Paleógeno, de manera que depósitos aluviales fueron depositados en el Cuaternario.

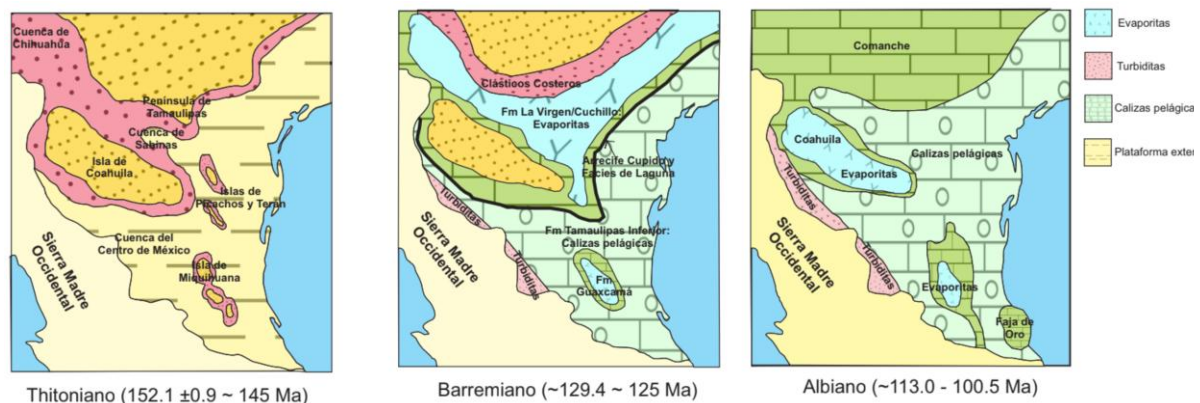


Figura 8. Distribución de facies litorales, plataforma externa y evaporitas (Cretácico) durante el Tithoniano, Barremiano y Albiano. Modificada de Eguiluz-de Antuñano, Aranda-García y Marrett (2000).

Edad de la deformación

Los estilos de deformación varían desde tectónica de corteza (*thin-skin*), donde solo se deforma la cobertura sedimentaria, hasta tectónica de piel gruesa (*thick-skin*), que involucra al basamento.

Los orógenos se desarrollan principalmente en límites de placas convergentes, donde la interacción entre placas (por subducción o colisión continental) genera acortamiento cortical, deformación y engrosamiento de la corteza, dando lugar a la

formación de cadenas montañosas. Los estilos de deformación incluyen comportamiento dúctil y frágil, metamorfismo, intrusión magmática, vulcanismo de arco, formación de prismas de acreción, cinturones de pliegues y cabalgamientos, y cuencas sedimentarias asociadas (Ricketts, B., 2021). En un orógeno colisional, las rocas más antiguas participan en cabalgamientos de tectónica de corteza y acortamiento tectónico, manifestándose como una faja de pliegues y cabalgamientos y una cuenca de antepaís. El antepaís (figura 9) está separado del interior por una zona de sutura colisional que comúnmente contiene rocas metamórficas de alta presión y abundante evidencia de deformación dúctil. También podemos encontrar cuencas formadas en la corteza continental como resultado de la colisión entre continentes o entre arcos continentales a través de un límite de placas convergente. En ambos casos, la subsidencia de la cuenca es resultado de la carga tectónica y la flexión de la litosfera continental por los empujes masivos de antepaís (Ricketts, B., 2021). Por otro lado, el término traspais (figura 9) se refiere a la parte interna de un cinturón orogénico, caracterizado por la deformación plástica de las rocas acompañada de un metamorfismo significativo, que generalmente involucra rocas cristalinas del basamento (European Commission, s.f.). Por lo regular, denota la parte estructuralmente más engrosada de un cinturón orogénico.

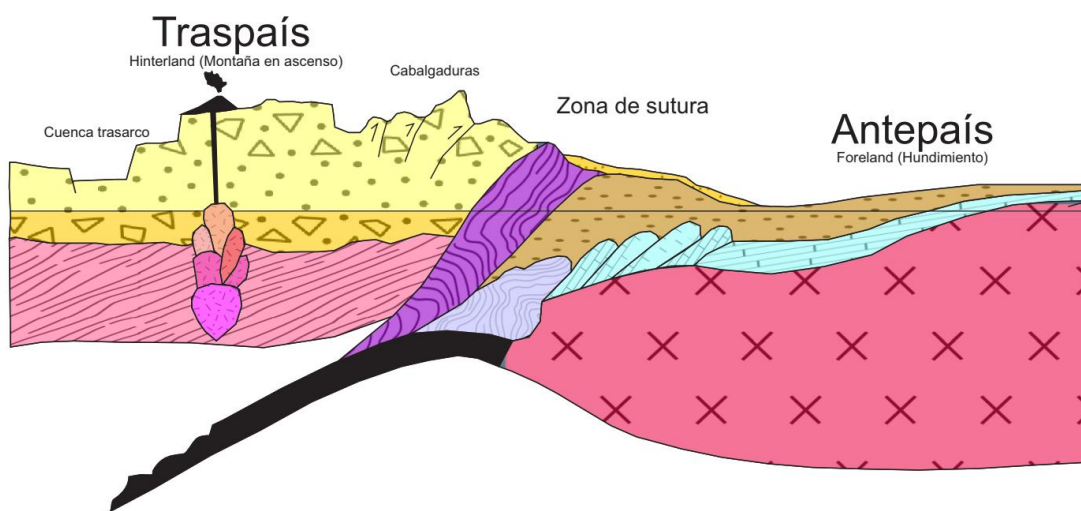


Figura 9. Esquema que muestra las partes de un orógeno. Modificado de Learning Geology: A Geology Outreach Website (2015).

La deformación de los orógenos se desarrolla en episodios y es posible conocer su edad de diferentes formas. Por ejemplo, las edades de la deformación de los cinturones orogénicos Sevier y Laramide en Norteamérica ha sido establecida a través de su contenido fósil y por fechamientos isotópicos. Para los Estados Unidos, se ha determinado que ambos cinturones son diacrónicos de norte a sur, de igual forma, parcialmente coexisten en espacio y tiempo. El lapso más aceptado para el

desarrollo del cinturón Sevier en EUA es de 119-50 Ma (DeCelles y Mitra, 1995 en Chávez-Cabello 2016) y hasta el Jurásico Tardío en Canadá (Evenchick et al., 2007 en Chávez-Cabello 2016), mientras que para la orogenia Laramide se han propuesto dos edades, éstas dependiendo del método de análisis. Mediante la edad de los sedimentos sinorogénicos se estableció que la deformación inició sincrónicamente a los 75 Ma y culminó diacrónicamente entre los 55 y 36 Ma (Dickinson et al., 1988 en Chávez-Cabello 2016).

Las edades de la deformación del Orógeno Mexicano se han inferido a partir de diversas fuentes de datos geológicos, incluyendo edades de plutones sintectónicos y plutones que los cortan; además, (Johnson et al., 1999; Henry et al., 2003; Chávez-Cabello, 2005; Ramos-Velázquez et al., 2008 en Fitz-Díaz et al., 2018) la edad de depósitos sedimentarios sintectónicos o la edad de discordancias angulares en la sucesión estratigráfica (Gray y Lawton, 2011; González-León et al., 2011; Centeno-García et al., 2011 en Fitz-Díaz et al., 2018); y edades absolutas de pliegues, fallas y zonas de cizalla basadas en edades de mica o illita neomórfica; descritos a partir de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; (Iriondo et al., 2005; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012; Fitz-Díaz y van der Pluijm, 2013; Fitz-Díaz et al., 2014; Fitz-Díaz et al., 2016 en Fitz-Díaz et al., 2018).

La deformación más temprana en el Orógeno Mexicano está asociada con el cierre de la Cuenca Arperos y su inversión, evento que ocurrió durante el Albiano tardío (figura 10); provocando el inicio de la deformación en el transpaís (*hinterland*) y la acreción del Terreno Guerrero (Martini et al., 2025).

Es importante señalar que la Cuenca de Arperos se desarrolló durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano como una cuenca de tras-arco asociada a la subducción de la placa Farallón bajo la Placa Norteamericana, situándose entre los terrenos Guerrero y Alisitos (Martini, et. al., 2025). El magmatismo asociado de esta zona inicialmente tenía composiciones félsicas, vinculadas a fusión parcial cortical durante el adelgazamiento litosférico inicial, y evolucionó hacia basaltos subalcalinos con afinidad tipo MORB que evidencian el desarrollo de un piso oceánico incipiente y una etapa avanzada de extensión (Martini, et. al., 2025). Esta evolución indica que la cuenca transitó desde un estadio de rift continental hacia condiciones cercanas a expansión oceánica, coherentes con un escenario de retroceso de la placa en subducción (Martini, et. al., 2025).

Hacia el Albiano temprano–tardío se produjo un cambio regional del régimen tectónico, pasando de extensión a compresión, lo que generó la inversión de la cuenca, el desarrollo de cabalgaduras y la sutura entre los terrenos Guerrero–Alisitos y el núcleo continental (Martini, et. al., 2025). En este contexto, aunque espacialmente separada, el Orógeno Mexicano se encuentra genéticamente vinculada a este proceso, ya que representa la expresión más oriental y madura del mismo régimen compresivo que cerró la Cuenca de Arperos.

Posteriormente ocurrió el primer episodio importante de deformación en el CMPC; ~90-80 millones de años (figuras 10 y 11); afectando principalmente a las rocas del Cretácico Inferior en el transpaís (*hinterland*) y las regiones occidentales del cinturón. Un segundo evento de deformación el cual se dató entre 75-64Ma (figuras 10 y 11), durante este período, se observó un plegamiento de las estructuras preexistentes y la formación de nuevas estructuras en las cuencas y plataformas. El tercer y último episodio importante de deformación ocurrió durante el Paleoceno y el Eoceno (55-43 Ma) (figuras 10 y 11), provocando inversión de cuencas en el norte de México y se completó la deformación en el frente oriental del cinturón (Fitz-Díaz et al., 2018).

La deformación en el Orógeno Mexicano no fue sincrónica, sino que migró progresivamente hacia el este entre el Cenomaniano (~98 Ma) y el Eoceno medio (~43 Ma, figuras 10 y 11) (Fitz-Díaz et al., 2014; Fitz-Díaz y van der Pluijm, 2013). Se

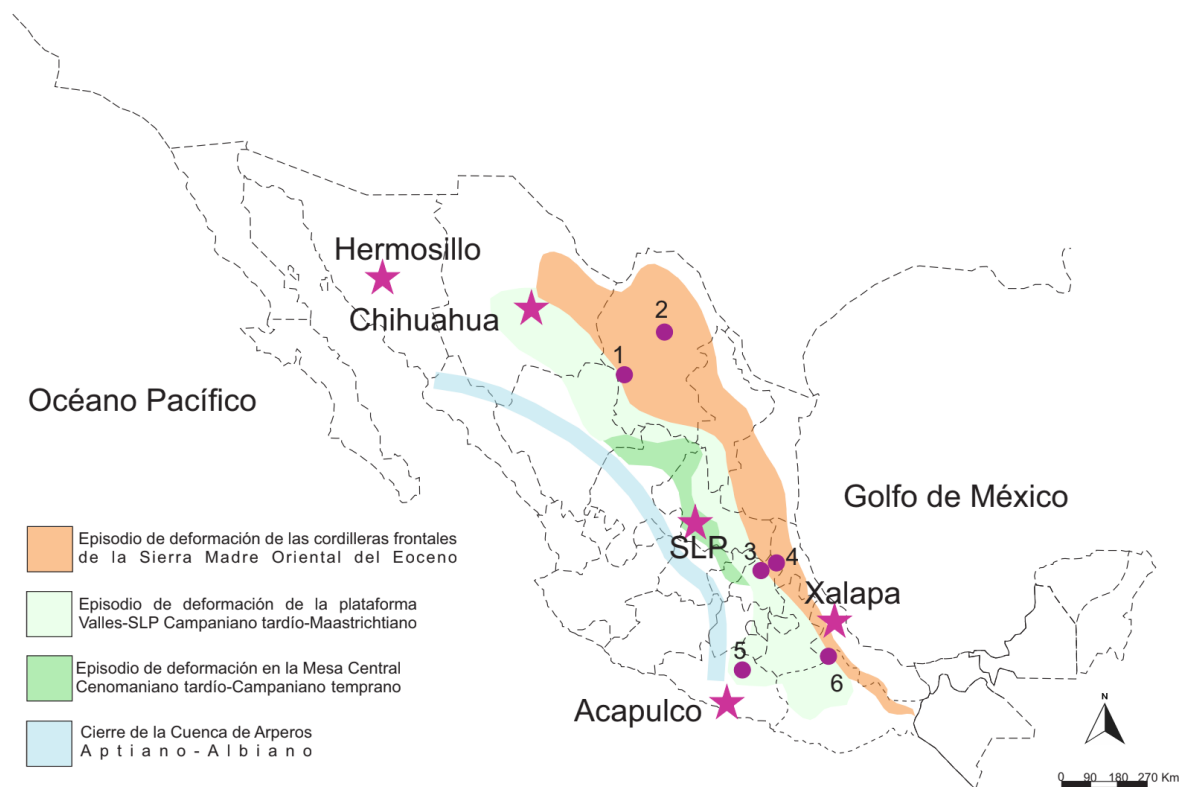


Figura 10. Los pliegues y cabalgamientos están coloreados según los diferentes episodios de deformación. En azul se muestra el área de las estructuras formadas durante el cierre de la cuenca de Arperos en el Albiense, en verde las estructuras del Turoniense-Campaniense temprano, en amarillo las del Campaniense tardío-Mastrichtiense y en naranja las estructuras del Paleógeno agrupadas. Nótese que las estructuras son progresivamente más jóvenes hacia el este. Círculos morados: ubicación de las columnas estratigráficas de la figura 5. Modificado de Fitz-Díaz et al., (2018).

reconocen tres pulsos principales de acuerdo con Fitz-Díaz et al., 2018. Este patrón de migración hacia el este es consistente con el desarrollo progresivo de una cuña orogénica crítica (Fitz-Díaz et al., 2011).

El acortamiento tectónico acumula rocas, enterrándose a mayor profundidad y creando una descompensación isostática que impulsa el ascenso vertical de la masa rocosa para restaurar el equilibrio. Este proceso es acelerado por la erosión, que remueve material superficial y reduce la carga. De acuerdo con las edades de deformación junto con estimaciones de temperatura sugieren tasas de exhumación diferenciales: más rápidas en el occidente (~0.2–0.3 mm/año) y más lentas hacia el este (<0.1 mm/año), consistentes con modelos de cuña crítica erosionada (Fitz-Díaz et al., 2014).

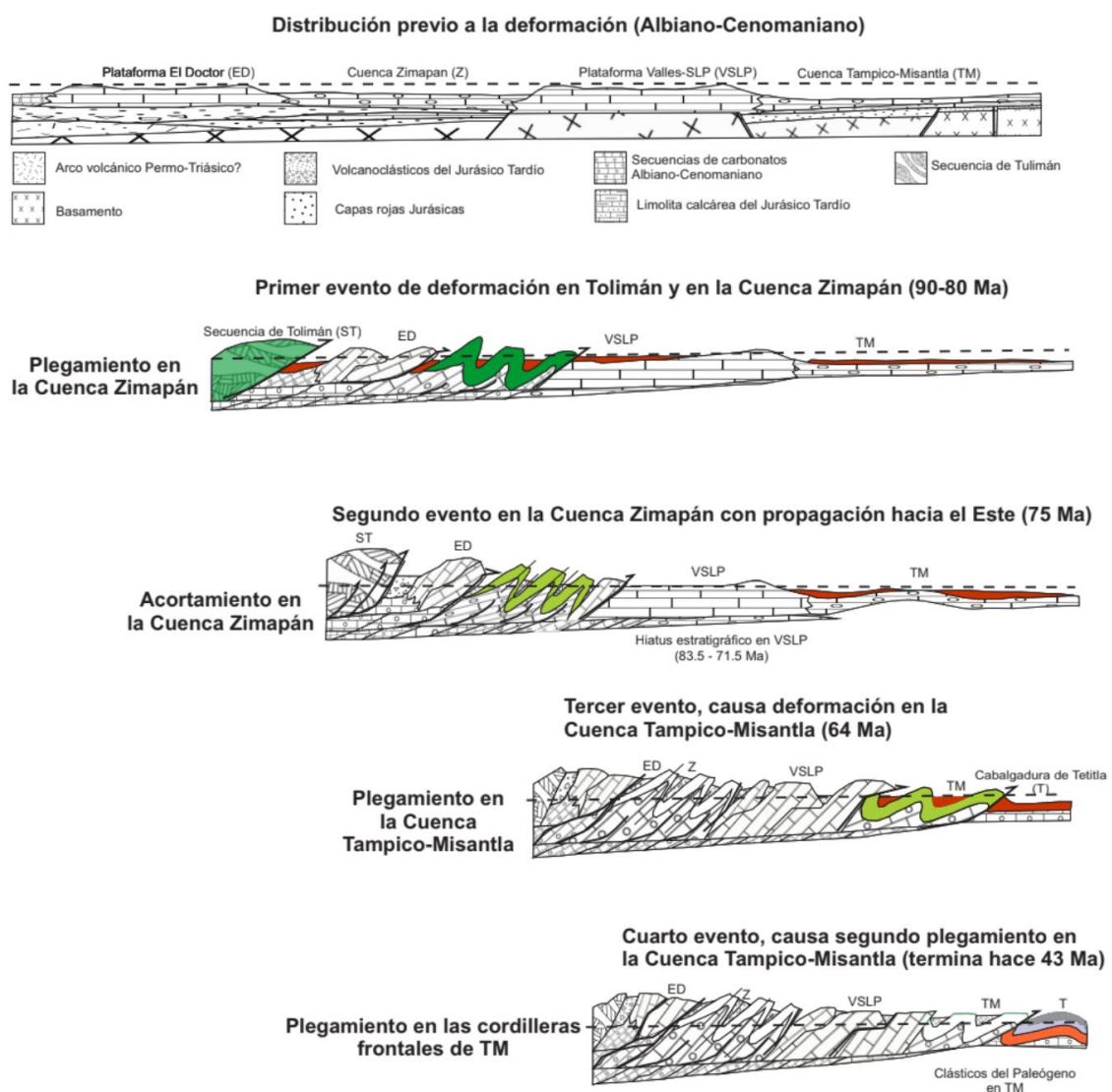


Figura 11. Modelo esquemático de la propagación de la deformación del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras en el centro de México. Verde: estructuras de estilo thin-skinned (deformación que afecta principalmente a las capas sedimentarias superiores, con despegues en evaporitas o lutitas), naranja: estructuras de estilo thick-skinned, gris/pardos: zonas de superposición o transición donde coexisten ambos estilos, rojo: corresponde a la delimitación del cinturón de CMPC. Modificado de Fitz-Díaz et al., (2018).

En la curvatura de Monterrey los estudios termocronológicos en apatito (fisión de trazas y U–Th/He) sugieren tasas de exhumación variables, en promedio de 0.2–0.4 mm/año durante el Paleoceno–Eoceno, con pulsos locales más acelerados asociados a cabalgaduras mayores (Padilla y Sánchez, 1985). Esto indica un levantamiento relativamente rápido, comparable con otros cinturones plegados y cabalgados intracratónicos (Padilla y Sánchez, 1985).

Inicialmente el estilo de deformación que predominó fue la *thick-skinned*, la cual se caracteriza por involucrar al basamento y se observa en el norte del país con una deformación más temprana ~90-80 Ma; por lo que, se pueden observar principalmente cabalgaduras y pliegues (González-León and Lawton, 1995; Lawton, 2008 in Fitz-Díaz et al., 2018). El plegamiento continuó hacia el este hace aproximadamente 75 Ma (Fitz-Díaz et al., 2018). Posteriormente y ubicada en centro-sur de México se determinó que la deformación tiene edades de ~64 Ma, y es una deformación de tipo tectónica de corteza (*thin-skinned*) (Fitz-Díaz et al., 2011; Fitz-Díaz et al., 2018), a posteriori, ocurrió la inversión de cuencas (Chávez-Cabello, 2005), finalmente el segundo plegamiento hacia el este concluyó hace ~43 Ma (Fitz-Díaz et al., 2018, figuras 10 y 11).

El plegamiento de los orógenos cómo se puede observar en la figura 9 donde cada vez el porcentaje de acortamiento es mayor conforme se acumulan los eventos de deformación se pueden explicar con la Teoría de la Cuña Crítica o Cuña Orogénica (figura 12) que propone explicar los mecanismos de formación de las montañas, a través del apilamiento de rocas de la corteza terrestre debido al choque de placas tectónicas. Un análogo de este proceso es lo que ocurre que cuando se apila material de construcción por un bulldozer como se muestra en la figura siguiente.



Figura 12. Ejemplificación de la Teoría de la cuña crítica o cuña orogénica. Tomado de: La zona de Tolimán en la Sierra Gorda de Querétaro: una ventana a la raíz de las montañas de la Sierra Madre Oriental Vázquez-Serrano et al., (2022).

A continuación, se presenta una tabla que integra las edades de los diferentes eventos de deformación reconocidos por una variedad de autores:

	1er Evento de Deformación.	2do Evento de Deformación.	3er Evento de Deformación.	4to Evento de Deformación.
Fitz-Díaz, et al., (2018).	~90-80 Ma.	~75 Ma.	~64Ma.	~34Ma.
Cuéllar-Cárdenas, M., Nieto-Samaniego, et al. (2012).	~100 Ma en la región occidental.	~80-70 Ma en la región central.	~60 Ma en la región oriental.	---

Tabla 1. Tabla comparativa sobre las edades de los distintos eventos de deformación propuestas por una variedad de autores.

Origen Tectónico del Orógeno Mexicano

El Orógeno Mexicano es la expresión en México del sistema orogénico de la Cordillera, este orógeno se extiende a lo largo del país, cubriendo una longitud aproximada de 2000 km, desde el noroeste de Sonora hasta el sureste de Oaxaca, con una secuencia de pliegues y fallas inversas que afectan predominantemente las rocas sedimentarias del Jurásico Superior hasta el Paleógeno, que consiste en: el transpaís (*hinterland*, figura 9) occidental compuesto por rocas basálticas y volcánicas del Terreno Guerrero, una cuña orogénica de antepaís, comúnmente denominado Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (*Mexican Fold-Thrust Belt*, 'CMPC'),

compuesto por carbonatos imbricados y plegados del Jurásico Inferior-Superior y un conjunto de cuencas de antepaís del Cretácico Superior al Eoceno, que presentan diversos grados de plegamiento e inversión, que se encuentran al noreste y este del CMPC (Fitz-Díaz et al., 2018).

Para comprender correctamente la configuración estructural del CMPC, es fundamental considerar la evolución tectónica de México previa a su desarrollo. En este sentido, a continuación, se muestra un esquema interpretativo a lo largo de un transecto NE-SO, desde Mazatlán hasta el sur de Texas (línea rosa en la figura 4), el cual ilustra los principales procesos geodinámicos que antecedieron y condicionaron la formación del orógeno de acuerdo con Fitz-Díaz et al., 2018.

Se ha interpretado que el CMPC es el resultado de la deformación asociada a la subducción de la placa de Farallón bajo la Placa Norteamericana durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno (Fitz-Díaz et al., 2018); mientras que, los niveles de despegue están relacionados con evaporitas del Jurásico Medio (como la Formación Minas Viejas) y lutitas carbonosas.

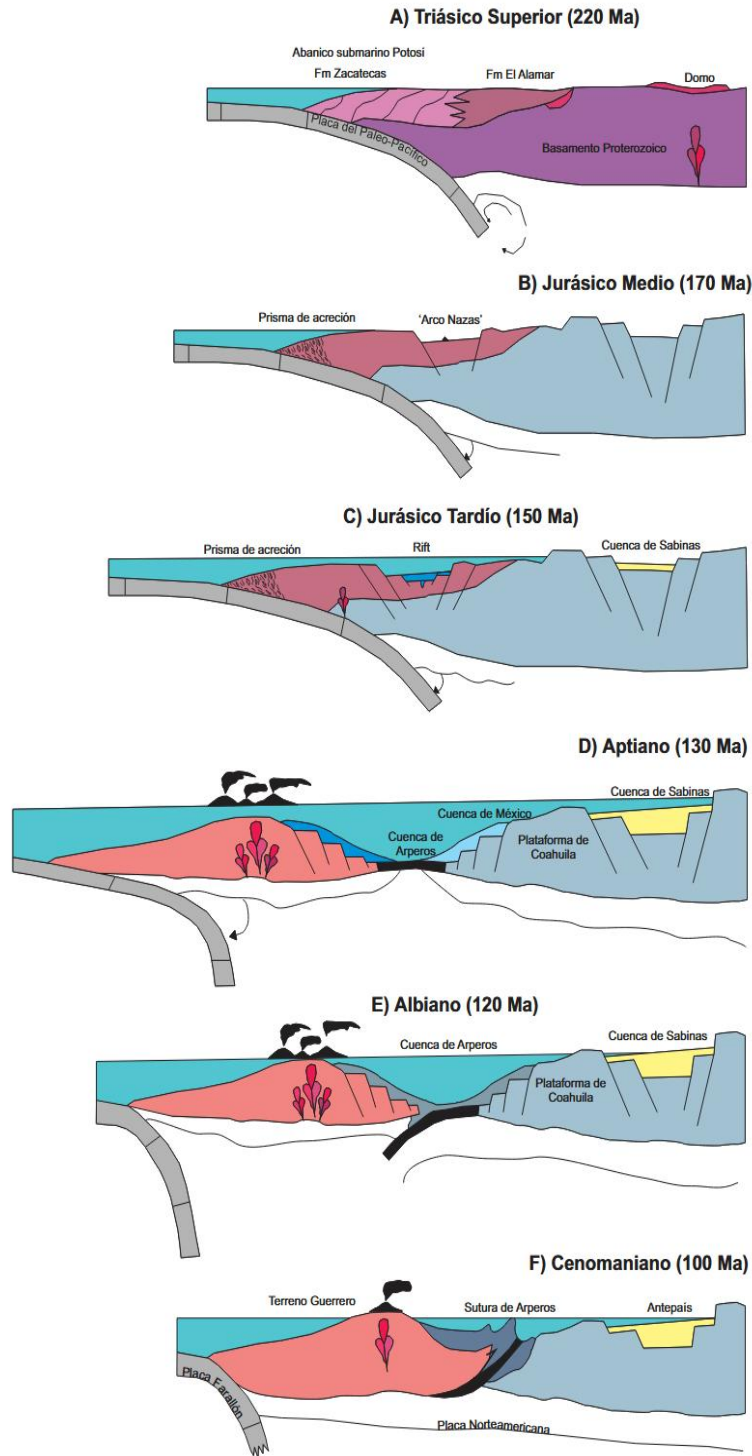


Figura 13. Evolución tectónica de México previa al desarrollo de la CMPC, vista a lo largo de un transecto NE-SO desde Mazatlán hasta el sur de Texas (línea rosa en la figura 4). a) Triásico Superior: erosión de las secuencias pérmico-triásicas y depósito de sedimentos en las formaciones Potosí y El Alamar, b) Inicio del *rollback* de la placa paleo-Pacífica en el margen occidental de Norteamérica, comienzo del rifting en el Golfo de México e inicio del arco de Nazas, c) Jurásico Medio: instauración de la deriva continental en el Golfo de México y consolidación del arco de Nazas en el occidente de México, d) Jurásico Superior: deriva en la cuenca de Arperos., e) Cretácico Temprano: subsidencia mayor en la cuenca del Golfo de México y depósito de rocas arcillosas y carbonatadas, f) Aptiano Tardío: cierre de la cuenca de Arperos (Martini et al., 2025). Modificado y traducido de Fitz-Díaz et al., (2018).

Estas litologías poco competentes facilitaron el deslizamiento y la formación de estructuras de tectónica de corteza (*thin-skinned*). La deformación comenzó en el transpaís (*hinterland*); región occidental; con el cierre de la cuenca Arperos (figura 13) y la acreción del terreno Guerrero (Martini et al., 2025). Posteriormente, se propagó hacia el este, afectando las cuencas y plataformas del Cretácico. El artículo de Fitz-Díaz et al., (2018) sugiere que la deformación ocurrió en varios episodios, con una progresión temporal desde el oeste hacia el este, durante el Albiano el cierre de la Cuenca de Arperos y la acreción del Terreno Guerrero. Durante el Turoniano-Campaniano, se deformó el hinterland y las regiones occidentales. Finalmente, en el Paleógeno, la propagación de la deformación se extendió hacia el este, afectando las cuencas de antepaís.

De acuerdo con distintos autores, el principal mecanismo que dio origen a la Cordillera de Norteamérica fue la subducción progresiva en la costa Pacífica de las placas oceánicas Kula-Farallón en los últimos 350 Ma (Coney, 1976; Dickinson, 2004; DeCelles, 2004 in Casas-Peña, 2016).

Este fenómeno propició las variaciones de la extensión de las diferentes orogénias reconocidas dentro de la Cordillera por los efectos que genera la colisión local-regional de arcos magmáticos, la acreción de terrenos tectónicos oceánicos y las variaciones en el ángulo con el cual las placas oceánicas se han subducido bajo Norteamérica (Chávez-Cabello, 2016). Esta alteración se extendió hasta México con mecanismos semejantes.

Previo a que ocurriera la deformación principal, en el Albiano, el cierre de la Cuenca Arperos (Martini et al., 2025), marcó el inicio de la deformación en el Orógeno Mexicano. Este evento fue seguido por la acreción del Terreno Guerrero al continente, lo que generó una zona de sutura altamente deformada. Por otra parte, la orogénia Laramide ha sido asociada a subducción subhorizontal que generó cizalla en la base de la corteza continental, levantamiento y reactivación de fallas antiguas del basamento hasta 1,500 km dentro del continente (Coney, 1976; Dickinson et al., 1988; Dickinson, 2004 en Fitz-Díaz, et al., 2018).

Además, se ha propuesto que el cambio de ángulo de subducción, que produjo la migración del magmatismo de arco hacia adentro del continente, se debió a colisión-subducción de una dorsal o cresta oceánica, al incremento en la velocidad de subducción de la placa oceánica y/o por la subducción de una corteza oceánica anómalamente gruesa y flotante bajo la parte SO de Estados Unidos (Bird 2002; Ye, 1997; Dickinson 2004; DeCelles y Mitra, 1995 en Chávez-Cabello, 2016) y Norte de México entre los 80 y 40 Ma (Chávez-Cabello, 2016).

La generación del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental de México implicó más de un mecanismo para su formación. En el sur y centro de México, la relación entre el tiempo de acreción del Terreno Guerrero y la edad de los primeros pliegues y cabalgaduras del transpaís de la SMOr, sugieren que la acreción del

Terreno Guerrero influyó de manera importante en la generación de la deformación de la cadena plegada (Fitz-Díaz et al., 2014). Sin embargo, en el Norte y Noreste de México, la cadena plegada se separa claramente del límite con el Terreno Guerrero, el diacronismo de la deformación parece ser distinto, así como sus estilos de deformación si son comparados con los presentes en el sur.

La existencia de una gruesa secuencia evaporítica en la base de la cobertura sedimentaria marina en el NE de México (Padilla y Sánchez, 1985), mayor acortamiento en el frente tectónico que en el transpaís (Eguiluz de Antuñano et al., 2000; Chávez-Cabello 2016) y la ocurrencia dominante de pliegues de despegue, sugiere que la deformación debió ser controlada por despegues regionales, potencialmente disparados por: a) basculamiento del basamento y, b) incremento de cargas verticales de sedimentos en la parte del transpaís, ocasionado por levantamiento en el occidente de México durante el inicio de la deformación (Eguiluz et al., 2000).

A lo largo del frente de este cinturón plegado se distinguen varios sectores que tienen variantes internas de deformación, la cual es considerada de tipo “piel delgada” (*thin-skinned*) (Eguiluz de Antuñano et al., 2000)

Magmatismo

Es importante resaltar que, a diferencia del Orógeno Laramide en los Estados Unidos, que fue en gran parte amagmático, el Orógeno Mexicano estuvo acompañado por un magmatismo sincrónico relacionado con la subducción. Este magmatismo contribuyó a la deformación y proporcionó sedimentos volcánicos a las cuencas de antepaís (Fitz-Díaz et al., 2018). A continuación, se presenta una breve cronología del magmatismo en el Orógeno Mexicano:

El magmatismo asociado al Orógeno Mexicano se explica por la subducción activa y persistente de la placa de Farallón al oeste del terreno Guerrero durante todo el desarrollo del CMPC. A diferencia de la Laramide en Estados Unidos, donde la subducción plana provocó una disminución significativa del magmatismo continental, en México el magmatismo fue continuo a lo largo del Cretácico Tardío y el Paleógeno (Fitz-Díaz et al., 2018).

Durante el Pérmico Superior–Triásico Inferior tuvo lugar una exhumación extensa de granitoides en el oriente de México, vinculada al emplazamiento de un arco magmático de margen continental activo que persistió tras la sutura entre Gondwana y Laurentia (Fitz-Díaz et al., 2018). Este proceso favoreció el depósito de voluminosos sistemas de abanicos submarinos a lo largo del flanco occidental del basamento proterozoico. El registro de circones detríticos en los depósitos del Triásico Superior indica una exhumación rápida del batolito Pérmico–Triásico (Fitz-Díaz et al., 2018).

Durante el Triásico Tardío, los voluminosos depósitos siliciclásticos previamente atribuidos al establecimiento de un margen pasivo tras el cese de la subducción se han interpretado alternativamente como el resultado de un episodio de subducción

plana en el centro-oriente de México, coexistente con subducción normal y magmatismo activo en el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos (Fitz-Díaz et al., 2018).

En el Jurásico Temprano a Medio se formaron sucesiones volcánicas, piroclásticas y siliciclásticas; cuya arquitectura, más recientemente ha sido interpretada como el resultado de un rift (Busby y Centeno-García; 2022). La extensión continuó durante el Jurásico Medio y Tardío, asociada tanto a la fragmentación de Pangea y a la apertura del Golfo de México como al retroceso progresivo del slab subducente al occidente de México, lo que explica el desplazamiento hacia el oeste del volcanismo jurásico (Fitz-Díaz et al., 2018).

Hacia el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano, el terreno Guerrero se separó del continente mexicano, probablemente como parte del mismo sistema sedimentario triásico desarrollado en el margen continental, lo que dio origen a la cuenca de Arperos, cuya extensión alcanzó a generar corteza oceánica. El cierre de esta cuenca durante el Albiano produjo acortamiento y metamorfismo de bajo grado, asociados a una subducción con vergencia al oeste y al cabalgamiento del terreno Guerrero sobre las rocas oceánicas de la cuenca de Arperos (Martini et al., 2025).

A pesar de la deformación concentrada en la zona de sutura, esta no se propagó hacia el este, donde predominó la sedimentación carbonatada en la cuenca de antepaís, lo que sugiere que las rocas deformadas permanecieron mayormente por debajo del nivel del mar hasta finales del Cretácico Temprano (Fitz-Díaz et al., 2018).

Conclusiones

El registro estratigráfico del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno con expresión fisiográfica en la Sierra Madre Oriental integra una amplia diversidad de rocas y estructuras. Su basamento es heterogéneo y está constituido por rocas cristalinas, la edad más antigua registrada es Precámbrica, así como del Paleozoico, Triásico (figuras 2, 3 y 5).

Al basamento se encuentra emplazado por un conjunto de rocas ígneas predominantemente de edades Permo-Triásicas. El registro sedimentario del Mesozoico está representado en su base por rocas sedimentarias continentales del Triásico-Jurásico Inferior, y en algunas zonas se han reportado la presencia de rocas ígneas del Jurásico Inferior-Medio de la denominada en años recientes como Provincia Nazas.

La cobertura sedimentaria marina se desarrolló a partir del Jurásico Superior, hasta finales del Cretácico, estas sucesiones fueron depositadas durante las transgresiones marinas progresivas controladas por una paleogeografía de altos y bajos estructurales; por otro lado, al poniente de la SMO, se encuentra un cinturón turbidítico con escasas huellas de volcanismo y magmatismo. (Eguiluz de Antuñano et al., 2000)

La deformación que dio origen al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano fue un proceso prolongado, que migró hacia el este, desarrollado durante el Cretácico Superior-Paleógeno. Esta deformación ocurrió en cuatro eventos principales el primero (90-80 Ma) afectó regiones occidentales; el segundo (75 Ma) el cual generó acortamiento de cuencas; y el tercero (64 Ma) causó inversión y plegamiento de cuencas y finalmente el evento ocurrido hace ~ 43 Ma (figuras 10 y 11) completando la deformación en el frente oriental (Fitz-Díaz, et al., 2018); controlados por la herencia estructural del basamento, la distribución de evaporitas, la competencia estructural de las rocas involucradas y el espesor de las diferentes litologías (figura 12).

La diferencia primordial entre el Orógeno Mexicano y la Orogenia Laramide es el magmatismo característico y sincrónico a la deformación, lo cual sugiere mecanismos tectónicos distintos y justifica su reconocimiento como una entidad orogénica propia.

¿Sabías qué? Yacimientos de la Sierra Madre Oriental

La compleja historia geológica del CMPC con expresión fisiográfica de la Sierra Madre Oriental no solo explica su estructura actual, sino también su riqueza en recursos naturales.

En esta región se desarrollan importantes yacimientos de minerales metálicos, particularmente en secuencias carbonatadas mesozoicas. Por ejemplo, en San Luis Potosí se reconocen depósitos tipo Mississippi Valley-Type (MVT), caracterizados por mineralización de plomo, zinc y plata, mientras que en Hidalgo destacan sistemas hidrotermales y depósitos tipo skarn (Camprubí et al., 2006). Además, México es uno de los principales productores de minerales industriales, muchos de los cuales están presentes en la Sierra Madre Oriental, como fluorita, barita, anhidrita, celestita, caliza, dolomita y halita. Estos recursos están directamente relacionados con los ambientes de depósito y las condiciones químicas de las cuencas marinas donde se formaron (Alatorre-Campos, 2025).

Por otra parte, la evolución de las cuencas sedimentarias asociadas a la apertura del Golfo de México dio origen a importantes yacimientos de hidrocarburos. Destacan la Cuenca de Burgos y la Cuenca Tampico-Misantla, ambas con sistemas petroleros activos. En Veracruz, la Faja de Oro representa uno de los campos más emblemáticos del país, asociado a trampas estructurales formadas por pliegues y fallas. Asimismo, el paleocanal de Chicontepec constituye un ejemplo de yacimiento no convencional, caracterizado por su complejidad estratigráfica y baja permeabilidad (Guzmán-Vega et al., 2001). En conjunto, estos recursos reflejan la estrecha relación entre los procesos geológicos, sedimentación, diagénesis y deformación tectónica y la formación de yacimientos, lo que resalta la importancia de comprender la evolución geológica de la región.

Actividades de retroalimentación

Actividad 1.

Objetivos de aprendizaje:

Al finalizar la actividad, el estudiantado será capaz de:

1. Explicar la evolución tectónica del noreste de México a partir de evidencia geológica.
2. Diferenciar eventos tectónicos y sus implicaciones en la configuración actual.
3. Relacionar procesos de rifting, sedimentación y deformación con la evolución del cinturón plegado y cabalgado.

Instrucciones:

Lee el capítulo y responde de manera individual las siguientes preguntas. Fundamenta tus respuestas.

1. ¿Por qué el antes llamado “Arco de Nazas” del Pérmico-Jurásico ha sido reinterpretado como “Provincia Magmática de Rift de Nazas”? Considera el subcapítulo: Evolución Paleogeográfica.

3. ¿Cómo se relaciona el Grupo Huizachal que aflora en el NE de México con el desarrollo del rifting marcado por la fragmentación del supercontinente Pangea durante el Triásico Tardío? Examina las figuras 2 y 3.

5. ¿Qué factores litológicos y estratigráficos controlan la variedad de estilos estructurales dentro del CPCM? Apóyate en la figura 5 y en el subcapítulo: Geología estructural.

2. ¿Cuál es la relación entre la estratigrafía y apertura del rift del Golfo de México durante el Jurásico y la evolución tectónica del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno? (Subcapítulo: Registro estratigráfico, Evolución Paleogeográfica y Figuras: 2 y 3).

4. ¿Qué diferencias existen entre el proceso y evolución del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno con el desarrollo de la Orogenia Laramide en EUA, Sevier o con Cordillerano? (Subcapítulo: Origen Tectónico del Orógeno Mexicano).

6. ¿Cuál es la relación entre la sedimentación jurásica en el NE con la posterior evolución por deformación del CPCM? Básate en las figuras 2, 3 y 5.

Actividad 2.

Objetivos de aprendizaje:

Al finalizar la actividad, el estudiantado será capaz de:

1. Investigar, analizar e integrar información sobre como los procesos tectónicos, sedimentarios y estructurales están interrelacionados con yacimientos petroleros y minerales.
2. Evaluar cada etapa en la generación de recursos minerales o petroleros y su relación con la tectónica global, litologías dominantes y ambientes sedimentarios.

Instrucciones:

Completa la tabla en equipos de 2-3 personas. Justifica cada respuesta con base en el contenido del capítulo e investigación de artículos científicos. No olvides agregar la bibliografía que utilizaste.

Eventos	Ambiente sedimentario	Litologías dominantes	Procesos tectónicos	Recursos asociados
Apertura del Golfo de México				
Investiga: ¿La apertura de un rift podría controlar la posterior ubicación de trampas estructurales de un yacimiento petrolero? ¿El rifting favorece a algún tipo de yacimiento mineral? ¿Por qué?				
Depósito de evaporitas durante el Jurásico				
¿Qué condiciones son necesarias para la formación de evaporitas?				

Depósito de plataformas carbonatadas durante el Cretácico				
---	--	--	--	--

Investiga: ¿Qué elemento del sistema petrolero se puede formar durante el depósito de plataformas carbonatadas? ¿Por qué?

Eventos de deformación (figura 9)				
-----------------------------------	--	--	--	--

Investiga: ¿La deformación compresiva favorece o destruye los yacimientos minerales y petroleros? ¿Por qué?

Punto extra:
¿Qué habría ocurrido en términos tectónicos, paleogeográficos y sedimentarios sin la apertura del Golfo de México?

Actividad 3.

Objetivos de aprendizaje:

Al finalizar la actividad, el estudiantado será capaz de:

1. Interpretar columnas estratigráficas.
2. Identificar discontinuidades y su significado geológico.
3. Relacionar cambios sedimentarios con el contexto tectónico.

Instrucciones:

Analiza las columnas estratigráficas proporcionadas, responde y discute la actividad en equipos de 2-3 personas. Justifica cada respuesta con observaciones directas de las columnas.

- ¿Qué unidades son equivalentes en edad entre la Isla de Coahuila y la Cuenca de Sabinas?
- ¿Por qué en la Isla de Coahuila no se observa la sucesión jurásica completa como en la Cuenca de Sabinas?
- ¿Qué nos indica la presencia de clásticos durante el Jurásico?
- ¿Cuál columna muestra mayor espesor sedimentario y qué implica?
- ¿Qué indica la ausencia de ciertas unidades en la Isla de Coahuila?
- ¿Cómo evolucionó la transición de un sistema continental a uno marino?

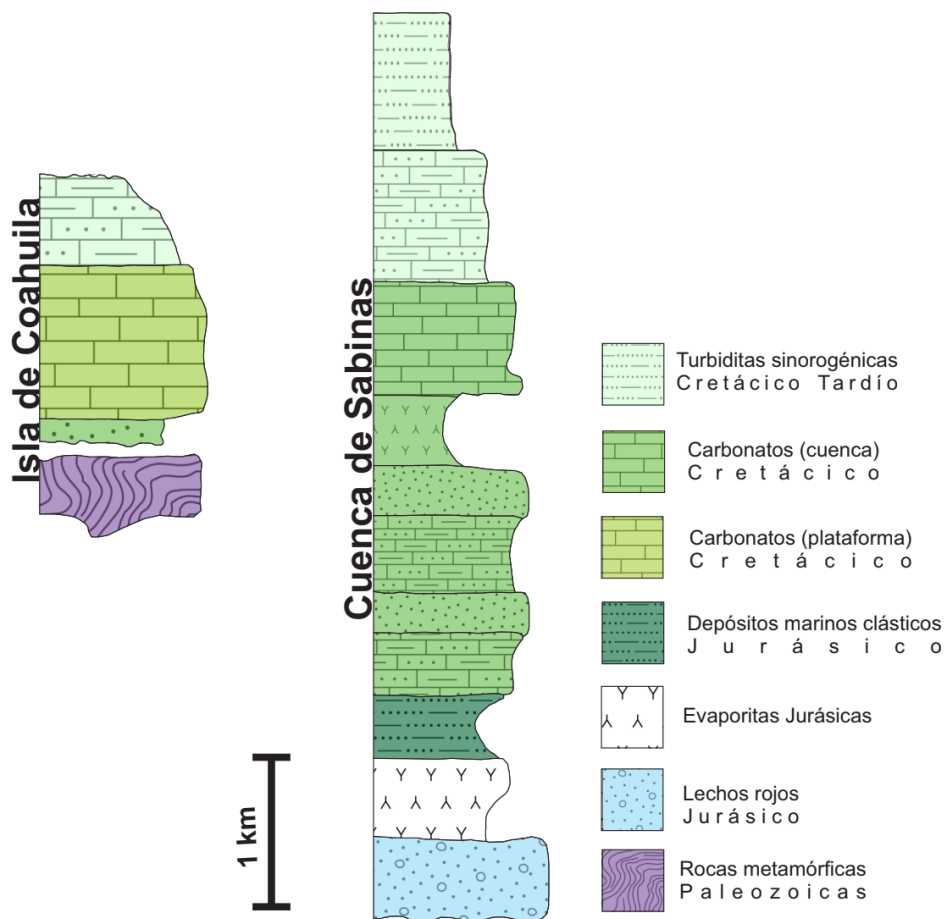


Figura 14. Columnas estratigráficas de elementos paleogeográficos del Cretácico oriental de México (su ubicación se indica en la figura 10). Nótese la distribución de evaporitas y lutitas carbonáceas bajo las sucesiones carbonáticas de plataforma y cuenca, que en la mayor parte del CMPC sirvieron como horizonte basal o de despegue local. Modificado de Fitz-Díaz et al., (2018).

Referencias

1. Alatorre-Campos. (2025). *Minerales y Rocas Industriales*. [Diapositivas de PowerPoint].
2. Barboza-Gudiño, J., Ocampo-Díaz, Y., Zavala-Monsiváis, A., & López-Doncel, R. (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.
3. Busby, C., & Centeno-García, E. (2022). The “Nazas Arc” is a continental rift province: Implications for Mesozoic tectonic reconstructions of the southwest Cordillera, U.S. and Mexico. *Geosphere*, 18 (2): 647–669. <https://doi.org/10.1130/GES02443.1>
4. Camprubí, A. (2009). Major metallogenic provinces and epochs of Mexico. *SGA News*, 25, 1-20.
5. Casas-Peña, J. (2016). “Revisión estratigráfica del Jurásico en el Cerro La Cruz, Aramberri, Nuevo León [Tesis de maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León].
6. Casas-Peña, J., Ramírez-Fernández, J., Velasco-Tapia, F., Alemán-Gallardo, E., 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(2021), 205-230.
7. 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).
8. Cid-Villegas, G., Alaniz-Álvarez, S., Xu, S., Vásquez-Serrano, A., & Juárez-Arriaga, E. (2022). Deformación del Cretácico tardío en el límite de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 74 (2). <https://doi.org/10.18268/bsgm2022v74n2a230222>
9. Cuéllar-Cárdenas, M., Nieto-Samaniego, A., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S., Solari, L., Ortega-Obregón, C. & López-Martínez, M. (2012). Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 179-203.
10. Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M. & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(2000), 1-26.
11. European Commission (s.f.). *Hinterland tectonic setting – Event environment value*. INSPIRE Geoportal. <https://inspire.ec.europa.eu/codelist/EventEnvironmentValue/hinterlandTectonicSetting>
12. Fitz-Díaz, E., Lawton, T., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>

13. Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., & Tolson, G. (2011). Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt. *Geological Society*, 349, 149-167, 10.1144/SP349.8
14. Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., & van der Pluijm, B. (2014). Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold–Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults, *International Geology Review*, 56(6), 734-755, 10.1080/00206814.2014.896228
15. Goldhammer, R. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 340.
16. Guzmán-Vega, M. A., Ortíz, L. C., Román-Ramos, J. R., Medrano-Morales, L., Valdéz, L. C., Vázquez-Covarrubias, E., & Ziga-Rodríguez, G. (2001). Classification and origin of petroleum in the Mexican Gulf Coast Basin: An overview. *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*, Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, Abelardo Cantú-Chapa. AAPG. <https://doi.org/10.1306/M75768C5>
17. INEGI. (1983). Síntesis geográfica de Coahuila. 62-69.
18. Juárez-Arriaga, E., Lawton, T., Stockli, D., Solari, L., & Martens, U. (2019). Late Cretaceous-Paleocene stratigraphic and structural evolution of the central Mexican fold and thrust belt, from detrital zircon (U-Th)/(He-Pb) ages. *Journal of South American Earth Sciences*, 95.
19. Martini, M., Mori, L., Gutiérrez-Navarro, R., & Peña-Guerrero, M. (2025). La Cuenca de Arperos: El registro de la compleja historia de interacción entre las placas de Norteamérica y Farallón durante el Mesozoico in Arellano Gil, J., Vázquez-Castro, G. y Sánchez-Guillen, L., editores, “Las Cuencas sedimentarias de México y sus recursos naturales del subsuelo”, Facultad de Ingeniería, UNAM, 2025.
20. Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., & Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geoscience World*, 23(12), 1127-1130, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023%3C1127:OAPMAT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023%3C1127:OAPMAT%3E2.3.CO;2)
21. Padilla y Sánchez, J. (1985). Las estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 6(1), 1-20.
22. Parolari, M., Martini, M., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Errázuriz-Henao, C., & Cavazos-Tovar, J. (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*. <https://doi.org/10.1017/S0016756822000061>
23. 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 Special Publications*, 504, 29–76.

24. Ramírez-Fernández, J., Leal-Cuellar, V., Elizondo-Pacheco, L., Velasco-Tapia, F., & Rodríguez-Saavedra, P. (2023). Geología de la sierra de San Carlos – Cruillas: una historia digna de contarse. *Universidad Autónoma de Nuevo León, Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra*, 9 (2023), 121-133.
25. Ramírez Fernández, J. A., & Jenchen, U. (2016). Cinturones orogénicos sepultados bajo la Sierra Madre Oriental: basamento precámbrico y paleozoico. *CIENCIA UANL*, 19(80), 47–53.
26. Ricketts, B. 2021, mayo 13). *Glossary: Sedimentary basins and tectonics. Geological Digressions*. https://www-geological--digressions-com.translate.goog/about/contact/? x tr sl=en& x tr tl=es& x tr hl=es& x tr_pto=tc
27. Scotese, C. (2025). Plate tectonic and paleogeographic maps. PALEOMAP Project. Recuperado de: <https://dinosaurpictures.org/ancient-earth#240>
28. Suter, M., Contreras-Pérez, J., & Ochoa-Camarillo, H. (1997). Structure of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 45-63.
29. Torres, R., Ruiz, J., Patchett, J., & Grajales, J. (1999). Permo-Triassic continental arc in Eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Geological Society of America Special Paper*, 340.
30. Vásquez-Serrano, A., Rangel-Granados, E., & Nieto-Samaniego, A. F. (2022). La zona de Tolimán en la Sierra Gorda de Querétaro: Una ventana a la raíz de las montañas de la Sierra Madre Oriental. *Revista de Enseñanza y Comunicación de las Geociencias*, 1(1), 17–21.
31. Zavala-Monsiváis, A., Barboza-Gudiño, J., Velasco-Tapia, F., & García-Arreola, M. (2012). Sucesión volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 277-293.
32. Zepeda-Martínez, M., & 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 M. Velasco de León (Ed.), *Paleobiota y Geología del Jurásico del Sur de México*. Universidad Nacional Autónoma de México, FES ZARAGOZA.

Bibliografía complementaria

1. Alzaga-Ruiz, H., López, M., Roure, F., & Séranne, M. (2009). Interactions between the Laramide foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 951–973.
2. Amos, S. (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>

3. 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.
4. Bartolini, C., Lang, H., & Stinnesbeck, W. (1999). Volcanic rock outcrops in Nuevo León, Tamaulipas and San Luis Potosí, Mexico: Remnants of the Permian–Early Triassic magmatic arc? En C. Bartolini, J. L. Wilson & T. F. Lawton (Eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico* (GSA Special Paper 340, pp. 347–356).
5. Bird, P. (2002). Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma. *Tectonics*, 21(3), 5-1–5-12.
6. Blanco-Ferrera, Silvia & Sanz-López, Javier & M.J., Domínguez-Cuesta & López-Fernández, Carlos & Martos, Eva & Pando, Luis. (2019). Transgresiones, regresiones y fósiles. *Enseñanza de las Ciencias*. 27. 18–30.
7. Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C. C., & Silva-Romo, G. (2013). Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla–Huajuapán de León, Oaxaca. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(1), 24–50.
8. Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., & Gehrels, G. (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 1776–1797.
9. Chávez-Cabello, G. (2005). *Deformación y magmatismo cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México* (Tesis doctoral). UNAM.
10. Coney, P. J. (1976). Plate tectonics and the Laramide orogeny. *New Mexico Geological Society Special Publication*, 6, 5–10.
11. Cuéllar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, A. F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., & López-Martínez, M. (2012). Límites temporales de la deformación Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 179–203.
12. Davis, M. H. (2005). *The tectonics of Tranquitas* (Tesis). University of Texas at Austin.
13. DeCelles, P. G., & Mitra, G. (1995). History of the orogenic wedge in terms of critical taper models. *Geological Society of America Bulletin*, 107(4), 454–462.
14. Dickinson, W. R., & Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin*, 113, 1142–1160.
15. Evenchick, C. A., et al. (2007). Jurassic–Cretaceous tectonic evolution of the Canadian Cordillera. *GSA Special Paper*, 433, 117–145.
16. Fillon, R. H. (2007). Mesozoic Gulf of Mexico basin evolution. *Petroleum Geoscience*, 13, 105–126.
17. Fitz-Díaz, E., & van der Pluijm, B. (2013). Fold dating: Ar/Ar illite dating application. *Journal of Structural Geology*, 54, 174–179.
18. Fossen, H. y Teyssier (2025). Plate tectonics. Cambridge University Press. ISBN-13: 978-1108476232.

19. Goldhammer, R. K., & Johnson, C. A. (2001). Paleogeographic evolution of the northwest Gulf of Mexico rim. En C. Bartolini et al. (Eds.), *The western Gulf of Mexico Basin* (AAPG Memoir 75, pp. 45–81).
20. Gray, G. G., Eguiluz de Antuñano, S., Chávez, J. R., & Yurewicz, A. D. (1997). Structural evolution of the Saltillo–Monterrey corridor. *AAPG Field Trip Guidebook*, 1–20.
21. Goldhammer, R. K., & Johnson, C. A. (2001). Middle Jurassic–Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim. En C. Bartolini, R. T. Buffler & A. Cantú-Chapa (Eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems* (AAPG Memoir 75, pp. 45–81).
22. Haenggi, W. T. (2001). Tectonic history of the Chihuahua trough, Part I. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 54, 28–66.
23. Haenggi, W. T. (2002). Tectonic history of the Chihuahua trough, Part II. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55, 38–94.
24. Heim, A. (1940). The front ranges of Sierra Madre Oriental. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33, 313–362.
25. Henry, C. D., McDowell, F. W., & Silver, L. T. (2003). Geology and geochronology of the Sinaloa batholith. En GSA Special Paper 374 (pp. 237–273).
26. Iriondo, A., et al. (2005). Northward Laramide thrusting in Sonora. *GSA Special Paper*, 393, 631–669.
27. Johnson, S. E., Tate, M. C., & Fanning, C. M. (1999). SHRIMP U-Pb zircon data in Baja California. *Geology*, 27, 743–746.
28. Kimbrough, D. L. (2018). Jurassic silicic large igneous province. *GSA Abstracts with Programs*, 50(5). <https://doi.org/10.1130/abs/2018RM-314203>
29. Kimbrough, D. L. (2019). Middle Jurassic arc flare-up. *GSA Abstracts with Programs*, 51(5). <https://doi.org/10.1130/abs/2019AM-332926>
30. Learning Geology. (2015). Blog. <https://geologylearn.blogspot.com/2015/>
31. Marrett, R., & Aranda-García, M. (1999). Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental. *AAPG Field Book*.
32. Mauel, D. J., Lawton, T. F., González-León, C., Iriondo, A., & Amato, J. M. (2011). Upper Jurassic strata in Sonora. *Geosphere*, 7, 390–414.
33. Michalzik, D. (1988). *Triassic–Lower Cretaceous evolution of the Sierra Madre Oriental* (Tesis doctoral). TU Darmstadt.
34. Morán-Zenteno, D. (1985). *Geología de la República Mexicana* (2ª ed.). UNAM.
35. Ochoa-Camarillo, H. R., Buitrón, B. E., & Silva-Pineda, A. (1999). Redbeds of the Huayacocotla anticlinorium. En GSA Special Paper 340 (pp. 59–68).
36. Oivanki, S. M. (1974). Paleodepositional environments in the Zuloaga Formation. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, 24, 258–278.
37. Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., 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. *Int. Geol. Rev.* 56, 237–261.

38. Ortuño-Arzate, S., et al. (2003). Late Cretaceous carbonate reservoirs. En AAPG Memoir 79 (pp. 476–514).
39. Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., & Weber, B. (2021). Rift and drift history of the Gulf of Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 504(1), 29–76.
40. Pindell, J., Weber, B., Hale-Erlich, W., et al. (2021a). Strontium isotope dating of evaporites. *GSA Special Papers*.
41. Ramos-Velázquez, E., et al. (2008). Geochronology of the Coastal Sonora batholith. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 314–333.
42. Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., & Faure, M. (2000). Ductile deformation in Guerrero terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 389–402.
43. Suter, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental. *GSA Bulletin*, 98, 249–264.
44. Torres, R., et al. (1999). Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico. En GSA Special Paper 340 (pp. 1–58).
45. Torres Ramos, J. A. (2011). *Análisis geométrico y cinemático de la Sierra Madre Oriental* (Tesis de maestría). UANL.
46. Vásquez-Serrano, A., Tolson, G., Fitz-Díaz, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). Influence of carbonate facies on deformation. *Journal of Structural Geology*, 109, 127–139.
47. Ye, H. (1997). The arcuate Sierra Madre Oriental belt. *AAPG Field Trip Guidebook*, 85–115.
48. Weaver, L. (s. f.). *Glad you asked: What do landslides, glaciers, and faults have to do with the lakes on the Wasatch Plateau?* Utah Geological Survey. <https://utahgeology.com/glad-you-asked-what-do-landslides-glaciers-and-faults-have-to-do-with-the-lakes-on-the-wasatch-plateau/>

Anexo

Otros conceptos importantes (Traducidos de Fossen, H. y Teyssier (2025) y modificados de 30. Vásquez-Serrano, A., Rangel-Granados, E., & Nieto-Samaniego, A. F. (2022)):

- a) Cabalgadura: Falla inversa de bajo ángulo en la que un bloque se desplaza sobre otro debido a esfuerzos compresivos, típica de cinturones orogénicos.
- b) Cuenca invertida: Cuenca sedimentaria que, tras una fase extensional inicial, experimenta compresión tectónica que invierte sus estructuras, generando levantamiento y deformación de los sedimentos previamente depositados.
- c) Deformación de piel delgada o tectónica de corteza (*thin-skin deformation*): Estilo tectónico en el que la deformación afecta principalmente a la cobertura sedimentaria, desacoplada del basamento a lo largo de un nivel de despegue (*detachment*).
- d) Deformación de piel gruesa o tectónica de basamento (*thick-skin deformation*): Deformación que involucra tanto la cobertura sedimentaria como al basamento.

- e) Nivel de despegue (*detachment*): Horizonte mecánicamente débil que permite el desacoplamiento entre unidades superiores e inferiores, facilitando la deformación de piel delgada.
- f) Teoría de la cuña crítica: Modelo que describe la geometría y evolución de cinturones de pliegues y cabalgaduras como una cuña que mantiene un ángulo crítico de equilibrio entre fuerzas tectónicas, gravedad y fricción basal (figura 12).
- g) Pliegue: Deformación dúctil de las capas rocosas que produce curvaturas sin fractura.
- h) Falla inversa: Falla en la que el bloque superior asciende respecto al inferior debido a compresión.
- i) Falla normal: Falla asociada a extensión, donde el bloque superior desciende respecto al inferior.
- j) Faja de pliegues y cabalgaduras: Conjunto de estructuras compresivas que incluyen pliegues y fallas inversas, típicas de márgenes convergentes.