



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**LA PLATAFORMA DE ACTOPAN VALLES SAN LUIS
POTOSÍ Y SUS RECURSOS NATURALES COMO
PARTE DEL LIBRO DIGITAL: LAS CUENCAS
SEDIMENTARIAS DE MÉXICO Y SUS RECURSOS
NATURALES DEL SUBSUELO**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Jorge Morales Maya

ASESORA DE MATERIAL DIDÁCTICO

M. C. Leticia Sánchez Guillén

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2025





**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 LA PLATAFORMA DE ACTOPAN VALLES SAN LUIS POTOSI Y SUS RECURSOS NATURALES COMO PARTE DEL LIBRO DIGITAL: LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE MEXICO Y SUS RECURSOS NATURALES DEL SUBSUELO que presenté para obtener el título de INGENIERO 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.

JORGE MORALES MAYA
Número de cuenta: 420053071



Este trabajo de titulación fue realizado dentro del marco del Programa de Apoyo a Proyectos Para Innovar y Mejorar la Educación, de la UNAM (**PROYECTO PAPIME PE102024**), consistente en la elaboración del libro digital **“LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE MEXICO Y SUS RECURSOS NATURALES DEL SUBSUELO”**.

Contenido		
Resumen		1
Abstract		2
Capítulo 1	Introducción	4
Capítulo 2.	Cuencas sedimentarias	5
2.1.	Conceptos fundamentales de las cuencas sedimentarias	5
2.2.	Clasificación de las cuencas sedimentarias	7
Capítulo 3.	Plataforma continental	12
3.1.	Clasificación de plataformas	13
3.1.1.	Plataformas clásticas	13
3.1.2.	Plataformas carbonatadas	14
Capítulo 4.	Plataforma Valles San Luis Potosí	17
4.1.	Ubicación	17
4.2.	Estado del arte	19
4.3.	Tipo de plataforma	19
4.4.	Desarrollo de la cuenca y sus cambios de facies	20
4.5.	Sedimentología	23
4.6.	Estratigrafía general y contenido paleontológico	24
4.7.	Geología estructural	38
4.8.	Evolución geológica	38
4.9.	Modelo de la Plataforma Valles San Luis Potosí	39
Capítulo 5.	Consideraciones económicas	42
Capítulo 6.	Conclusiones y recomendaciones	44
	Bibliografía	45

Agradecimientos

Agradezco a la vida por cada paso que doy, que me ha rodeado de personas maravillosas, las cuales me han brindado su tiempo generando momentos de felicidad e ilusiones.

Gracias UNAM por TODO.

Gracias Ing. Javier Arellano Gil y M. en C. Leticia Sánchez Guillén por permitir ser parte del proyecto, por todas sus atenciones y apoyo hacia mi persona.

Agradezco al Programa de Apoyo a Proyectos para Innovar y Mejorar la Educación (PAPIME) por la beca que me otorgaron.

Dedico el presente a TODAS las personas que han estado a mi lado en algún momento durante este camino, recordando con mucho amor a quienes ya no se encuentran en este andar, pero que han sido inspiración para ser mejor ser humano.

Resumen

La Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí es una de las plataformas carbonatadas formada durante el Mesozoico en el territorio central-este de México, cubre un área de aproximadamente 48,000 km², donde se han identificado como basamento rocas del Pérmico y del Triásico, las cuales se encuentran plegadas y falladas. Sobre estas rocas descansan secuencias continentales, las cuales rellenaron fosas tectónicas que bordearon la plataforma durante el Jurásico temprano, y en el Jurásico tardío se dieron las transgresiones marinas, permitiendo las condiciones ambientales y tectónicas para la deposición de secuencias sedimentarias marinas en el entorno de varias paleo-islas. En general, en las zonas de topografía baja se formaron inicialmente conglomerados, areniscas y lutitas, posteriormente se formaron calizas, margas e intercalaciones de lutitas y ocasionalmente lentes de pedernal además de secuencias evaporíticas; en esas unidades sedimentarias se tiene la presencia de gran variedad de organismos fósiles. Durante el Cretácico, principalmente durante el Barremiano-Aptiano-Cenomaniano, que las zonas de topografía altas fueron cubiertas de agua debido a una transgresión generalizada en la región, por lo que se formó la plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí, donde predominan depósitos de calizas de aguas someras con sus diferentes facies (Formación El Abra) y bordeando la plataforma existen carbonatos de talud (Formación Tamabra) y en aguas profundas carbonatos de facies finas (Formaciones Tamaulipas Inferior, La Peña y Tamaulipas Superior) es cuando se depositaron el mayor volumen de estas secuencias sedimentarias marinas. Posteriormente, las unidades estratigráficas fueron deformadas por los esfuerzos comprensivos de la Orogenia Laramide, que formó el Orógeno Mexicano, por lo que las secuencias estratigráficas se plegaron, fallaron, fracturaron y se formaron anticlinales y sinclinales con orientación preferencial NW-SE, hay fallas inversas y cabalgaduras en el sector oriental de la plataforma. Finalmente, las rocas más jóvenes son cenozoicas, predominando areniscas y conglomerados, también se tienen rocas ígneas, depositadas durante una fase de extensión cortical predominando riolitas del Oligoceno y derrames de basalto del Mioceno-

Pleistoceno; rellenando las depresiones topográficas se tienen a los depósitos aluviales y coluviales del Cuaternario.

Debido a la evolución geológica que tuvo la plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí, hoy se tienen importantes recursos naturales en algunos sectores de la plataforma; destacando la minería con yacimientos minerales, principalmente sulfuros con plata, plomo y zinc de gran relevancia e importancia económica que ha ayudado al desarrollo económico de la región. Por otro lado, existen acuíferos que abastecen de agua a las comunidades que se ubican sobre y en el entorno de la plataforma. Además, se han realizado estudios para la evaluación de la existencia de petróleo sin éxito geológico debido a que la plataforma está expuesta, pero hay potencial en las zonas donde las columnas estratigráficas se duplican por las cabalgaduras.

Palabras clave: plataformas carbonatadas, transgresiones marinas, esfuerzos comprensivos, extensión cortical, recursos naturales.

Abstract

The Actopan-Valles San Luis Potosí Platform is one of the carbonate platforms formed during the Mesozoic in central-eastern Mexico, It covers an area of approximately 48,000 km², where Permian and Triassic rocks have been identified as basement, which are folded and faulted. On these rocks rest continental sequences, which filled tectonic trenches that bordered the platform during the Early Jurassic, and in the Late Jurassic marine transgressions occurred, allowing environmental and tectonic conditions for the deposition of marine sedimentary sequences in the environment of several paleo-islands. In general, in the areas of low topography, conglomerates, sandstones and shales were initially formed, later limestones, marls and shales intercalations and occasionally flint lenses were formed in addition to evaporite sequences; in these sedimentary units there is the presence of a great variety of fossil organisms. During the Cretaceous, mainly during the Barremian-Aptian-Cenomanian, the high topography areas were covered by water due to a widespread transgression in the region, thus forming the Actopan-Valles San Luis Potosí platform, where shallow water limestone deposits with their

different facies predominate (El Abra Formation) and bordering the platform there are slope carbonates (Tamabra Formation) and in deep waters fine facies carbonates (Lower Tamaulipas, La Peña and Upper Tamaulipas Formations) is when the greatest volume of these marine sedimentary sequences were deposited. Later, the stratigraphic units were deformed by the compressive stresses of the Laramide Orogeny, which formed the Mexican Orogen, so the stratigraphic sequences were folded, faulted, fractured and anticlines and synclines with a preferential NW-SE orientation were formed, there are reverse faults and thrusts in the eastern sector of the platform. Finally, the youngest rocks are Cenozoic, with sandstones and conglomerates predominating, there are also igneous rocks, deposited during a phase of cortical extension, with rhyolites from the Oligocene predominating, and basalt spills from the Miocene-Pleistocene; filling the topographic depressions are the alluvial and colluvial deposits from the Quaternary.

Due to the geological evolution of the Actopan-Valles San Luis Potosí platform, there are now important natural resources in some sectors of the platform; mining with mineral deposits, mainly sulfides with silver, lead and zinc, stands out. These deposits are of great relevance and economic importance and have helped the economic development of the region. On the other hand, there are aquifers that supply water to the communities located on and around the platform. In addition, studies have been carried out to assess the existence of oil without geological success because the platform is exposed, but there is potential in the areas where the stratigraphic columns are duplicated by the thrusts.

Keywords: carbonate platforms, marine transgressions, compressive stresses, cortical extension, natural resources.

Capítulo 1. Introducción

Las plataformas carbonatadas se forman por la acumulación de sedimentos calcáreos en un ambiente tropical o subtropical con aguas poco profundas (hasta 200 m aproximadamente); en esas condiciones se encontraba parte del centro oriente de México durante el Mesozoico, debido a una transgresión regional que cubrió antiguas islas provocando que el Mar Tethys se extendiera e invadiera las zonas continentales, permitiendo así la formación de grandes plataformas carbonatadas (Santillán *et al.*, 2024), una de ellas es la plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí, la cual abarca una porción de los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Guanajuato, Querétaro e Hidalgo. Durante el Cretácico, tuvo su mayor desarrollo como una plataforma aislada bordeada por arrecifes de rudistas y corales, rodeando una laguna, y en donde se depositaron grandes volúmenes de secuencias carbonatadas y evaporitas durante una fase de lenta subsidencia generalizada. Se ha identificado gran variedad de fósiles de aguas someras en condiciones ambientales tropicales con abundancia de nutrientes que favorecieron el desarrollo de fauna y flora marina durante la evolución geológica de la plataforma (Carrillo-Bravo, 1971).

El estudio geológico evolutivo de las plataformas carbonatadas permite identificar condiciones ideales para la formación o acumulación de algún recurso natural que es de utilidad para la sociedad, y que permiten el desarrollo económico y social con el aprovechamiento de estos. La plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí ha sido objeto de estudio por diversos autores y en el siguiente trabajo se incluye información relevante de su evolución geológica, estratigrafía y la geología estructural relacionada con la formación del orógeno mexicano, que fisiográficamente forman parte de la Sierra Madre Oriental.

Capítulo 2. Cuencas sedimentarias

2.1. Conceptos fundamentales de las cuencas sedimentarias

Las cuencas sedimentarias son regiones de hundimiento prolongado de la superficie terrestre, forman depresiones topográficas donde se acumulan sedimentos que forman sucesiones estratigráficas. Los mecanismos que impulsan el hundimiento de la superficie terrestre están relacionados principalmente con los procesos que tienen lugar en el interior de la capa límite térmica relativamente rígida de la Tierra, conocida como litosfera. La litosfera está formada por una serie de placas que se mueven entre sí, causando convergencia, divergencia o desplazamientos laterales regionales. Las cuencas sedimentarias se forman en entornos de movimiento de placas o en su interior (Allen & Allen, 2005).

La subsidencia implica el hundimiento lento y paulatino del terreno, en donde posteriormente se depositan sedimentos, los cuales se acumulan y con el paso del tiempo geológico se litifican. Los mecanismos que ayudan a que la subsidencia exista son la isostasia, la deformación de la litosfera por efectos de la aplicación de esfuerzos (compresivos, extensionales o de cizalla) y el flujo viscoso del manto.

La subsidencia controla principalmente: la tasa de aporte sedimentario, el tipo y características del sedimento, la preservación de los sedimentos y rocas, la migración de los canales, los procesos de avulsión, el desarrollo de planicies de inundación, etc. (Barredo & Stinco, 2010). Prokopovich (1979), define dos tipos de subsidencia: la endógena que hace referencia a aquellos movimientos de la superficie terrestre asociados a procesos geológicos internos, tales como pliegues, fallas, vulcanismo, entre otros, y la exógena que se refiere a los procesos de deformación superficial relacionados con la compactación natural o antrópica de los suelos (citado en Tomás *et al.*, 2009). González de Vallejo *et al.* (2002), mencionan que la subsidencia puede afectar a todo tipo de corteza terrestre, esto debido a cambios tensionales inducidos. Los procesos isostáticos permiten el equilibrio entre las diferentes porciones de la corteza terrestre debido a las variaciones de densidades de los materiales.

La evolución de una cuenca sedimentaria está influenciada por diferentes factores como la tectónica, el clima, la tasa de sedimentación, el cambio del nivel del mar y la subsidencia; los cuales darán origen a una cuenca sedimentaria en particular.

La tectónica de placas juega un papel muy importante en la formación y evolución de una cuenca sedimentaria. Esteban *et al.* (2012), indican que la tectónica de placas explica la disposición actual de los continentes y su movimiento a lo largo del tiempo geológico, la expansión de los océanos, la formación del relieve terrestre, la distribución geográfica de los volcanes y los sismos, entre otros, donde el movimiento de las placas es originado por el flujo convectivo del calor del manto rocoso de aproximadamente 2,900 km de espesor, y su pérdida a través de la corteza terrestre (citado en Martínez, 2020). Bird & Kagan (2004), han definido que nuestro planeta está conformado por 14 placas de gran tamaño y otras 38 placas pequeñas. Entre esas placas, existen tres tipos de límites de placas tectónicas, va a depender de los procesos que ocurren a lo largo de ellas, tendremos límite divergente, límite convergente y límite transformante. Iturralde (2009), define y señala algunas características importantes de cada uno de los límites de placa:

a) Límite divergente. Los límites divergentes entre placas se encuentran tanto en el interior de los continentes, como en los océanos. En ellos el magma que asciende desde las profundidades del manto da lugar a extensión y a la formación de nueva corteza oceánica. Estas nuevas cortezas, son muy calientes y poco densas, con el paso del tiempo, mientras se van alejando de la zona donde se formó, se enfrían, se hacen más pesadas y se hunden más debido al desarrollo de fallas normales, creando una pendiente del fondo marino desde las cordilleras hacia los fondos abisales. En contraste, los límites divergentes en los continentes se expresan como una serie de valles profundos, que son resultado del descenso del terreno a lo largo de las fosas continentales (grabens).

b) Límite convergente. Se desarrollan donde dos placas convergen frontal u oblicuamente, de manera que una se hunde debajo de la otra. Esto ocurre porque una de las placas se ha enfriado lo bastante como para tener una mayor densidad, y se hunde por su peso en el manto. En los límites convergentes situados en los

océanos se reconocen algunos elementos geográficos tales como la fosa oceánica, las islas no volcánicas y la cuenca de antearco, las islas volcánicas y la cuenca detrás del arco (retroarco). Sobre la placa superior hay otro elemento destacado en el relieve que son las islas volcánicas. Al otro lado del archipiélago de islas volcánicas, se encuentran las cuencas detrás del arco o mares marginales. Cuando un límite convergente está situado entre una placa oceánica y una continental, en el borde del continente se forma la fosa oceánica (o sutura de subducción), le sigue hacia el continente la cuenca de antearco, que puede coincidir con el talud continental, y después se avistan una serie de volcanes. Si el límite convergente coincide con dos placas con corteza continental, el choque frontal entre ambos continentes provoca una situación geográfica y geológica distinta; en estas condiciones se forman sistemas montañosos donde, rara vez hay actividad volcánica, pero con frecuencia ocurren terremotos de gran intensidad.

c) Límites transformes. Estos permiten que una placa se desplace junto a otra, a lo largo de estos límites se encuentra, un valle o fosa profunda, tanto en los océanos como en el interior de los continentes. La fricción que se genera a lo largo de estas enormes fallas provoca frecuentes terremotos y erupciones volcánicas, cuyos magmas son ricos en álcalis. Las fallas deslizantes son muy comunes en los fondos oceánicos, donde se desplazan lateralmente las cordilleras sumergidas.

La interacción que existe entre las placas tectónicas y los procesos que ocurren en ellas dan origen a diferentes tipos de morfología en la corteza terrestre, permitiendo ver cambios importantes en el relieve del planeta Tierra.

2.2. Clasificación de las cuencas sedimentarias

Las cuencas sedimentarias se pueden clasificar de diferentes maneras, según los criterios que toma cada autor, en este trabajo se tomará en consideración a los eventos tectónicos que dieron paso a la evolución de una cuenca sedimentaria, Dickison (1974), las clasificó tomando como criterios la tectónica formadora de la cuenca, las secuencias deposicionales que la rellenan y la tectónica modificadora de la cuenca. De manera general, considera que existen cinco tipos de cuenca: (a) cuencas oceánicas, (b) márgenes continentales rifted, (c) sistemas de arco de

trinchera, (d) cinturones de sutura, y (e) cuencas intracontinentales. Años más tarde Ingersoll, (1988), e Ingersoll & Busby, (1995), hicieron importantes aportaciones reconociendo algunos otros tipos de cuencas, dando por total 26 diferentes cuencas sedimentarias (Tabla 1), agrupándolas en clases de configuraciones divergentes, configuraciones intraplaca, configuraciones convergentes, configuraciones transformantes y configuraciones híbridas (citado en Allen & Allen, 2005).

Movimiento relativo de la placa	Tipo de cuenca	Descripción de la cuenca	Ejemplo actual
Divergentes	Valles de rift terrestres	Grietas en la corteza continental, comúnmente con vulcanismo bimodal	Rift de Río Grande
	Depresiones de rift protooceánico	Cuencas oceánicas incipientes cubiertas por nueva corteza oceánica, flanqueadas por márgenes continentales jóvenes y fracturados	Mar Rojo
Intraplaca	Elevaciones y terrazas continentales	Márgenes continentales intraplaca riftados maduros en límites continental-oceánico	Costa Este de Estados Unidos.
	Terraplenes continentales	Progradación de cuñas sedimentarias en el borde de los márgenes continentales fracturados.	Mississippi, Costa del Golfo, Estados Unidos.
	Cuenca intracratónicas	Amplias cuencas cratónicas, comúnmente con rifts subyacentes	Cuenca del Congo
	Plataformas continentales	Cratones estables con una fina y extensa capa sedimentaria	Mar de Barents
	Cuencas oceánicas activas	Cuencas cubiertas por corteza oceánica en límites de placa divergentes activas	Océano Pacífico
	Islas oceánicas, dorsales y	Plataformas y plataformas sedimentarias en entornos intraoceánicos	Montes Submarinos,

	mesetas sísmicas		Emperador-Hawái
	Cuencas oceánicas inactivas	Cuencas cubiertas por corteza oceánica, que no se expande ni subduce	Golfo de México
Convergente	Trincheras	Depresiones profundas formadas por subducción de la litosfera oceánica	Trinchera de Chile
	Cuencas con pendiente de trinchera	Cuencas estructuralmente confinadas en complejos de subducción	Trinchera de Centroamérica
	Cuencas de antearco	Cuencas dentro de una brecha de arco-trinchera	Sumatra
	Cuencas intraarco	Cuencas a lo largo de la plataforma de arco, incluidos volcanes superpuestos	Lago de Nicaragua
	Cuencas de retroarco	Cuencas oceánicas detrás de arcos magmáticos intraoceánicos y cuencas continentales detrás de arcos magmáticos de margen continental sin cinturones de plegamiento y cabalgamiento del antepaís	Marianas
	Cuencas de antepaís de retroarco	Cuencas de antepaís en lados continentales del sistema de arco-trinchera de margen continental	Estribación-es de los Andes
	Cuencas oceánicas remanentes	Cuencas oceánicas cada vez más reducidas entre márgenes continentales en colisión y/o en sistemas de trinchera de arco (eventualmente subducidas o deformadas)	Bahía de Bengala
	Cuencas periféricas del antepaís	Cuencas de antepaís superpuestas a márgenes continentales fracturados durante la colisión continental	Llanura del Golfo Pérsico
	Cuencas con tapa de lámina de empuje	Cuencas transportadas por encima de láminas de empuje móviles	Cuenca de Peshawar, Pakistán

	Cuencas Intermontañas de antepaís	Cuencas formadas entre levantamientos con núcleos de basamento en entornos de antepaís	Sierra Pampeanas, Argentina
Transformantes	Cuencas transtensionales	Cuencas formadas por extensión local a lo largo de sistemas de fallas de rumbo	Mar de Salton, California
	Cuencas Transpresionales	Cuencas formadas por compresión local a lo largo de sistemas de fallas de rumbo	Cuenca de Santa Bárbara, California
	Cuencas transrotacionales	Cuenca formada por la rotación de bloques de la corteza terrestre alrededor de ejes verticales dentro de sistemas de fallas de rumbo	Antearco de las Aleutianas accidental
Híbridas	Cuencas intracontinentales	Cuencas en la corteza continental asociada con tectónica de deslizamiento causadas por procesos de colisión distantes	Cuenca de Qaidam, China
	Aulacógeno	Antiguas fisuras falladas se reactivaron durante la tectónica convergente	Ensenada Mississippi
	Impactógeno	Cuenca de rift causada por tensiones transmitidas desde el margen de la placa convergente	Falla del Baikal, Siberia
	Cuencas sucesoras	Cuencas en entornos intermontañosa tras el cese de la actividad orogénica	Cuenca y Cordillera Sur, Arizona

Tabla 1. Clasificación de cuencas adaptada de Ingersoll y Busby (1995), modificada de Dickinson (1974, 1976) e Ingersoll (1998), obtenida en Allen & Allen, (2005).

En las figuras 1, 2 y 3, se pueden observar algunos modelos de cuencas sedimentarias y sus límites tectónicos.

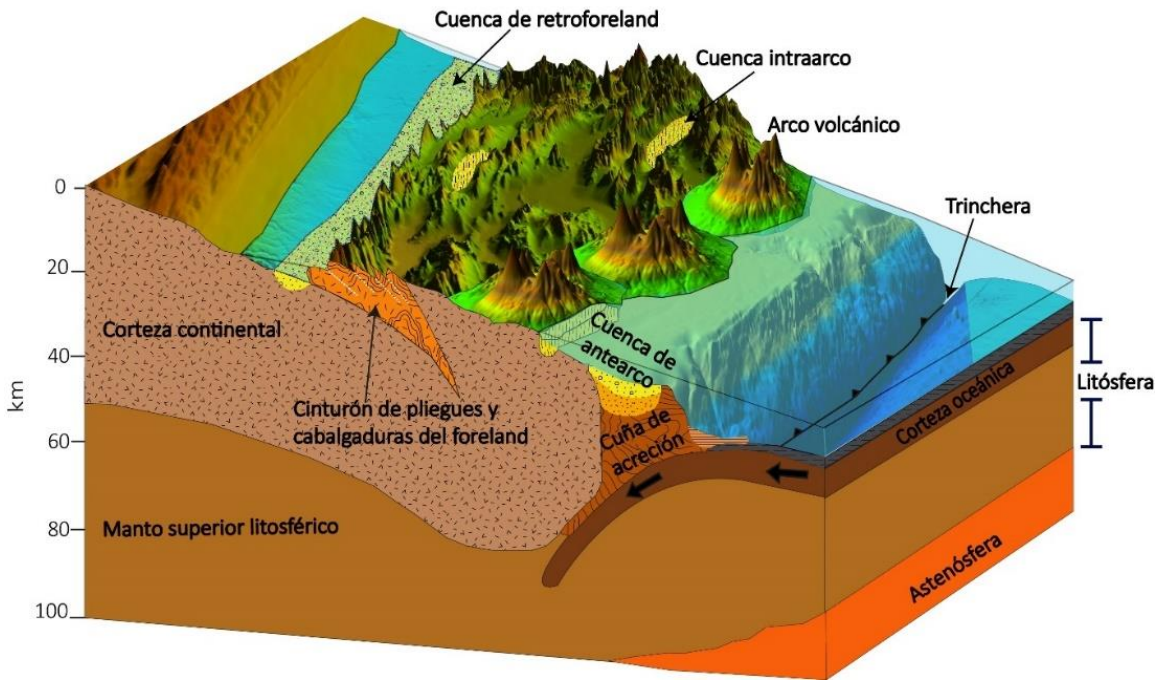


Figura 1. Cuencas generadas en un marco tectónico convergente, por la subducción en un margen continental. Modificado de Einsele, (1992).

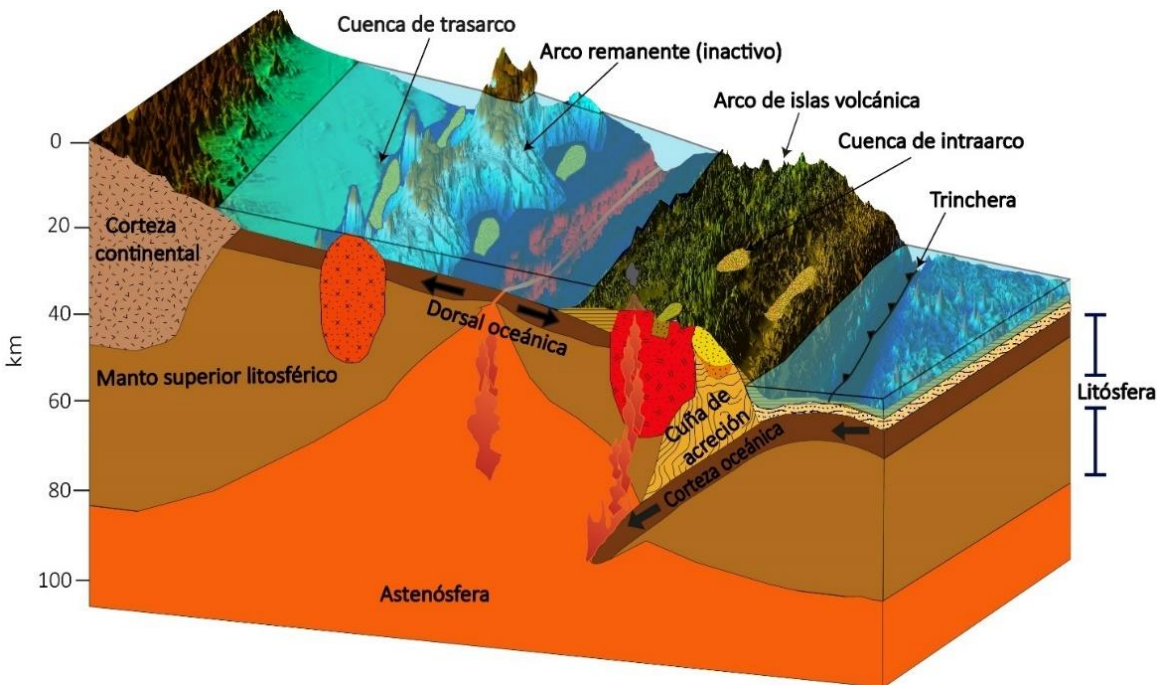


Figura 2. Cuencas generadas tectónicamente por la subducción en una margen oceánica. Modificado de Einsele, (1992).

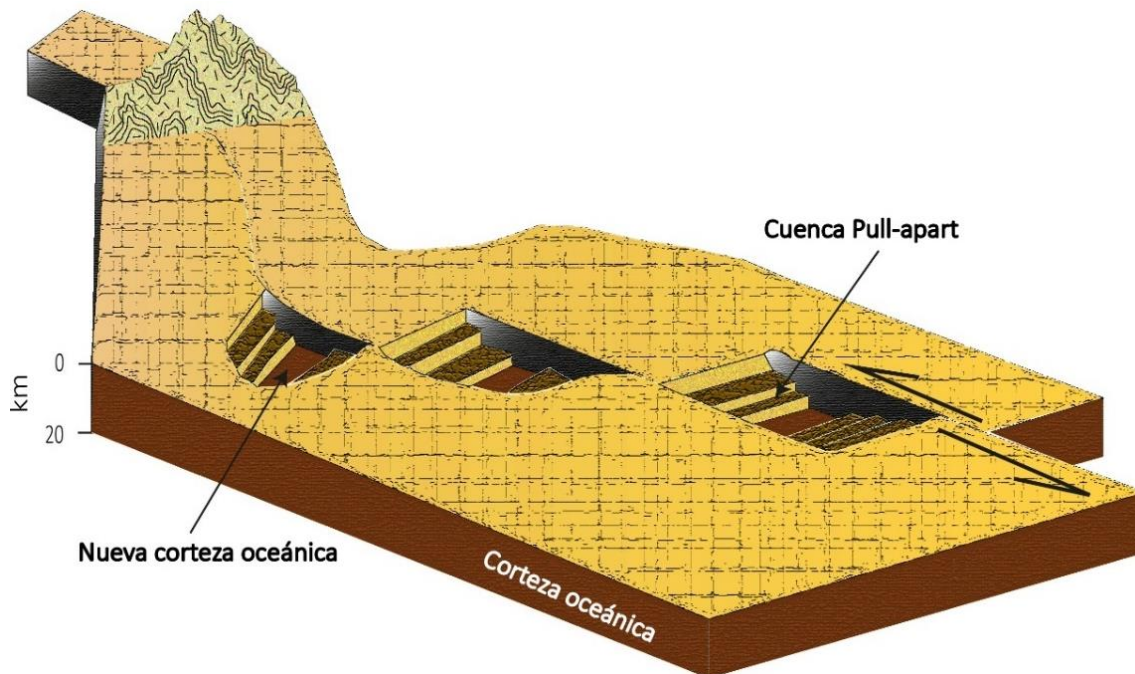


Figura 3. Cuenca generada en un marco tectónico transformante. por el desplazamiento de placas.
Modificado de Einsele, (1992).

Capítulo 3. Plataforma continental

La plataforma continental, el talud continental y el pie del continente (*continental rise*) conforman la margen continental submarina, esta zona posee una corteza continental en las márgenes pasivas. Según Lugo (2017), las características importantes de las tres estructuras que componen a la margen continental submarina son:

- a) La plataforma continental: representa la extensión al fondo marino de las estructuras continentales, con su límite exterior a una profundidad promedio de 200 metros. La plataforma se posiciona entre la línea de costa y el borde exterior del talud continental. Su relieve es una superficie nivelada acumulativa.
- b) El talud continental: es un escarpe con una inclinación generalmente de 2° a 4°, con una superficie irregular que alcanza profundidades de 1,000 y hasta 4,500 metros. El talud se posiciona entre la plataforma continental y la cima del pie del continente. Su relieve es un escarpe de origen tectónico escalonado debido a las fallas normales, que comúnmente es cortada por cañones submarinos.

c) Base del talud (*continental rise*): es en general una superficie acumulativa de suave inclinación, originada por los depósitos de las corrientes de turbidez en la desembocadura de los cañones submarinos, alcanza profundidades de 3,500 y hasta 4,800 metros. Se posiciona entre el borde inferior del talud continental y la planicie abisal.

La evolución de las plataformas continentales está definida por la tectónica, la subsidencia, el clima, los organismos que viven en ella, el nivel del mar, el oleaje, la salinidad de las aguas, los procesos físicos, procesos químicos y el aporte sedimentario, dando origen a una plataforma continental en particular.

3.1. Clasificación de plataformas

Las plataformas son en general de ambientes sedimentarios de alta energía, las cuales están influenciadas por el oleaje y las corrientes marinas. De forma general podemos clasificar a las plataformas en plataformas clásticas y plataformas carbonatadas.

3.1.1. Plataformas clásticas

Abarcan gran parte del fondo marino entre la costa y la rotura de pendiente que da paso al talud continental. Desde el punto de vista sedimentario, están estrechamente relacionadas con los ambientes costeros a través del dominio infralitoral (zona donde el oleaje empieza a interactuar con el fondo). Se pueden identificar dos tipos de plataformas clásticas: a) plataformas pericontinentales y b) plataformas epicontinentales. De acuerdo con Arche (2010), las plataformas siliciclásticas tienen diferentes características, éstas son:

a) Plataformas pericontinentales: son relativamente estrechas que rodean los continentes; corresponden a dos tipos de márgenes continentales: los pasivos, que se asocian a *rifting* y subsidencia térmica que reciben el sedimento del drenaje del bloque continental fracturado y separado, y los convergentes cuya subsidencia se debe a la subducción, en los cuales el oleaje erosiona a las plataformas estrechas que, con aporte abundante, pueden acoger un prisma sedimentario cuneiforme

adyacente al bloque bajo el cual se consume la placa y que actúa como área fuente de los sedimentos.

b) Plataformas epicontinentales: ocupan ciertas áreas inundadas de los continentes; se generan en relación con movimientos de placas en la corteza continental (cuencas de retroarco y otros tipos de cuencas cratónicas). Pueden incluirse en este tipo las plataformas estrechas asociadas a cuencas de antepaís (*foreland basins*) cuya subsidencia se debe al apilamiento de unidades, de las cuales procede la mayor parte del aporte sedimentario.

3.1.2. Plataformas carbonatadas

Son secuencias de carbonatos de aguas poco profundas, formadas por las acumulaciones de partículas y organismos de esqueletos carbonatados, además de la precipitación de los carbonatos por procesos fisicoquímicos. Reading (1996), reconoce cuatro morfologías de plataformas carbonatadas: a) plataformas epeiricas, b) plataformas aisladas, c) plataformas *shelves* y d) rampas, además, propone que una plataforma ahogada se refiere a una plataforma carbonatada de aguas someras que quedó tan profundamente sumergida que cesó su crecimiento y quedó cubierta por facies condensadas distintivas o enterrada por sedimentos de aguas más profundas.

a) Plataformas epeiricas: se desarrollaron en interiores cratónicos relativamente estables o en amplias plataformas continentales inundadas. Las cuencas intraplaca en entornos de plataformas epeiricas suelen estar bordeadas por márgenes en forma de rampa de baja pendiente y las profundidades del agua rara vez parecen haber superado los 200 m. Están rodeadas por extensas zonas de aguas poco profundas. Durante los descensos del nivel del mar, pueden restringirse lo suficiente como para dar lugar a la formación de evaporitas.

b) Plataformas aisladas: son zonas de aguas someras rodeadas de un talud y cuenca profunda, que en general, tienen cimas planas donde el sedimento se deposita en menos de 10 m de agua. El margen de la plataforma puede estar rodeado de arrecifes o de bancos de arena esquelética u oolítica, mientras que en el interior suele predominar el lodo de carbonatos y puede haber una circulación

restringida con el océano abierto. Sus márgenes están fuertemente influenciados por la orientación de los vientos dominantes, las olas y las corrientes de marea; un ejemplo es el banco de las Grandes Bahamas.

Las plataformas modernas como la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí con bordes comúnmente poseen un margen arrecifal de corales y algas coralinas, pero diferentes organismos han ocupado este nicho en el pasado, por ejemplo, estromatolitos en el Precámbrico, estromatoporoideos en el Paleozoico temprano y medio, y rudistas en el Cretácico.

c) Plataformas *shelves*: es una plataforma de aguas poco profundas, unida al continente con una pronunciada ruptura en la pendiente hacia aguas más profundas. En la ruptura se tiene comúnmente un margen agitado por las olas con un borde más o menos continuo de arrecifes y/o bancos de arena esqueléticos u oolíticos (una plataforma con borde). Son típicamente planas (la producción de sedimentos permite que las plataformas se mantengan al día con cualquier aumento del nivel del mar) y tienen un borde distinto que actúa como un margen de restricción.

d) Rampas: Read (1982), propone que son una superficie de suave pendiente de menos de 1°. La zona agitada por las olas está cerca de la orilla; sin embargo, algunas rampas parecen tener una ruptura de pendiente en aguas más profundas y se conocen como rampas distalmente empinadas. Se desarrollan a lo largo de márgenes pasivos y en cuencas de antepaís (*foreland*) donde domina el hundimiento por flexión.

En la Tabla 2 podemos apreciar las diferencias que existen entre las plataformas carbonatadas y las plataformas clásticas.

Sedimentos carbonatados (integran plataformas carbonatadas)	Sedimentos clásticos (integran plataformas clásticas)
La mayoría se dan en medios tropicales someros.	No importa el clima, se dan en todas partes y pueden ser más profundas.
La mayoría son marinos, predominando los carbonatos.	Mayoritariamente terrígenos y pocos carbonatos.

El tamaño de grano generalmente refleja el tamaño original de las partículas duras clasificadas de los organismos.	El tamaño de las partículas refleja la energía del medio.
A menudo, la presencia de lodo calcáreo indica el crecimiento prolífico de organismos cuyas partes calcificadas están construidas por agregados de cristales del tamaño de la arcilla.	La presencia de lodo (arcillas) indica decantación a partir de suspensión.
El tipo de sedimento cambia a través del tiempo, respondiendo a la evolución de las formas de vida.	La naturaleza de los granos sedimentarios no ha cambiado en el transcurso del tiempo geológico.
Los cuerpos arenosos carbonatados, de aguas someras, se forman principalmente como resultado de la fijación localizada de carbonato, tanto de origen biológico como fisicoquímico. Las construcciones localizadas de sedimentos modifican el carácter de los ambientes sedimentarios de alrededor, aun sin ser acompañados en origen de alteraciones en el régimen hidráulico.	Los cuerpos arenosos clásticos o terrígenos, de aguas someras, siempre se forman directamente a partir de la interacción de las corrientes fluviales, corrientes marinas y el oleaje. Los cambios en los ambientes sedimentarios son generalmente el resultado de cambios generalizados en el régimen hidráulico.
Normalmente, en el fondo marino, los sedimentos están cementados.	Los sedimentos permanecen sin consolidarse en el medio de deposición.
La exposición subaérea periódica de los sedimentos durante la deposición da lugar a una intensa diagénesis (disolución, cementación y recristalización esencialmente).	La exposición periódica de los sedimentos durante la deposición deja a estos relativamente sin afectar, pero ocurre retrabajo de sedimentos (exceptuando costras endurecidas y paleosuelos)
Las señales de diferentes facies sedimentarias se eliminan con un metamorfismo de bajo grado.	Las señales de facies sedimentarias sobreviven al metamorfismo de bajo grado.

Tabla 2. Comparación entre las características fundamentales de los sedimentos carbonatados y clásticos. Modificado de James, 1979; obtenido en Arche (2010).

Capítulo 4. Plataforma Valles San Luis Potosí

4.1. Ubicación

La Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), está ubicada en la porción centro-oriental del Altiplano Mexicano, abarca parte de los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Guanajuato, Querétaro e Hidalgo (Figura 4); sus afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos en el sector central de la Sierra Madre Oriental (SMOr) (Morán *et al.*, 2013); mientras que la Plataforma Actopan (PA) pertenece al sector sur-sureste de la PVSLP, donde las calizas están cubiertas por andesitas y piroclastos de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) (Carrillo, 1969; citado en Carrasco, 1971)

Las aguas marinas que cubrían a las plataformas eran cálidas y someras, en la PA no superaba los 50 m de profundidad (Tirado, 2019). La PVSLP es una de las más grandes plataformas aisladas carbonatadas del mundo, abarcando una superficie aproximada de 48.000 km² (Carillo-Bravo, 1971); un segmento de esta es la PA que tiene un área aproximadamente de 45 km² (Tirado, 2019).

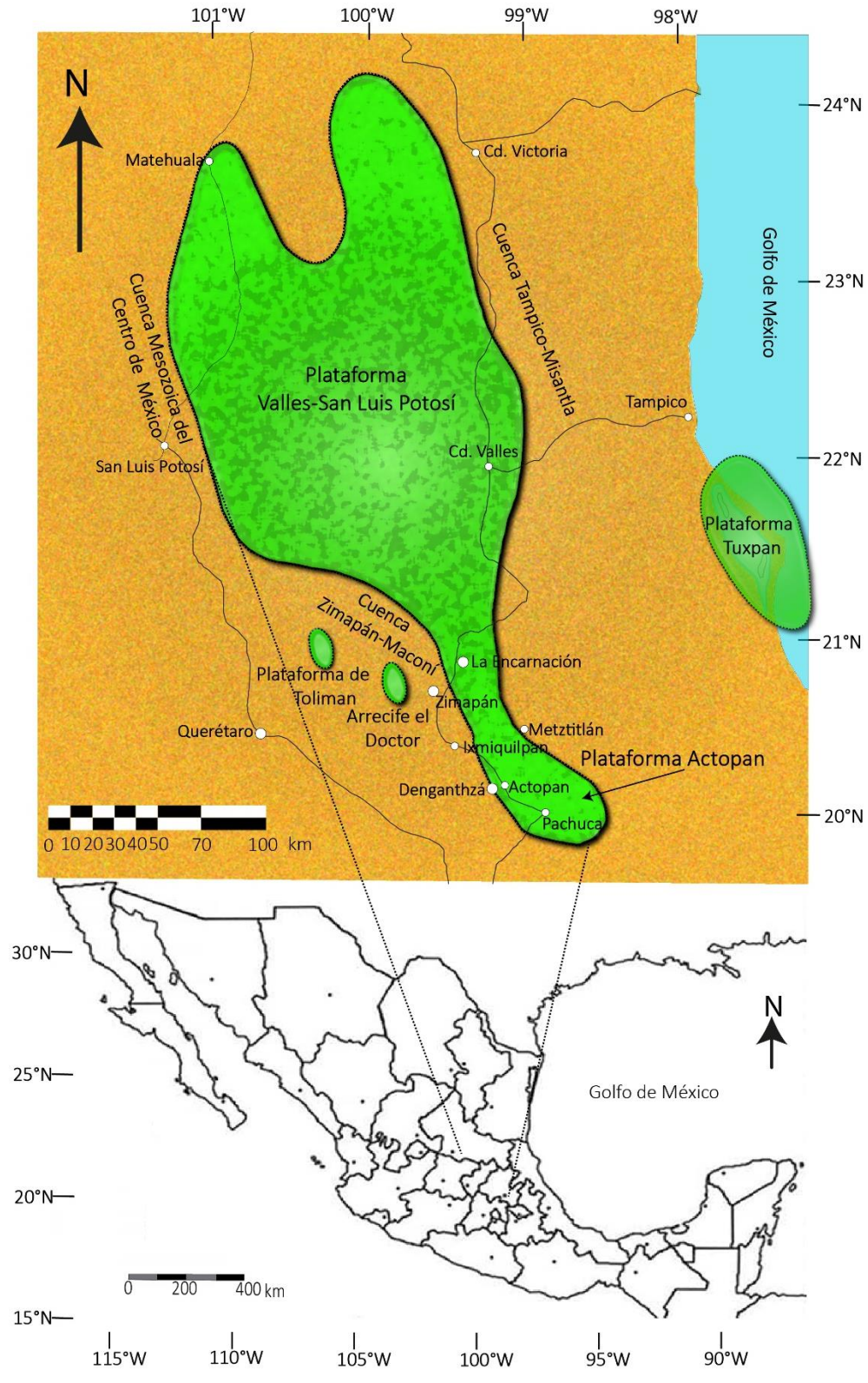


Figura 4. Ubicación de la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971; Tarango, 2003; Carrasco *et al.*, 2004); tomada y modificado de SGM, (2011).

4.2. Estado del arte

La Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí ha sido objeto de estudio por la abundancia de recursos naturales que se encuentran en la región, es precisamente Petróleos Mexicanos (PEMEX) que desde inicios de la década de los sesenta comienza a hacer exploración con interés de evaluar si la zona tiene algún tipo de hidrocarburo que pueda ser extraído y aprovechado por la sociedad. Es Carrillo-Bravo (1971) quien publica en el Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros el número “Plataforma Valles-San Luis Potosí”, el cual recaba información de los trabajos exploratorios desde 1962 hasta la fecha de su publicación, dejando un trabajo de investigación referente para el estudio de la plataforma.

Por otra parte, ha sido de interés el estudio de la Formación El Abra, ya que es la que se encuentra expuesta en casi toda la plataforma y por el gran contenido de organismos fosilíferos bien preservados. En 1930 Kellum define las facies de miliólidos y Taninul, fue hasta 1990 cuando Suter incluye dentro de la formación las facies El Abra (interior de la plataforma) y Taninul (borde de la plataforma); mientras que Carrasco (1971) realizó estudios sedimentológicos-estratigráficos de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan.

El Servicio Geológico Mexicano (SGM) también ha realizado estudios sobre la plataforma en la exploración de recursos minerales metálicos y no metálicos, rocas dimensionales y agregados pétreos para crear nuevos proyectos mineros y así contribuir al desarrollo de la minería.

4.3. Tipo de plataforma

Carrillo-Bravo (1971), define a la PVSLP como una plataforma carbonatada bordeada por arrecifes de rudistas, es de tipo aislada y se desarrolló sobre un basamento cristalino dirección N-NW durante el Barremiano-Aptiano; con crecimientos arrecifales que rodeaban y bordeaban una laguna donde inicialmente se formaron evaporitas y lodo terrígeno-carbonatado, después carbonatos de plataforma, alcanzando espesores de hasta 2,000 m, desarrollados en una zona de lenta subsidencia que permitió se mantuvieran las aguas someras durante varios

millones de años. La porción SE (referente a la PA), fue denominada por Wilson (1975) como “*rudist buildups of Actopan Bank*”, además, menciona que gracias a que el territorio mexicano se encontraba cubierto de aguas cálidas del mar de *Tethys* durante el Cretácico, permitió la formación de grandes volúmenes de sedimentos calcáreos y con ello la formación de grandes y pequeñas plataformas carbonatadas (Tuxpan, El Doctor, Yucatán, Coahuila, etc.), y que las profundidades fluctuaban entre 30 a 50 m (citado en Tirado, 2019). Fue en el Albiano-Cenomaniano, cuando se produjo el mayor desarrollo de plataformas carbonatadas en los ambientes tropicales-subtropicales (Schroeder & Neumann, 1986).

4.4. Desarrollo de la cuenca y sus cambios de facies

En la región centro-oriente de México, asociadas al origen y desarrollo del paleo-Golfo de México, se conformaron una serie de altos y bajos estructurales en diferentes áreas, con orientación general N-S. Las fosas, con topografía negativa, fueron rellenadas con sedimentos continentales (lechos rojos), ambientes de abanicos aluviales, llanuras de inundación y lacustres, que corresponden con la formación Huizachal. Cuando las placas tectónicas de Sudamérica y Norteamérica comenzaron a separarse (al inicio del Jurásico), en la porción oriente de México (fue el área con mayor debilidad), comenzaron a formarse aulacógenos, y en las aperturas ocasionadas por el movimiento de las placas se inició el depósito en las depresiones topográficas (grabens regionales) de una secuencia conglomerática y arenosa arcillosa generada en abanicos aluviales y sistemas de flujos deltaicos. Posteriormente, ocurrió una transgresión marina y se formaron secuencias arcillosas con abundante materia orgánica de la Formación Huayacocotla, la que aflora fuera del margen sureste de la PVSLP (Rocha, 2008).

A finales del Triásico tardío se desarrolló un proceso de fragmentación continental, permitiendo la formación de aulacógenos (Hernández & Hernández, 1991), ocasionando el depósito de sedimentos continentales y luego sedimentos marinos. Después, en el Jurásico temprano la sedimentación culminó, gracias a que entró en una fase de deformación por extensión, que provocó una dislocación y luego

restableció la sedimentación conforme al proceso de erosión de ese momento, gracias a una transgresión marina de poniente a oriente.

El desarrollo como plataforma inició durante el Cretácico, sobre una porción de terreno continental conformado por un basamento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, expuestas en la porción norte de la región; al ocurrir una transgresión regional durante el Jurásico medio inició el depósito marino en los bajos estructurales y las zonas altas aportaban sedimentos terrígenos, que cambiaron a calcáreo-arcillosos durante el Kimmeridgiano, donde la transgresión tuvo un episodio de inundación importante (Carillo-Bravo, 1971). Como la subsidencia continuó y se elevó el nivel del mar de manera regional, los altos topográficos se cubrieron de aguas someras dando lugar al desarrollo de un conjunto de plataformas carbonatadas una de las más grandes es de la PVSLP, el depósito sedimentario en la plataforma inició con la precipitación de evaporitas (Goldhammer *et al.*, 1991) y posteriormente se profundizó un poco y ocurrió un cambio climático que favoreció el depósito de carbonatos de la Formación El Abra y en su periferia secuencias carbonatadas de talud con la Formación Tamabra (brechas calcáreas) y las formaciones Tamaulipas inferior y Tamaulipas superior (carbonatos de aguas profundas).

A nivel regional, en el Cretácico temprano, la cuenca del Golfo de México se mantuvo tectónicamente estable (Salvador, 1991), y fue durante esta época cuando la afluencia de sedimentos terrígenos cesó, con ello las plataformas y rampas estables fueron los lugares perfectos para la deposición de carbonatos.

En el Aptiano, como resultado del aumento del nivel del mar y por los primeros pulsos de levantamiento orográfico del Orógeno Mexicano se depositaron gruesas secuencias calcáreas de aguas someras en la plataforma y en las zonas de topografía negativa (grabens) secuencias calcáreo-arcillosas de las formaciones La Peña y Otates (Rocha, 2008). Durante el Albiano se tuvo el mayor depósito de carbonatos en las plataformas, extendiéndose desde las Bahamas a lo largo del borde norte del Golfo de México, a través de México hasta la península de Yucatán y a varias localidades caribeñas (Scott, 1990). Es cuando la PVSLP comenzó a

formarse como una plataforma aislada, rodeada por el talud y aguas profundas de la Cuenca Mesozoica del centro de México al noroccidente, Cuencas Zimapán-Maconí al suroccidente y hacia el oriente la Cuenca Tampico-Misantla (Wilson & Ward, 1993).

Las condiciones que imperaban en la PVSLP durante el Albiano-Maastrichtiano, provocaron el desarrollo progresivo de arrecifes en los bordes de la plataforma, los cuales están representados por la Formación El Abra en las facies Taninul (De Cserna & Bello, 1963). Mientras tanto, en la margen occidental y oriental de la plataforma y en el límite de la Cuenca Mesozoica del centro de México, se depositó una unidad litológica de ambiente de talud con facies arrecifales mixtas, correspondientes a la Formación Tamabra (López, 2003). De manera contemporánea las cuencas adyacentes de la PVSLP, las plataformas externas y de mar abierto, los depósitos fueron de calizas con fracciones arcillosas, estas secuencias corresponden con las formaciones Taraises, Tamaulipas superior y Cuesta del Cura (Rocha, 2008), los depósitos corresponden a una tectónica de margen pasivo.

Las PA y PVSLP tienen una variabilidad en su distribución y complejas litofacies, debido a la subsidencia a lo largo de su evolución geológica, así como la velocidad de sedimentación (no fueron uniformes ni constantes).

Las condiciones ambientales marinas en las que se encontraba el territorio mexicano en el Cretácico tardío permitieron que se depositaran sedimentos en su mayoría calcáreos e intercalaciones de arcillas, con influencia de mar abierto, hasta convertirse en margas. Estas sucesiones conforman a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, las cuales cubren la porción oriental de la plataforma y en el sector poniente se formaron las unidades Taraises y Caracol en la Cuenca Mesozoica del centro de México y en el sector suroeste la Formación Soyatal en la Cuenca de Zimapán-Maconí. En la zona centro se depositaron carbonatos con intercalaciones de terrígenos, inclusive existieron algunos arrecifes aislados, además de depósitos mixtos en la porción del talud; estas secuencias integran a las formaciones Tamasopo y Cárdenas (Rocha, 2008).

En la PA, durante el Cretácico temprano, existía una pequeña porción de superficie terrestre, esto gracias a que la transgresión marina continuaba, este sector fue el que aportó los sedimentos clásticos; en el resto del área ocurrió una sedimentación calcárea de facies de aguas profundas (Martínez & Cruz, 2019). Ya en el Albiano-Cenomaniano comenzó una sedimentación de plataforma en el sector occidental, mientras que, en el oriente, ocurría una sedimentación calcárea de facies cada vez más profunda (Hernández & Hernández, 1991).

En el Turoniano hubo una acumulación de secuencias calcáreas, primero arcillosas en un ambiente anóxico, después con aportes de piroclastos y finalmente secuencias turbidíticas. En el Paleoceno-Eoceno la zona continuó afectada por una fase compresiva relacionada con la placa Paleopacífica (Farallón) y la Placa Norteamericana, que formó el orógeno mexicano, lo que favoreció la acumulación de la secuencia turbidítica de las tres mega secuencias de Chicontepec, donde tenía lugar la formación de una cuenca de antepaís (retroforeland); posteriormente ocurrió el depósito de secuencias continentales postorogénicas en el poniente. La fase compresiva yuxtapone a la secuencia de la PVSLP sobre las rocas del Anticlinorio Huayacocotla (Martínez & Cruz, 2019). Para el Neógeno, comenzó una fase de extensión cortical que disloca las estructuras laramídicas, y abre rutas para el emplazamiento de diversas rocas volcánicas.

4.5. Sedimentología

Los estudios que se han realizado en la PVSLP por diversos autores han documentado la presencia de rocas precámbricas y paleozoicas metamorfoseadas expuestas en la porción norte, las cuales subyacen de manera discordante a sedimentos clásticos del Jurásico tardío en las zonas de topografía negativa que, es en este periodo cuando comienza la evolución de las cuencas de rift y altos topográficos que al erosionarse aportaban sedimentos terrígenos.

A partir del Jurásico tardío, en los rifts comenzó el depósito de sedimentos continentales en un ambiente de abanico aluvial (secuencias de arena y arcilla depositadas en un ambiente de abanico aluvial – flujo deltaico), y de la misma época se han identificado secuencias de sedimentos terrígenos y carbonatados

depositados en ambiente de flujo deltaico. Para el Cretácico, las zonas de topografía positiva fueron cubiertas por aguas en un proceso transgresivo, lo que permitió que las antiguas islas se cubrieran de agua marina en un clima tropical, por lo que se depositaron secuencias de aguas someras (carbonatos y evaporitas). Se ha documentado que para el Albiano-Cenomaniano se depositaron los mayores volúmenes de sedimentos calcáreos, además de que se han registrado intercalaciones de sedimentos calcáreos con arcilla y arcillas con carbonato. También se tienen rocas del Cenozoico que constituyen cuerpos intrusivos, derrames volcánicos y rocas sedimentarias continentales (Rocha, 2008).

La PA (sector sur de la PVSLP) está compuesta por rocas sedimentarias carbonatadas de plataforma, rodeadas de facies de talud y de cuenca. El SGM (2011), ha documentado secuencias de terrígeno-carbonatadas y secuencias carbonatadas del Cretácico; además de rocas volcánicas del Cenozoico. Los depósitos recientes son materiales no consolidados, generados por la erosión de rocas preexistentes, compuestos de cantos rodados, gravas, arenas, limos y arcillas, acompañados por caliche (SGM, 2011).

4.6. Estratigrafía general y contenido paleontológico

La columna estratigráfica se caracteriza por la presencia de secuencias arenarcillosas, evaporíticas, calcáreas y terrígenas; además de la presencia de coladas de lava y algunos intrusivos. El contenido fósil en cada unidad litológica ha servido para proporcionar una edad relativa a la secuencia sedimentaria en discusión, ya que existen fósiles índices, además de proporcionar información del paleoambiente de depósito de los estratos.

Como basamento de la PVSLP tenemos esquisto micáceo con foliación bien marcada con textura bandeada, contienen lentes y vetas de cuarzo blanco, fue denominada por Carrillo Bravo (1961) como Esquistos Granjeno a afloramientos identificados en Tamaulipas, el espesor que se reporta es superior a 30 m, la unidad litológica es cubierta discordantemente por capas rojizas de Triásico tardío-Jurásico temprano (Rocha, 2008).

Las rocas que se formaron durante el Mesozoico, están conformadas por la Formación Huizachal, del Triásico tardío (Norian) al Jurásico temprano (Hettangiano); la unidad litológica consisten en lutita calcárea de color rojo claro, con limolita, arenisca de grano fino a medio, arenisca cuarcítica y conglomerado con fragmentos sub redondeados a sub angulosos de color rojizo, verde y gris verdoso; se trata de sedimentos de tipo continental, depositados en cuencas de tipo *rift*, generadas por la apertura del proto-Golfo de México (Carrillo-Bravo, 1971). Carrillo-Bravo (1961, 1965), identificó algunas plantas como *Thaumatopteris*, *Todites* y *Metensides* en la parte inferior, mientras que, en la parte superior de la formación, registró *Otozamites hespera*, *Ptilophyllum acutifolium* y *Williamsonia netzahalcoyotlii* (citado en Eguiluz *et al.*, 2014).

En la porción noroccidente durante el Triásico tardío se depositó en un ambiente de abanico submarino la Formación La Ballena, es una secuencia areno-arcillosa afectada por metamorfismo regional de facies de esquisto verde; las areniscas consisten en cuarzo de origen metamórfico y feldespato; en la secuencia Silva-Romo (1993) identificó amonoideos y pelecípodos del Triásico tardío. Discordantemente, sobre la Formación La Ballena se encuentra la Formación Nazas, constituida de secuencias de lavas interestratificadas con tobas, lutitas, limolitas, areniscas y conglomerado, se depositaron en un ambiente continental en la parte marginal de un arco volcánico, donde existían pequeños cuerpos de agua (Arellano-Gil, 1988). Ambas formaciones pertenecen a la Cuenca Mesozoica del Centro de México, colindando con el nororiente de la PVSLP.

Durante el Jurásico temprano (Sinemuriano–Pliensbachiano) en el sector centro-este se acumuló la Formación Huayacocotla, en el Aulacógeno del mismo nombre, consiste generalmente en una secuencia de arenisca, lutita y limolita, con pliegues sinsedimentarios (Figura 5); además de capas de areniscas con estratificación cruzada y gradada, así como algunas capas de lutita calcárea con lentes de caliza arcillosa; su depósito fue marginal deltaica subacuática, con aporte de sedimentos continentales, a transicional marino de aguas variables someras-profundas (Rocha, 2008). Erben (1956), identificó especies índice: *Paltechioceras tardecrescens*, *P.*

rothpletzi y *P. harbledownense*, además de *Paltechioceras* sp., *Plesechioceras cihuacoatlé*, *Orthechioceras jamesdanae*, *Metophioceras* sp. y *Arnioceras ceratitoides* (citado en Arenas et al., 2006).



Figura 5. Pliegue de la Formación Huayacocotla en el municipio de Temapá, Hidalgo.

Durante el Calloviano-Oxfordiano se depositó también hacia el este (en el Aulacógeno), la Formación Santiago, es una secuencia de lutitas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas con abundantes nódulos de pedernal, hay afloramientos en San Luis Potosí e Hidalgo, y se han identificado amonitas de las especies *Reineckeia* aff. *Leiomphala*, *Reineckeia* aff. *Mixteca* y *Discosphinctes virgulatus* (Cantú-Chapa, 1969; 1984).

Durante el Oxfordiano al Kimmeridgiano se depositó las Facies Mixta de la Formación Tamán en la margen oriental de la plataforma, correspondiente a una unidad de alta energía, la unidad litológica consiste en conglomerado basal, caliza de color pardo oscuro alternando con caliza color gris crema a gris verdoso, y espesor de 145 m de caliza de color pardo claro a oscuro y negro; el espesor total de la formación es de 229 m (Carrillo-Bravo, 1971). En la formación Cantú-Chapa (1969), identificó pelecípodos del género *Aulacomyella* y amonitas de los géneros *Ataxioceras*, *Rasenia*, *Virgatosphinctes*, *Taramelliceras*, *Idoceras*, *Glochiceras*, *Ochetoceras*, *Aspidoceras*, *Subdichotomoceras*.

Hacia el occidente y norte de la Paleoplataforma se formó la Formación Zuloaga del Oxfordiano al Kimmeridgiano temprano, la que cubre en discordancia angular a la Formación Nazas; se depositó en un ambiente de aguas somera, consiste en arenisca calcárea intercaladas con calizas recristalizadas con algunos nódulos y lentes de pedernal, además de calizas mudstone, caliza arcillosa y caliza wackestone (Arellano-Gil, 1988). Después, sobre la Formación Zuloaga, durante el Kimmeridgiano tardío-Tithoniano tardío acumulada en aguas someras y profundas se depositó la Formación La Caja, que se compone de calizas limolíticas, estratos de pedernal, limolita calcárea, limolita calcárea con pedernal, caliza arcillosa fosfatada, pedernal calcáreo fosfatado, caliza gris rojiza y limolita con concreciones fosilíferas; se han identificado organismos como pelecípodos, espinas de equinodermos no clasificados, amonoideos del género *Aspidoceras* y *Durangites* (Imlay, 1938, citado en Silva-Romo, 1993).

Hacia el sector sur-oeste de la Paleoplataforma, se formó la Formación Las Trancas de edad Kimmeridgiano-Tithoniano tardío; fue descrita por Segerstrom (1961), como lutita y limolita calcárea, ligeramente filitizada, de color gris oscuro, con intercalaciones de caliza arcillosa parcialmente piritizada, con capas delgadas de grauvaca y pedernal; presenta un conglomerado gris oscuro, de pocos metros de espesor, que contienen una capa de coquina en la parte basal; los espesores son variados de 100 a 1,000 m; la unidad corresponde a una facie de cuenca (aulacógeno), con afloramientos en el estado de Hidalgo, al norte de Zimapán que corresponde con la Cuenca de Zimapán-Maconí.

También en el Kimmeridgiano-Tithoniano, pero al oriente, en la Cuenca Tampico-Misantla, se depositó una secuencia de caliza con pedernal y lutita, las cuales conforman a la Formación Pimienta; la unidad se depositó a profundidades neríticas, con gran aporte de material terrígeno; y se identificaron organismos como *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica* y restos de equinodermos.

Además, al norte y noreste de donde se ubica la PVSLP, se formaron capas de caliza cristalina muy fina a fina recristalizada de color café y arenisca de tonalidades: café grisáceo, gris claro a oscuro, de grano muy fino a fino y medio, conformando a

la Formación La Casita. Los sedimentos son de tipo litoral y de carácter transgresivo, son de aguas más profundas, la unidad litológica contiene evidencia de organismos como *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Idoceras densicostatus*, *Ochetoceras aff.*, *Sanlazarensis*, *Pictonia sp.*, *Subdichotomiceras sp.*, *Giochiceras sp.*, *Aulacomyella sp.* (citado en Carrillo-Bravo, 1971).

Ya para el Cretácico, gran parte del territorio mexicano se encontraba cubierto de aguas marinas de diferente batimetría. Viniegra (1992), señala que en el Aptiano aproximadamente el 90% del territorio estaba bajo el Mar Mexicano (citado en Tirado, 2019), permitiendo depositarse secuencias carbonatadas de diferentes facies (diferentes profundidades oceánicas), dando origen a la PVSLP en donde fue una gran isla. Durante el Berriasiano-Hauteriviano (PEMEX, 1982b; citado en Rocha, 2008) se depositó una unidad litológica sedimentaria constituida por conglomerado basal compuesto por fragmentos de cuarzo y rocas volcánicas, cementados por material arcillo-arenoso de color verdoso, la secuencia continúa con caliza gris, margas de color gris oscuro y arenisca calcárea que intemperizada muestran color amarillento a crema con presencia de abundante fauna como gasterópodos (*Harpagodes aff. Mexicanas*), braquiópodos (*Antiptychina mülleriedi*, *Terebratula sillimani* y *Lucina aff. kellumi*), cefalópodos (*Thurmaniceras novihispanicus* y *Olcostephanus filiter*) (Imlay, 1944; citado en Carrillo-Bravo, 1971); se depositó en aguas someras y con abundancia de material terrígeno (Rocha, 2008), esta secuencia es denominada como Margas Miquihuana.

Según Aguilar (1984), la Formación Guaxcamá, primera unidad estratigráfica marina de la PVSLP tiene edad Hauteriviano-Aptiano y distinguió organismos como *Orbitolina sp.*, *Colomiella mexicana*, *Nannoconus steinmanni*, *Glomospira sp.*, *Hyperammina sp.*, *Orbitolina sp.*, también miliólidos recristalizados, ostrácodos, fragmentos de moluscos y de equinodermos, espículas de esponja y foraminíferos *biseriales* y *planispirales* (citado en Ramos, 2018). La formación está constituida por secuencias de rocas evaporíticas, como anhidrita y en menor proporción yeso y dolomía, la roca presenta un aspecto sacaroideo, de color gris tenue a gris oscuro, ocasionalmente con bandas de material arcilloso intercalados con yeso, algunas

veces caliza microcristalina y dolomía de color gris oscuro, cuando se impacta la roca presenta un olor fétido; la secuencia sedimentaria aflora en la porción central de la PVSLP (Carrillo-Bravo, 1971). La unidad se formó en una laguna cerrada, localizada sobre la plataforma y separada del mar abierto, seguramente por barreras de tipo arrecifal, sugerido por la presencia de rocas arrecifales y post-arrecifales dentro de la secuencia evaporítica (Rocha, 2008); PEMEX (CRM, 1992) con el pozo Lagunillas reportó espesor mayor a los 2,000 m (citado en Morán *et al.*, 2013).

La Formación Taraises se depositó durante el Berriasiano-Huaterviano temprano en un ambiente nerítico a infranerítico en la Cuenca Mesozoica del Centro de México, ubicada al poniente-norte de la PVSLP, la cual consiste en caliza arcillosa, mudstone de color gris con intercalaciones de lutita calcárea y limolita con abundantes amonoideos; mudstone y wackestone de color gris oscuro, la secuencia fue depositada en mar abierto identificando fauna como amonoideos (géneros *Olcostephanus*, *Acriceras*) y ejemplares como *Berriasella sp.*, y *Inoceramus sp.* (Arellano-Gil, 1988).

Al oriente de la PVSLP, durante el Berriasiano y hasta el Aptiano se depositaron en la Cuenca Tampico-Misantla calizas de textura wackestone y mudstone de color gris y gris oscuro, con abundante microfauna de organismos planctónicos (*Caucasella hauerivica*, *Globigerinelloides ferroalensis*, *Calpionella alpina*, *Tintinopsella cadischiana*, *Remaniella cadischiana*), pocos belemnites y pequeños amonitas (*Spiticeras sp.*, *Olcostephanus sp.*, *Distoloceras sp.*, *Psilotissotia sp.*, *Pseudohaploceras sp.*, *Melchiorites sp.*, *Valdedorsella sp.* y *Crioceratites sp.*); tiene lentes y nódulos de pedernal de color gris tenue a marrón, distribuidos de forma irregular, ocasionalmente se presentan intercalaciones de lutita negra laminar, esta secuencia se denomina Formación Tamaulipas Inferior, la cual se vuelve más calcárea al occidente del territorio mexicano (Castro & Martínez, 1977). A esta formación se le ha asignado diferentes edades, ya que su distribución en el territorio nacional es amplio; Martínez & Bello (1977) indican que se depositó en un ambiente marino somero de alta energía, sin embargo, la parte superior de la unidad se considera de plataforma interna-externa con baja energía.

Durante el Barremiano tardío-Aptiano al sur de la plataforma se depositó una secuencia de areniscas, limolitas y calizas wackestone y packstone de foraminíferos bentónicos en facies terrígenas fluviales y marinas deltaicas intercaladas con calizas de plataforma interna conformando a la Formación Santuario, su localidad tipo se encuentra al noreste de Ixmiquilpan, Hidalgo. (Abascal & Murillo, 20013; citado en León, 2015).

En el Aptiano tardío, al norte-occidente de la PVSLP se depositó la Formación La Peña la que, Cuapio-Pérez (2009) describe como wackestone y mudstone de color gris, con intercalaciones de lámina de caliza arcillosa, lutita calcárea y lentes de pedernal (citado en León-Francisco, 2015); esta unidad se depositó en aguas profundas de una zona batial a epibatial. Contemporáneamente, se formó la Formación Otates en la porción sureste y margen noroeste de la PVSLP en un ambiente de depósito de mares de baja energía y fauna pelágica (Castro & Martínez, 1977); a esta unidad estratigráfica, Carrillo (1961) la describe como una secuencia de caliza arcillosa, carbonosa y marga areno-carbonosa de color gris oscuro a negro depositadas en ambiente de talud (citado en Rocha, 2008).

Mientras tanto, durante el Albiano-Cenomaniano se depositó sobre la PVSLP la Formación El Abra, y Carrillo-Bravo (1971) ha determinado que la formación se divide en tres facies, y, las describe de la siguiente manera: 1) Facies pre-arrecifal (equivalente a la Formación Tamabra) halladas al oeste de la Faja de Oro por Heim (1940) constituida por rocas clásticas de talud arrecifal (dolomitizadas), la que cambia de facies a calizas de cuenca (Formación Cuesta del Cura y Formación Tamaulipas Superior) con calizas clásticas biocalcáreas derivadas de las zonas arrecifales, y tiene un registro fósil de *Stomiosphaera sphaerica*, *Pithonella ovals*, *Calcisphaerula innomínata*, *Rotalipora sp.*, *Globigerina sp.*, *Dicyciina schiumbergeri*; también fragmentos de rudistas y otros moluscos; 2) Facies Taninul, es la facies arrecifal representada por caliza masiva de color crema amarillento y gris crema, constituida principalmente por un conjunto de bancos arrecifales de caprínidos y radiolítidos, separados por calcarenita, calcarenita oolítica y clásticos biogénicos, en su mayoría el cementante entre los fósiles es calcita de grano fino; los fósiles

identificados son rudistas como *Toucasia Texana*, *Eoradiolites aff.*, *Caprina (Sphaerucaprina) occidentalis Conr.*, también, lamelibranquios como *Pectén cf.*, *Kuiller*, *Pectén sp.*, además de gasterópodos tales como *Trochus*, *Cerithium*, *Turritelas* y el braquiópodo *Kingena cf.*; y 3) Facies El Abra, es la facies post-arrecifal, en general se ha encontrado organismos como *Nummoloculina heimi Bonet*, *Calcisphaerula sp.*, *Stomiospharea sp.*, *Globigerina aspera*, *Globigerina sp.* y *Rotalipora sp.* Esta facies a su vez se subdivide en cinco litofacies, las cuales consisten en: I) Unidad clástica post-arrecifal, constituida por calcirudita, calcarenita y caliza oolítica en capas gruesas con estratificación cruzada en algunos sitios, II) Unidad de calcilutita, calcarenita y toucasia; toda la unidad contiene pellets, miliólidos y en ocasiones estas últimas son tan abundantes que llegan a formar calcarenita de miliólidos, III) Unidad de dolomita y caliza parcialmente dolomitizada, representada por dolomita de grano fino a medio, ocasionalmente grueso, con algunas capas de calcilutita y calcarenita con miliólidos y pequeños biostromas de rudistas, IV) Unidad constituida por calcilutita, calcarenita biogénica, caliza oolítica y algunos horizontes de caliza dolomítica con abundantes miliólidos y algunos desarrollos biostromales de toucasias o de radiolítidos, monopléuridos y muy escasos corales, y V) Zona dolomítica basal, dolomita de grano fino a grueso, en capas gruesas.

La Formación El Abra está ampliamente distribuida en la PVSLP, y dependiendo de la localidad, será el espesor de la formación, la cual va de 100 a 2,720 m, el ambiente de depósito de la unidad litológica fue de plataforma aislada, amplia y estable de aguas someras (PEMEX, 1988).

Además, desde el Aptiano y hasta el Campaniano se depositaron en una extensa laguna rodeada de arrecifes, intercalaciones de caliza mudstone y wackestone laminadas de color gris oscuro, las cuales tienen pequeños lentes, nódulos y delgadas capas de pedernal; igualmente interestratificadas se encuentran horizontes delgados a gruesos de grainstone y packstone, los cuales muestran una gradación normal; y finalmente se tiene un depósito que consiste en secuencias gruesas a masivas de color gris claro de floatstone (soportado por matriz) y rudstone

(soportado por grano), constituyendo así a la Formación Tamabra (López, 2003). Barboza (2001) menciona que la formación se depositó en la zona de transición entre la plataforma y la cuenca, ubicada en el talud de la plataforma, a más de 200 m de profundidad (citado en Tirado, 2019).

Comenzando el Albiano y hasta el Cenomaniano se depositó caliza criptocristalina, de color gris crema y gris oscuro, ocurre en capas de espesor medio a grueso, con estilolitas mal desarrolladas paralelas a los planos de estratificación y algunos nódulos irregulares de pedernal negro; hacia la parte superior de la unidad, hay alternancia de estratos de espesor delgado y medio de margas laminadas de color gris oscuro, y una gran asociación de abundantes lentes y bandas delgadas de pedernal negro. En su cima se tienen algunas capas de bentonita de color blanco y amarillo, conformando así la Formación Tamaulipas superior (Carrillo-Bravo, 1961); contiene foraminíferos (*Orbitolina texana*, *Nummoloculina sp.*, *Dictyoconus sp.*, *Globigerinelloides sp.*, *Colomiella mexicana*), además de equinodermos y pelecípodo. Barboza (2004) interpretó el depósito en un ambiente nerítico profundo, con buena oxigenación y un aporte cíclico constante de sedimentos terrígenos (citado en Tirado, 2019).

Al norte-occidente de la PVSLP, se formó la Formación Cuesta del Cura, la que se depositó en aguas profundas durante el Albiano-Cenomaniano sobre la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Consiste en capas delgadas de caliza ondulosa y compactas de color gris oscuro a negro; incluye lutita gris y numerosos lentes de pedernal, algunas capas de caliza son finamente laminadas con bandas grises y negras intercaladas con espesores de hasta 160 m (Imlay, 1936; Arellano, 1988), en la formación se han identificado microfauna como *Colomiella recta*, *Favusella washitensis*, *Hedbergella sp.*, y *Ticinella sp.* (citado en Silva-Romo, 1993). Sobre la Formación Cuesta del Cura descansa la Formación Indidura, depositada en un ambiente marino de aguas profundas durante el Cenomaniano tardío-Turoniano temprano, la formación en la base tiene caliza arcillosa, wackestone y lutita calcárea de color gris crema y en la parte superior son caliza wackestone, lutita calcárea y

lutita de color gris, con algunos nódulos de pedernal negro; tiene fósiles como *Hedbergella sp.*, y *Rotalipora sp.* (citado en Arellano, 1988).

Al oriente de la PVSLP, durante el Cenomaniano tardío-Turoniano se formaron en la Cuenca Tampico-Misantla calizas arcillosas, calizas de grano fino a medio de color gris, que alternan con estratos medianos de lutita laminar de color gris oscuro pertenecientes a la Formación Agua Nueva, algo que la distingue es la presencia de lentes o láminas de pedernal negro (Carrillo-Bravo, 1971); los espesores van hasta de 280 m. El ambiente de depósito es nerítico en condiciones inestables, cerca de una fuente de material terrígeno (Rocha, 2008), y para la unidad estratigráfica, Gamper (1977) señaló la presencia de fósiles como *Dicarinella sp.*, *Rotalipora cushmani*, *Thalmaninella appeninica*, *Hevetoglobatruncana helvética*, *Dicarinella cancavata (Brotzen)* y *Globotruncana bulloides*. La Formación Agua Nueva sobreyace a la Formación El Abra y representa el inicio del ahogamiento de la PVSLP (León, 2015).

Durante el Turoniano-Santoniano se depositó la Formación Tamasopo integrada por dos facies: 1) Facies arrecifal consiste en una serie de biostromas y pequeños biohermas de caprínidos (*Coralliochama*), radiolítidos, gasterópodos, corales y algas, envueltos en una matriz calcilutítica con bioclastos; y 2) Facies post-arrecifal constituida por calcarenitas y calcarenitas biógenas, con abundantes fragmentos de microfauna bentónica de los géneros *Solcuperculina*, *Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Valvulina*, también microfauna pelágica: *Globotruncana*, *Heterohelix*, *Calcisphaerula*, *Pithonella*, *Stomiosphaera*, y macrofauna principalmente caprínidos, radiolítidos, gasterópodos, pelecípodos, corales y algas. El espesor de la formación es de 160 m y la unidad se depositó en una plataforma con aguas someras y cálidas, con alta energía y alejada de fuentes terrígenas (Carrillo-Bravo, 1971).

En el Turoniano-Santoniano, al suroeste de la PVSLP, se depositó caliza arcillosa, en estratos delgados alternando con espesores gruesos de lutita y limonita de color gris que intemperiza a colores amarillentos; en la porción basal es común observar nódulos y lentes de pedernal de color gris oscuro a negro, perteneciente a la

Formación Soyatal (Rocha, 2008), la cual cuenta con un espesor de hasta 1,000 m. El depósito ocurrió a lo largo de una zona de talud y cuenca (López, 2003) y Villanueva *et al.*, (2014) indican la presencia de fósiles como *Inoceramus labiatus*, microfauna de los géneros *Globotrucana sp.*, *Stomiosphera sp.* y *Heterohelix sp.*

Hacia el sur de la PVSLP, se formó la Formación Mezcala, consiste en capas interestratificadas de arenisca, limolita y lutita calcárea con escasos lentes de caliza clástica; hay depósitos al norte de Ixmiquilpan, Hidalgo, de edad Coniaciano temprano-Campaniano por el contenido fósil como amonoideos (*Barroisiceras cf. haberfellneri*, *Peroniceras sp.*), pelecípodo del género *Didymotis* y microfauna, especies como *Martinottiella*, *Guembelina*, *Lamarckina* (Fries, 1960). Se depositó en un mar epipelágico en condiciones relativamente profundas de baja energía (Zamudio, 2005).

Durante el Coniaciano-Santoniano, al oriente de la PVSLP, se depositó la Formación San Felipe (Velasco *et al.*, 2015), son caliza y caliza arcillosa, bien estratificadas, en capas delgadas, de color gris claro, que intemperiza en amarillo ocre, alternando con capas de lutita de color gris claro, además son frecuentes los estratos de bentonita de color verde; el depósito de los sedimentos ocurrió en la cuenca Tampico-Misantla, en un ambiente nerítico a epinerítico. Existen afloramientos sobre la margen oriental y en algunas porciones al norte de la PVSLP y contiene organismos como foraminíferos planctónicos y escasos bentónicos, radiolarios, espinas de equinodermos, gasterópodos, microfauna: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana sp* y *Heterohelix sp* (Carrillo-Bravo, 1971).

En el norte-occidente de la PVSLP, se depositó la Formación Caracol en un conjunto de abanicos submarinos durante el Turoniano tardío-Campaniano. Consiste en la base de caliza wackestone de color gris oscuro y continúa con la alternancia de arenisca y lutita de color gris verdoso con tonos ocre y rojizos por intemperismo, La formación sobreyace en forma concordante y transicional a la Formación Indidura (Arellano-Gil, 1988)

Durante el Campaniano-Maastrichtiano, al oriente de la PVSLP, en la Cuenca Tampico-Misantla, se depositaron en mar abierto lutitas y calizas arcillosas de color

gris; se presenta en capas medianas, alternan con delgadas capas de bentonita de color blanco y capas de arenisca calcárea, conformando así a la Formación Méndez y en la unidad litoestratigráfica hay contenido faunístico como *Globo truncana conica*, *Globo truncana sp.*, *Gumbelina globosa* y *Clavulinoides trilaterata*. La secuencia estratigráfica se encuentra expuesta en la mayoría de los sinclinales que se encuentran en el sector centro-oriente de la PVSLP con espesores de hasta 1,000 m (Carrillo-Bravo, 1971).

También, durante el Campaniano-Maastrichtiano se sedimentó la Formación Cárdenas en un ambiente marino de aguas poco profundas y de alta energía. Carrillo-Bravo (1971), reporta ejemplares de organismos como *Sulcoperculina sp.*, *Pseudorbitoides sp.*, *Lepidorbitoides israelskyi*, *Alveolina sp.*, *Siderolites sp.*, *Pyrgo sp.*, *Robulus sp.*, *Dentalina sp.*, además de *Globo truncana sp.*, *Anomalina sp.*, y divide en cuatro miembros a la formación: I) Lutitas de color gris a gris verdoso, que alternan con arenisca calcárea y calcarenita de color gris y crema amarillento, con frecuencia se observan delgadas capas de bentonita blanca; II) Lutitas calcáreas de color gris verdoso, alternan con estratos de arenisca calcárea de color pardo y gris; III) Areniscas calcáreas de color gris verdoso y pardo amarillento, de grano fino a medio, que alternan con estratos de lutita calcárea; IV) Lutitas arenosas y limolitas de color pardo rojizo que alternan con estratos medianos de areniscas de color gris, que intemperizan a pardo rojizo, sin fauna, llamada Miembro Tabaco. Se pueden apreciar afloramientos sobre la parte central de la PVSLP, con espesores variados dependiendo de la localidad, van de 50 hasta 1,050 m.

Durante el Cenozoico, las depresiones topográficas formadas sobre la PVSLP fueron rellenadas por depósitos continentales. Durante el Paleógeno temprano en la porción sur, hubo un aporte de clastos, dando origen a la Formación El Morro, consiste en conglomerado de caliza, además de materiales de origen a depósitos fluviales, aluviales y algunos derrames de lava máfica, la secuencia culmina a la edad de Eoceno y sobre esta secuencia está la formación de las Espinas de edad Eoceno tardío, son tobas y lavas andesíticas (Segerstrom, 1961; Carrasco-Velázquez, 2009; citado en Hernández, 2014).

En el Oligoceno hubo actividad ígnea al sur occidental de la plataforma con depósitos de rocas volcánicas de composición riolítica, riodacita y andesita, en la porción central pórfidos riolíticos y derrames de basalto del Mioceno, en el centro occidental derrames basálticos del Pleistoceno (Rocha, 2008).

En el sector sur-oriente, sobre la plataforma, se formó la Formación Tarango, de edad Plioceno tardío-Pleistoceno temprano; Cervantes & Armienta (2004) describen la unidad litológica, constituida por: I) Areniscas y conglomerados pobremente cementados, II) Areniscas pobremente cementada y arcilla intercaladas, III) Capas de arcilla que en su conjunto alcanzan un espesor de 10 a 50 metros, IV) Capas de basalto intercaladas con unidades detríticas, V) Lentes de conglomerado poco compactados, VI) Lentes aislados de caliza, VII) Lentes delgadas de ceniza volcánica y toba, y VIII) Nódulos de caliche o capas delgadas de material heterogéneo. Se identifica que el ambiente en que se depositó la unidad es lacustre altamente oxidante y con flujo pobre, cuyos depósitos aluviales, coluviales, escombros y abanicos de material desintegrado de las rocas preexistentes rellenaron los sinclinales y/o fosas tectónicas.

En la Figura 6 se muestra la columna estratigráfica general idealizada de la porción norte de la PVSLP y de las cuencas sedimentarias adyacentes (Cuenca Mesozoica del Centro de México y Cuenca Tampico-Misantla) antes, durante y posterior de la evolución geológica como plataforma carbonatada aislada.

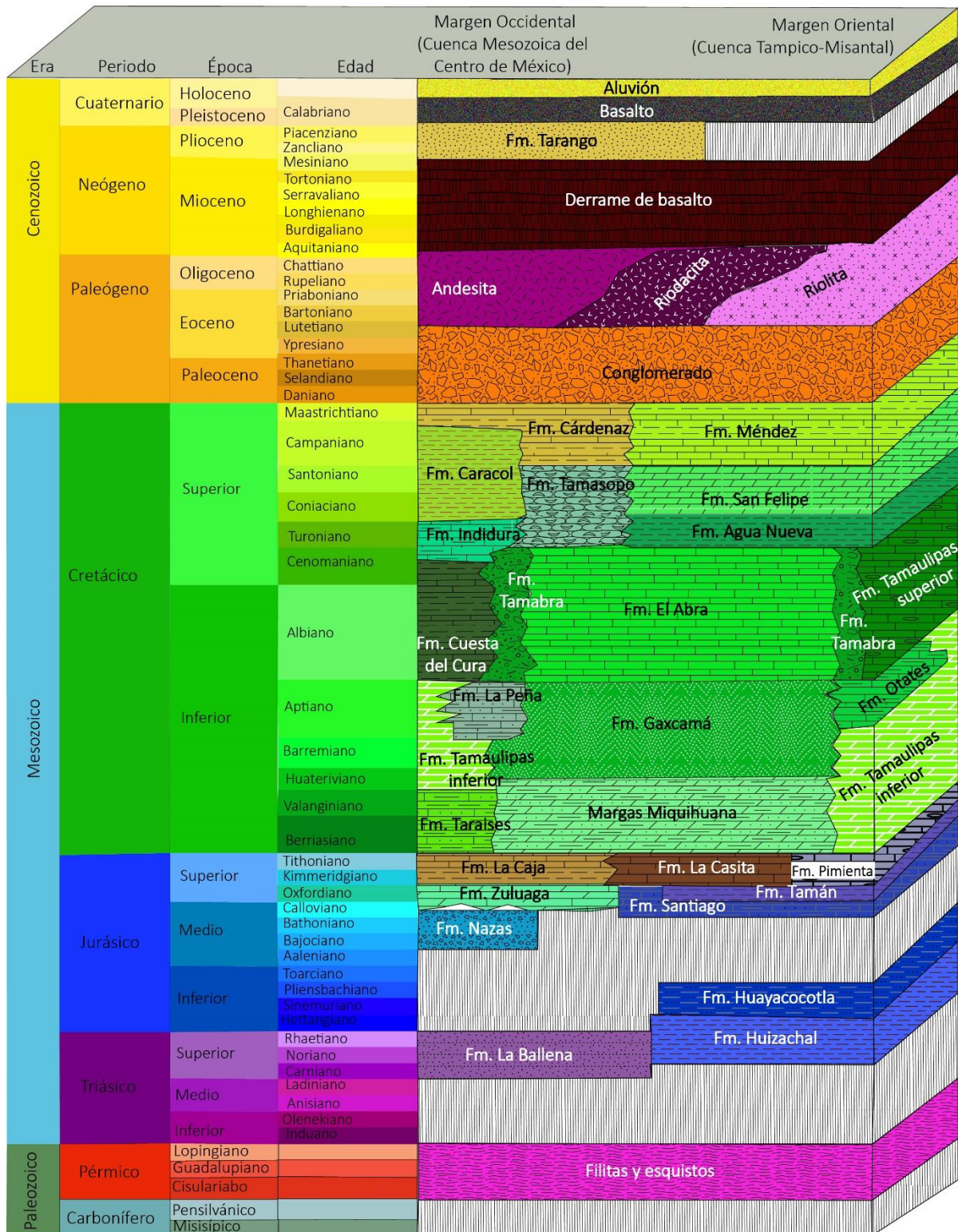


Figura 6. Columna estratigráfica de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y su entorno (cuencas sedimentarias adyacentes) obtenida y modificada de Rocha, (2008); León (2015).

4.7. Geología estructural

Sobre la PVSLP se encuentran anticlinales y sinclinales alargados, frecuentemente recumbentes y buzantes; las formaciones involucradas son del Cretácico, aunque las rocas que bordean la Plataforma Valles-San Luis (contemporáneas y más antiguas), también están plegadas con otros estilos estructurales (Martínez & Cruz, 2019). Carrillo-Bravo (1971), describió los pliegues mayores (Guadalcázar, Nahola, Miquihuana, Gómez Farías, Guaxcamá y Valle de Guadalupe); además de dos fallas principales: Falla Xilitla-San Antonio que se localiza en la margen suroriental de la plataforma, con una longitud de 20 km, orientada 10° a 20° NW-SE; y el conjunto de fallas del frente oriental de la Sierra de El Abra, la cual es un sistema de fallas normales, con desplazamiento vertical de más de 50 m, y están orientadas 10° NW-SE a NS.

En la porción sureste de la plataforma, las secuencias marinas cretácicas también se encuentran plegadas intensamente, cuyos ejes de los anticlinales y sinclinales asimétricos tienen orientaciones generales N-S y NW-SE. Se tienen también cabalgaduras con orientación NW-SE (Tirado, 2019).

4.8. Evolución geológica

El primer evento geológico relacionado con la PVSLP es la ruptura de Pangea durante Triásico tardío-Jurásico temprano, con la apertura del Atlántico y del paleo-Golfo de México, ocasionando que las placas se fraccionaran, dando origen a la placa de Norteamérica, placa de América del Sur y placa de África. El basamento cristalino de la PVSLP consiste en rocas del Precámbrico, Paleozoico y Triásico, las cuales fueron sometidas a varios eventos de deformación. La evolución geológica está estrechamente relacionada con el origen del paleo-Golfo de México y la separación de las placas tectónicas donde se generó piso oceánico que constituye el basamento ígneo de la parte centro-oriente de México, mientras que al noreste y este, se formaron altos y bajos estructurales, lo cual permitió el desarrollo de altos y bajos estructurales, en los bajos se formaron cuencas sedimentarias de tipo Aulacógeno durante el Jurásico y los altos formaron islas que en el Cretácico formaron plataformas carbonatadas.

Posteriormente, la plataforma se vio afectada por diversos eventos de deformación en el Cretácico tardío-Paleógeno temprano, por los esfuerzos compresivos generados por la Orogenia Larámide, constituyendo el Orógeno Mexicano. Esto ocasionó gran cantidad de pliegues anticlinales estrechos, alargados y apretados, algunos simétricos y otros asimétricos, recostados en general hacia el noreste, que involucran varios niveles de despegue y dieron origen a cabalgaduras, cuyo límite está definido por el frente oriental de la Sierra Madre Oriental (citado en Rocha, 2008). Luego ocurrieron esfuerzos que causaron extensión, así como el emplazamiento de algunos cuerpos ígneos durante el Eoceno, dando paso a una fase distintiva post-orogénica en el Eoceno-Oligoceno, generando depresiones las cuales recibieron sedimentos clásticos; finalmente tenemos una fase distensiva del Plioceno-Pleistoceno en la que se formaron bloques tectónicos por fallamiento normal (Campos et al., 2000).

4.9. Modelo de la Plataforma Valles San Luis Potosí

La PVSLP tiene variaciones en la distribución y aportación de sedimento, ya que regionalmente está bordeada por taludes y cuencas, las que tuvieron diferentes cambios y eventos geológicos que influyeron en el desarrollo y las facies de la plataforma. Los diferentes eventos de transgresión marina, que ocurrieron en el Jurásico tardío, comenzaron a cubrir las porciones bajas del terreno, permitiendo la acumulación de sedimentos marinos, que rodeaban islas, las que posteriormente al cubrirse de aguas someras formaron a la plataforma. Sin embargo, la subsidencia no fue constante y ni uniforme, por lo que se depositaron secuencias sedimentarias marinas con diferentes espesores sobre el elemento paleogeográfico. Durante el Aptiano-Cenomaniano ocurrió un evento de transgresión marina generalizado, cubriendo gran parte del territorio mexicano con aguas cálidas, permitiendo que en la PVSLP y en otras áreas ocurrieran grandes acumulaciones de calizas y otras secuencias sedimentarias marinas.

La PVSLP se desarrolló como una plataforma carbonatada aislada bordeada por organismos formadores de arrecifes (rudistas); las plataformas contemporáneas

próximas son la plataforma Tuxpan, El Doctor y Tolimán, las cuales constituyeron plataformas aisladas de menor tamaño.

En la Figura 7 se muestra la distribución de las cuencas que rodean a la PVSLP y la ubicación de las plataformas aledañas, permitiendo apreciar que en la porción oriental de la PVSLP estará influenciada por la Cuenca Tampico-Misantla, y se encuentra la plataforma Tuxpan la cual tiene facies similares a las de la PVSLP. En la porción noroccidental la PVSLP interactúa con la Cuenca Mesozoica del Centro de México y al suroccidente con las Cuencas Zimapán y Maconí; estas últimas son las que separan a las plataformas Tolimán y El Doctor, permitiendo el desarrollo de gruesos espesores de rocas carbonatadas en un proceso de subsidencia lenta pero continua.

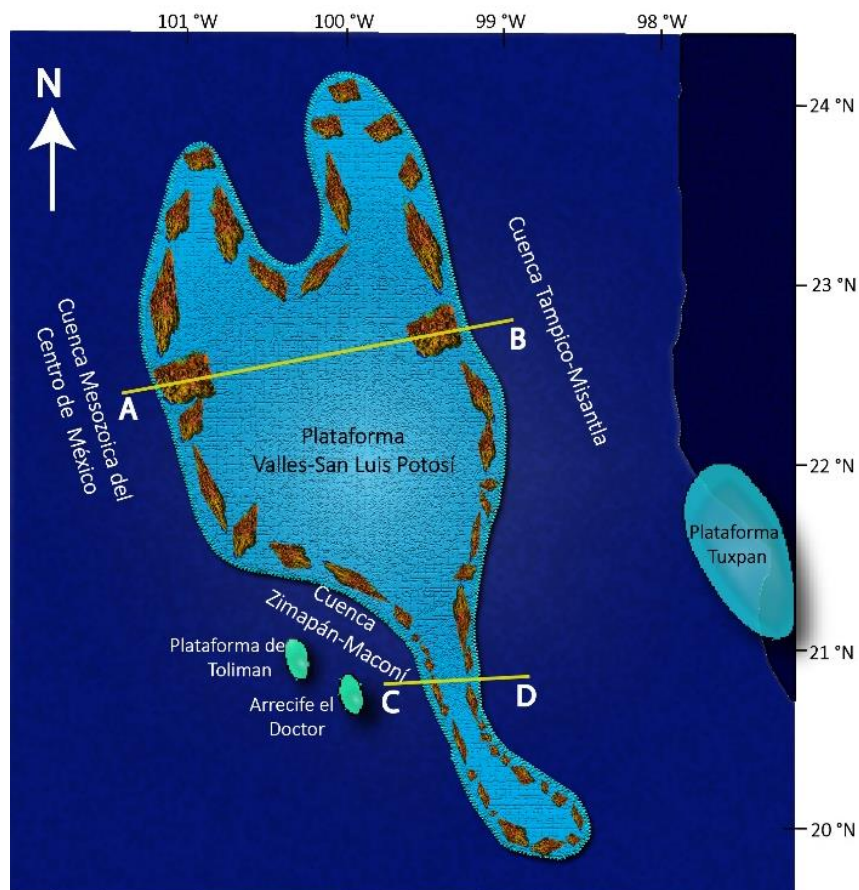


Figura 7. Plataforma Valles-San Luis Potosí durante el Albiano-Cenomaniano y ubicación de las secciones esquemáticas de la plataforma.

En la Figura 7a se muestra una sección de la parte norte de la plataforma y la Figura 7b es una sección de la porción sur de la PVSLP, en donde se puede apreciar las diferentes secuencias sedimentarias formadas hasta el Cenomaniano. Existen diferencias significantes principalmente en la porción occidental de la plataforma, en donde se ve que en la facies de cuenca existen cambios importantes, esto se debe por la aportación de sedimentos calcáreos por parte de las zonas arrecifales y con ello forman carbonatos de aguas profundas con diferentes texturas.

Durante toda la evolución geológica de la PVSLP el depósito fue variado con diferentes facies carbonatadas. Después del Cenomaniano tardío en el sector norte comenzó una etapa de ahogamiento de la plataforma que fue migrando al sur, propiciando un hundimiento generalizado que dio fin a las secuencias carbonatadas de plataforma, cambiando a secuencias calcáreo-arcillosas de las formaciones Agua Nueva y San Felipe, mientras que en el sur y occidente se acumularon las secuencias clásticas y calcáreo-arcillosas de las formaciones Soyatal y Mezcala, que representan la retrogradación de las aguas hacia el Golfo de México.

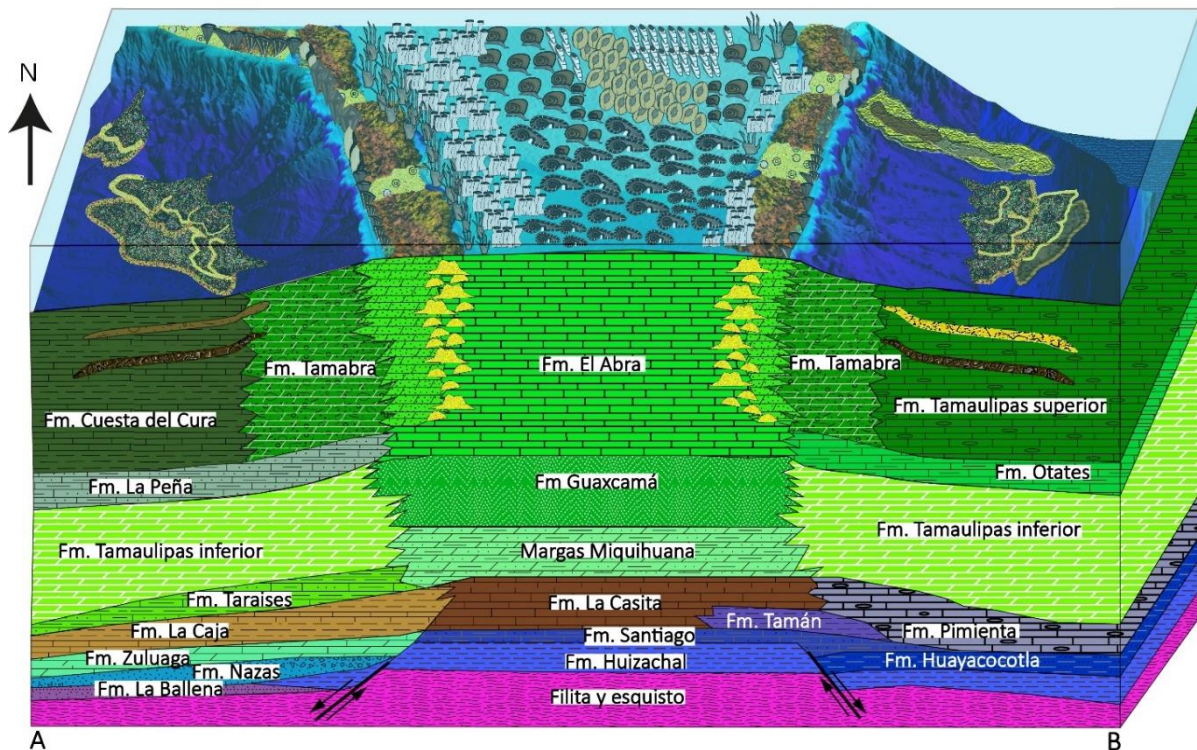


Figura 7a. Sección esquemática de la porción norte de la plataforma Valles-San Luis Potosí.

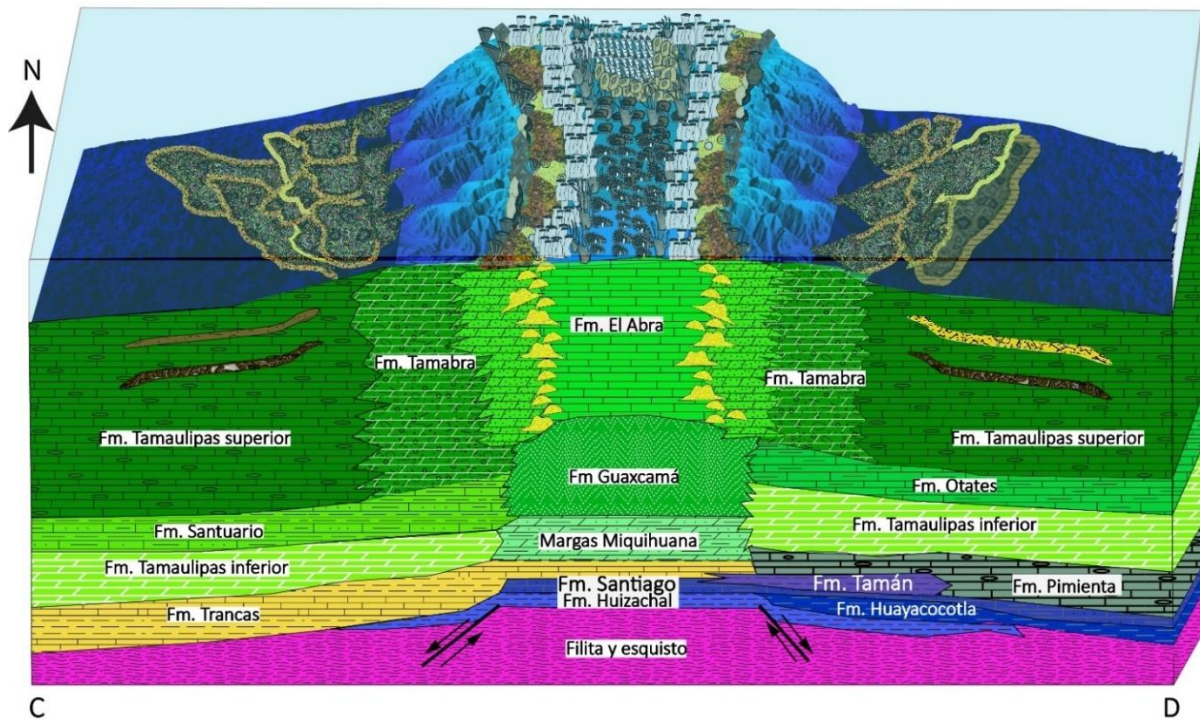


Figura 7b. Sección esquemática de la porción sur de la plataforma Valles-San Luis Potosí.

Capítulo 5. Consideraciones económicas

La Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí, cuenta con recursos naturales que han sido aprovechados en beneficio de la sociedad, con ello permite un desarrollo económico y social. El área cuenta con recursos minerales, hidrológicos y tiene un bajo potencial petrolero.

Se han identificado algunas unidades litológicas afectadas por fallas y fracturas las cuales albergan mineralizaciones con importancia económica. Se han identificado importantes volúmenes de barita en la Formación Huizachal lo cual representa una fuente importante de materia prima en los lodos de perforación de pozos petroleros, pues aproximadamente el 40 % de estos lo constituye la barita; además por sus propiedades de baja absorción de aceite es utilizado en la industria como relleno, como adhesivo en diversos artículos deportivos; la barita también absorbe radiación gama y puede reemplazar la carga en escudos nucleares. (Coordinación General de Minería, 2013), mientras que la Formación Tamaulipas inferior cuenta con minerales como cerusita, smithsonita, limolita, hematita y calcita las cuales tienen valores importantes de plomo, zinc y plata.

El depósito más grande del mundo de fluorita se encuentra en el límite sur poniente de la PVSLP, permitiendo colocar a México como un país con la mayor producción a nivel mundial, desde el 2012 al 2023 se ha colocado en segundo lugar. La compañía minera Las Cuevas tiene siete cuerpos mineralizados (el cuerpo más grande conocido, con dimensiones aproximadas de 250X720X150 m) de fluorita masiva con monominerálicos alojados en los carbonatos, se localizan en la Sierra de Álvarez, a unos 40 km al este de la ciudad de San Luis Potosí (Levresse *et. al.*, 2003); INEGI reportó para octubre del 2024 un volumen de producción de 96,395 toneladas de fluorita.

Los agregados pétreos son de gran importancia para la construcción, y en el área de la PVSLP es una de las principales actividades mineras, se extrae principalmente para usarse en carreteras, recubrimiento de caminos, en la industria del cemento y cal, y en menor medida para las viviendas; además en la zona las formaciones Tamasopo y El Abra son abastecedoras de rocas dimensionables haciendo notar prospectos de caliza y basalto (SGM, 2009). Otro mineral importante es la celestita presente en algunas facies de la Formación El Abra, principalmente en el norte y noroeste de la plataforma, sin embargo, actualmente no se explota, pero se considera una zona con potencial, por lo que es recomendable realizar estudios específicos.

En el aspecto de recursos hídricos, gracias a sus facies arrecifales y a que algunas unidades se encuentran muy fracturadas y falladas, permite que el agua circule por los espacios porosos, formando importantes acuíferos en el sector oriental de la plataforma, donde ocurre gran precipitación pluvial; de tal manera, que hay desarrollo kárstico y ríos subterráneos; como ocurre en la región de Taninul. Uno de los principales acuíferos, es el Río Verde, localizado en la porción centro-occidental de la PVSLP, en la zona centro-sur del estado de San Luis Potosí cubriendo una superficie de 2.756 km² y según el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA) de la Subdirección General de Administración del Agua reportó una extracción de aguas subterráneas de 147.272.948 m³ anuales en diciembre de 2022 (CONAGUA, 2024). Otro acuífero muy importante es el denominado Huasteca Potosina, el cual

abarca alguna porción del sureste del estado de San Luis Potosí, el norte del estado de Querétaro y el sur de Tamaulipas, tiene una superficie aproximada de 1.226,529 km² del que se extrajo un volumen anual de agua subterránea de 50.082.751 m³ reportado en diciembre de 2022 de acuerdo con el REPDA (CONAGUA, 2024).

Desde el punto de vista petrolero, se puede identificar rocas potencialmente generadoras de hidrocarburos en las secuencias arcillosas y calcáreo arcillosas que bordean la plataforma, como las formaciones Huayacocotla, Pimienta, La Caja y Agua Nueva. Mientras que las formaciones El Abra y Tamabra son rocas con potencial almacenador. Las rocas sello son principalmente la anhidrita de la Formación Guaxcamá, así como las secuencias arcillosas, margas y calcáreo-arcillosas de Cretácico tardío, principalmente las Formaciones San Felipe y Méndez.

Capítulo 6. Conclusiones y recomendaciones

La Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí es una plataforma carbonatada aislada depositada en un ambiente marino de aguas someras, en donde el tirante de agua no superaba los 50 m y con un clima tropical a subtropical durante el Aptiano-Cenomaniano.

La evolución como plataforma comienza en Cretácico inferior, permitiendo la deposición de rocas de tipo lagunar (Formación Guaxcamá), arrecifal (facies Taninul), post-arrecifal (Tamabra) y pre-arrecifal (facies El Abra), incluyendo litofacies de baja energía en la laguna interna y de alta energía en la zona arrecifal y su entorno, teniendo depósitos que superan los 1,000 m de espesor. Presenta un abundante contenido paleontológico, principalmente foraminíferos bentónicos, moluscos, predominando los rudistas, gasterópodos, y escasos radiolarios y ostrácodos.

Actualmente se está extrayendo recursos naturales en algunos sectores de la Plataforma Actopan-Valles San Luis Potosí para el aprovechamiento de las comunidades y el desarrollo del país. En la minería se destaca la producción de fluorita y celestita, además de las canteras de productos pétreos para la producción de cemento, mortero y cal. Los acuíferos son muy importantes, ya que abastecen de agua a las comunidades que se ubican sobre la plataforma y en su entorno.

Bibliografía

- Boggs, S. (2006). Principles of Sedimentology and Stratigraphy. (Fourth edition). Pearson Prentice Hall.
- Reineck, H. E. & Singh, I.B. (1980). Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics. (Second edition). Springer-Verlag.
- Selley, R. C. (2000). Applied Sedimentology. (Second edition). Academic Press.

Referencias bibliográficas

- Allen, P. A. & Allen, J. R. (2005). Basin Analysis: principles and applications. (2 ed.). Blackwell Publishing.
- Arche, A. (2010). Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. CSIC
- Arenas-Islas, D., Esquivel-Macías, C. & Flores-Castro, K. (2006). Amonoideos y bivalvos del Sinemuriano Superior en un nuevo afloramiento de la Formación Huayacocotla, Hidalgo, México, algunas consideraciones paleoambientales, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61(2), 185-197.
- Arellano-Gil, J. (1988). Geología de la porción septentrional de la sierra de Peñón Blanco, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas". [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. <https://repositorio.unam.mx/contenidos/3531486>
- Barredo, S. P. & Stinco, L. P. (2010). Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina. Petrotecnia Revista del Instituto Argentino del Petróleo y del Gas. 48-68.
- Bernabé-Martínez, M. G. (1991). Estudio paleoambiental y de microfacies de la Formación Las Trancas, en el Anticlinal de Bonanza, Estado de Hidalgo. [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]
- Bird, P. & Kagan, Y. Y. (2004). Plate-Tectonic Analysis of Shallow Seismicity: Apparent Boundary Width, Beta, Corner Magnitude, Coupled Lithosphere Thickness, and Coupling in Seven Tectonic Settings. Bulletin of the Seismological Society of America, 94 (6), 2380-2399.
- Cantú-Chapa, A. (1969). Estratigrafía del Jurásico medio-superior del Subsuelo de Poza Rica, Ver. (área de Soledad-Miquetla): Revista del Instituto Mexicano de Petróleo, 1(1), 3-9.
- Cantú-Chapa, A. (1984). El Jurásico Superior de Tamán, San Luis Potosí, Este de México, en: Perrilliat, M.C. (ed.), Memoria Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 207-215.
- Campos-Enríquez, J. O., Rodríguez, M. & Delgado-R, O. (2000). Contribution to the tectonics of the central sector of the trans-Mexican Volcanic Belt: Geology Society of America Special Paper, 334, 223-235.
- Carrasco, V. (1971). Litofacies de la Formación El abra en Plataforma de Actopan, Hgo. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo.
- Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13(1-2), 1-113.

- Carrillo-Bravo, J. (1971). La Plataforma Valles-San Luis Potosí. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. XXIII (1-6)
- Castro, M. J. T., & Martínez, R. E. (1977). Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazones, in Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor., Informe inédito.
- Cervantes-Medel, A. & Armienta, M. A. (2004). Influence of faulting on groundwater quality in Hernández Valle del Mezquital, Mexico: *Geofísica Internacional*, 43(3), 477-493.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) 2024. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Río Verde (2415), Estado de San Luis Potosí.
https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/sanluispotosi/DR_2_415.pdf
- CONAGUA. (2024). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Huasteca Potosina (2418), estado de San Luis Potosí.
https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/sanluispotosi/DR_2_418.pdf
- Coordinación General de Minería (2013). Perfil de mercado de la barita. Secretaría de Economía, México.
- De Cserna-Gombos, E. & Bello-Barradas, A. (1963). Geología de La Sierra de Álvarez, Municipio de Zaragoza, Estado de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 71(2), 23-63.
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., & Buitrón-Sánchez, B. E. (2014). Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 507-539.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Springer-Verlag.
- Fries, C. Jr. (1960). Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región centro meridional de México: *Boletín del Instituto de Geología*, 60.
- Gamper, M. A. (1977). Estratigrafía y Microfacies Cretácicas del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Sierra Madre Oriental), *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, XXXVIII (2), 1-17
- Goldhammer, R. K., *et al.* (1991). Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 pp.
- González de Vallejo, L.I. *et al.* (2002). *Ingeniería Geológica*. Ed. Prentice Hall.
- Hernández-Treviño, J. T. & Hernández-Bernal, S. M., (1991). Evolución geológica de la región de Metztitlán / Zacualtipán, estado de Hidalgo y Veracruz. [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].
- Hernández-Olivares, R. (2014). Estratigrafía y evolución paleoambiental del Valle de Ixmiquilpan-Actopan, Hidalgo. [Tesis de Maestría, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo].

- Imlay, R. W. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV Geology of the Western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47(4), 1091-1152.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2024. Economía y Sectores Productivos, Minería. <https://www.inegi.org.mx/temas/mineria/>
- Iturralde-Vinent, M. A. (2009). Geología de Cuba para todos. Editorial Científico-Técnico.
- León-Francisco, J. M. (2015). Análisis estratigráfico y sedimentológico de dos eventos de profundización en la plataforma carbonatada de Actopan durante el Aptiano-Cenomaniano, Edo. de Hidalgo. [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].
- Levresse, G. *et al.* (2003). Fluid characteristics of the world-class, carbonate-hosted. Las Cuevas fluorite deposit (San Luis Potosí, Mexico), Elsevier.
- López-Doncel, R. (2003). La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 20(1), 1-19.
- Lugo-Hubp, J. (2017). Morfoestructuras del fondo oceánico mexicano. Investigaciones Geográficas. (15).
- Martínez-García, D. & Cruz-Ocampo, J. C. (2019). Estudio geológico en el área de Metztlán Edo. de Hidalgo, zona sur de la Plataforma Valles-San Luis Potosí: complemento y aportación del material al “Proyecto Colección Baldomero”. [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].
- Martínez-Nyman, S. S. (2020). Tectónica de placas y la evolución humana [Grado en Arqueología]. Universidad de Sevilla.
- Martínez, R. E., & Bello, M. R. (1977). Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al Norte Poniente de la Faja de Oro, entre el Río Cazones y el Estero La Laja, in Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor., Informe inédito.
- Morán-Ramírez, J., *et al.* (2013). Comportamiento hidro geoquímico de flujos subterráneos en acuíferos cársticos fracturados, aplicando modelación inversa: Caso Huasteca Potosina. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 65(1), 71-82.
- Santillán-Piña, N., Arellano-Gil, J., & Gómez-Espinosa, C. (2024). Carbonate Sequences from the Valles-San Luis and Tuxpan Platforms (El Abra Formation; Cretaceous) and Their Paleoenvironmental Significance in a Sector of the Sierra Madre Oriental in the Subsoil of the Coastal Plain of the Gulf of México. En Guerrero-Arenas, R., & Jiménez-Hidalgo, E. (Eds.), Past Environments of Mexico, Unveiling the Past Environments of a Megadiverse Country Through its Fossil Recor. Springer.
- Silva-Romo, G. (1993). Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la sierra de Salinas, Edos. de S.L.P. y Zac. [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]
- Petróleos Mexicanos (PEMEX) 1988. Estratigrafía de la República Mexicana; Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración.

- Ramos-Hernández, J. (2018). Análisis micro facial, paleontológico y geoquímico en carbonatos de la Formación El Abra, Cerritos, San Luis Potosí, México. [Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León].
- Read, J. E. (1982). Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*.
- Reading, H. G. (1996). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. (3rd ed.). Blackwell Publishing.
- Rocha-Rocha, M. (2008). Yacimientos de Celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí. [Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de San Luis Potosí].
- Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 71(4), 419-451.
- Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico basin, *The Gulf of Mexico Basin: The Geology of North America*.
- Salvador-Santamaría, S.J. (2020). Geología estructural y mineralización epitermal de la región de Actopan y Santa Rosa, Sierra de Pachuca, Estado de Hidalgo. [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]
- Schroeder, R. & Neumann, M. (1986). Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la Région Méditerranéenne. *Geobios*.
- Scott, R.W. (1990). Models and Stratigraphy of mid-Cretaceous reef communities, Gulf of Mexico, in Lidz, B.H. (ed.), *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 2, 1-99.
- Segerstrom, K. (1961), Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 16 (3 y 4), 147-168.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2009. Inventario físico de los recursos minerales del municipio Santa Catarina, S.L.P.
- SGM, (2011). Inventario físico de los recursos minerales de la Carta Actopan F14-D71 Municipios de Actopan, Atotonilco El Grande, Mineral del Chico, Metztitlán y Santiago de Anaya, Estado de Hidalgo.
- Tirado-Sánchez, K. A. (2019). Reconstrucción paleo ambiental del registro fósil del Albiano-Cenomaniano de la Plataforma de Actopan, Hidalgo, México. [Tesis de Licenciatura, Instituto Politécnico Nacional]
- Tomás-Jover, R., *et al.* (2009). Subsistencia del terreno. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. 17(3), 295-302.
- Velasco-Tapia, F. *et al.* (2015). Formación San Felipe: La huella de vulcanismo Cretácico en la Sierra Madre Oriental. *XXC Congreso Nacional de Geoquímica*. 86-92
- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., & López-Doncel, R.A. (2009). Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Superior de las áreas de Catorce y Alamitos en el estado de San Luis Potosí. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (2), 466-481.
- Villanueva-Amadoz, U., Calvillo-Canadell, L. & Cevallos-Ferriz, S. R. S. (2014). Síntesis de los trabajos paleobotánicos del Cretácico en México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(1),97-121

- Wilson, J. L., & Ward, W. C. (1993). Early Cretaceous carbonate platforms of northeast and east central Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 561, 35-49.
- Zamudio-Ángeles, D.J. (2005), Análisis litoestratigráfico y biogeocronológico del Cretácico en el área Mayanalán-Tulimán, Guerrero Nororiental: Instituto de Geología [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].