UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Cuenca Chiapas Tabasco 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

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Vanessa Olayo Peñaloza

ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

Ing. Javier Arellano Gil

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 CUENCA CHIAPAS TABASCO 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 titulo 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.



VANESSA OLAYO PEÑALOZA
Número de cuenta: 316339588





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 MÉXICO Y SUS RECURSOS NATURALES DEL SUBSUELO”.**

ÍNDICE

RESUMEN **4**
ABSTRACT **5**
1. INTRODUCCIÓN **6**
1.1 Objetivos y metas 6
1.2 Metodología 6
1.3 Importancia 7
2. CUENCAS SEDIMENTARIAS **7**
2.1 Definición de cuenca sedimentaria 7
2.2 Definición de plataforma sedimentaria 8
2.3. Fuente de los sedimentos 9
2.4 Mecanismos de Subsidencia 10
2.5 Clasificación de cuencas sedimentarias desde la tectónica de placas 12
2.5.1 Cuencas asociadas a la extensión 12
2.5.2 Cuencas asociadas a subducción 15
2.5.3 Cuencas asociadas a colisión continental 17
2.5.4 Cuencas asociadas a fallas transformantes 18
3. GENERALIDADES **20**
3.1 Estado del Arte 20
3.2 Ubicación 22
4. CUENCA SEDIMENTARIA CHIAPAS-TABASCO **23**
4.1 Tipo de cuenca 23
4.1.1 Cuenca de rift 24
4.1.2 Cuenca asociada a un margen pasivo 25
4.1.3 Cuenca Foreland 26
4.2 Sedimentología y Estratigrafía 28
4.2.1 Paleozoico 30
4.2.2 Mesozoico 30
4.2.3 Cenozoico 34
4.3 Evolución geológica 37
4.3.1 Fase de Rifting (Triásico-Jurásico medio) 38
4.3.2 Expansión del Piso Oceánico y Transgresión Marina (Jurásico tardío-Cretácico temprano) 39
4.3.3 Cretácico tardío al Eoceno 41
4.3.4 Eoceno-tardío al Oligoceno 42
4.3.5 Orogenia Chiapaneca (Eoceno-Mioceno-Plioceno) 43
4.3.6 Evento Neógeno-Cuaternario 44
5. CONSIDERACIONES ECONÓMICAS **46**
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES **50**
6.1 Autoevaluación 51
BIBLIOGRAFÍA **54**

RESUMEN

La cuenca Chiapas-Tabasco forma parte del conjunto de cuencas que integran las Cuencas del Sureste de México, que corresponde a la provincia petrolera más productora del país. Se localiza entre las cuencas de Comalcalco y Macuspana, además de ser la extensión sur del Bloque Reforma-Akal. A lo largo del tiempo geológico, su complejidad tectónica ha influido en la sedimentología, el tipo de cuenca y el sistema estructural, los cuales han experimentado modificaciones significativas.

Los eventos que marcan y registran cambios en la cuenca abarcan desde escalas mayores, como el rift continental del Triásico al Jurásico Medio, que fue el evento precursor para la apertura del Golfo de México. Este proceso queda evidenciado en el registro estratigráfico por la extensa cobertura de sal Calloviana, responsable de la deformación estructural posterior, dando lugar a la formación de los primeros anticlinales, domos salinos y almohadillas de sal. La inundación marina resultante de esta apertura se refleja en las secuencias de lutitas calcáreas y calizas mudstone, rocas que son fundamentales por su papel como rocas generadoras de hidrocarburos.

Durante el Cretácico Temprano, la cuenca se caracterizó por una gran cobertura de calizas, las cuales fueron afectadas estructuralmente por la intrusión de sal, generando fallas normales y anticlinales con orientación NO-SE. Posteriormente, en el Cretácico tardío, la sedimentación cambió hacia depósitos siliciclásticos, principalmente debido a la Orogenia Laramide, un evento deformacional que se extendió hasta el Eoceno y se distinguió por esfuerzos compresivos.

El evento que definió la estructura actual de la cuenca Chiapas-Tabasco fue la Orogenia Chiapaneca. Esta deformación generó sistemas de fallas que dieron lugar al Pilar Reforma-Akal, cuya parte continental corresponde a la cuenca Chiapas-Tabasco. Estos eventos, junto con otros de menor escala, son los responsables de la complejidad geológica que caracteriza a esta cuenca.

ABSTRACT

The Chiapas-Tabasco Basin is part of the set of basins that make up the Southeastern Mexico Basins. Its importance lies in being one of the most significant petroleum provinces in the country. This basin is located between the Comalcalco and Macuspana basins. Over geological time, its tectonic complexity has influenced sedimentology, basin type, and structural systems, all of which have undergone significant modifications.

The events that mark and record changes in the basin range from larger-scale events, such as the continental rifting from the Triassic to the Middle Jurassic, which was the precursor event for the opening of the Gulf of Mexico. This process is evidenced in the stratigraphic record by the extensive Callovian salt cover, responsible for subsequent structural deformation, leading to the formation of the first anticlines, salt domes, and salt pillows. The marine flooding resulting from this opening is reflected in the sequences of calcareous shales and mudstone limestones, rocks that are crucial due to their role as hydrocarbon source rocks.

During the Early Cretaceous, the basin was characterized by extensive limestone coverage, which was structurally affected by salt intrusion, generating normal faults and anticlines with a NW-SE orientation. Later, in the tate Cretaceous, sedimentation shifted towards siliciclastic deposits, primarily due to the Laramide Orogeny, a deformational event that extended into the Eocene and was distinguished by compressional stresses.

The event that defined the current structure of the Chiapas-Tabasco Basin was the Chiapanecan Orogeny. This deformation generated fault systems that gave rise to the Reforma-Akal Pillar, whose continental portion corresponds to the Chiapas-Tabasco Basin. These events, along with others of smaller scale, are responsible for the geological complexity that characterizes this basin.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos y metas

Analizar y caracterizar la cuenca Chiapas-Tabasco, abarcando su evolución geológica, estratigrafía, geología estructural hasta el potencial económico, con énfasis en sus recursos energéticos.

Proponer modelos de la cuenca sedimentaria dentro de la evolución geológica de la región, particularmente para el Mesozoico.

Elaborar un material de apoyo que sirva como introducción a la información disponible sobre la cuenca Chiapas-Tabasco, reuniendo y organizando estudios, investigaciones, reportes, mapas y otros recursos dispersos. Con la finalidad de facilitar el acceso a la información relevante para estudiantes e interesados en el área, proporcionando una base que impulse futuras investigaciones y el entendimiento de la región.

1.2 Metodología

La integración de este trabajo se basó en una metodología de investigación documental, que incluyó la recopilación, selección, organización y análisis de información de diferentes fuentes bibliográficas como tesis, libros, artículos científicos y reportes técnicos de empresas petroleras. La primera etapa consistió en identificar bibliografía relevante, priorizando tesis, reportes técnicos y artículos de divulgación, ya que, al tratarse de una cuenca petrolera la información específica de dependencias oficiales es de acceso restringido.

Dentro de este proceso, se seleccionaron imágenes, mapas y diagramas de la cuenca Chiapas-Tabasco y su entorno, los cuales fueron modificados y adaptados mediante software libre de diseño (Inkscape) para mejorar su claridad y relevancia. Posteriormente, se analizó y sintetizó la información, correlacionando trabajos antiguos con investigaciones recientes para identificar conceptos actualizados o en desuso y realizar una propuesta integrada y actualizada.

Finalmente, se redactó el trabajo siguiendo una estructura lógica (introducción, antecedentes, desarrollo temático y conclusiones), integrando las imágenes modificadas

para complementar y enriquecer la explicación de los conceptos geológicos y estructurales abordados.

1.3 Importancia

La cuenca Chiapas-Tabasco pertenece al conjunto de Cuencas del Sureste de México, que se consideran las provincias petroleras más importantes para el país, sin embargo, debido al tiempo que llevan en explotación, la mayoría de los yacimientos se encuentran en fase de declinación, por lo que es relevante aplicar técnicas de recuperación mejorada y avanzada e incrementar el índice de recuperación de hidrocarburos de campos petroleros con potencial de explotación con rendimiento económico.

Otro tema relevante hoy en día es la transición energética. Una de las alternativas es la energía geotérmica, que puede aprovecharse a partir del calor de las salmueras, cuando hay asociaciones con domos y diapiros de sal, lo que permitiría seguir utilizando la infraestructura de los pozos petroleros abandonados.

2. CUENCAS SEDIMENTARIAS

2.1 Definición de cuenca sedimentaria

El término *cuenca sedimentaria* ha tenido evolución en cuanto a su significado a través del tiempo, sin embargo, no es hasta en 1960, con la consolidación de la teoría unificadora de la Tectónica de placas, que explica la diversidad de escenarios geológicos. A partir de esa década, el concepto se vuelve más consolidado en cuanto a su definición.

Una cuenca sedimentaria se refiere a una porción superficial de hundimiento prolongado de la litosfera o áreas de hundimiento con acumulación de sedimentos que forman cuencas, que están relacionadas con los procesos térmicos y mecánicos del manto convectivo, que propician la interacción de placas tectónicas. A lo largo del tiempo geológico se depositan sedimentos de diferentes fuentes de origen. La constancia de la tasa de depósito puede dar lugar a la formación de grandes espesores de metros a

kilómetros que posteriormente generarán una secuencia estratigráfica (Allen & Allen, 2005).

En cuanto a su geoforma, existen diversos modelos, como del tipo circular, alargada formando depresiones e irregulares. En cuanto al tamaño, las cuencas sedimentarias pueden variar, aunque se han documentado cuencas sedimentarias de alrededor de miles a millones de kilómetros cuadrados de área (Einsele, 2000).

La tectónica de placas ha proporcionado un fundamento para la comprensión de las cuencas sedimentarias. Además, con base en criterios tectónicos es posible clasificarlas según sus características de sedimentación (Nichols, 2015). Cabe señalar que una cuenca sedimentaria es un área que alberga sucesiones de sedimentos o secuencias estratigráficas puede o no tener una relación directa con la topografía (Selley & Sonnenberg, 2015).

2.2 Definición de plataforma sedimentaria

La plataforma sedimentaria, en términos generales, se define como áreas o terrazas continentales de bajo relieve sumergidas a profundidades menores que 200 metros, localizadas en los bordes de los continentes. Estos ambientes sedimentarios se extienden desde zonas someras o línea de costa hasta un cambio abrupto de pendiente como los taludes continentales (Niedoroda, 2019).

Las plataformas continentales son depósitos importantes de sedimentos terrígenos y se forman cuando hay una tasa de sedimentos constante, debido a ciertas condiciones climáticas que favorecen la erosión en las rocas; en tales circunstancias, se requiere de un transporte continuo, como el agua de los ríos. No obstante, también existen plataformas carbonatadas, que se caracterizan por la precipitación química de minerales como carbonatos, yeso que fueron transportados en solución. Este tipo de ambiente predomina cuando la tasa de sedimentos terrígenos es menor, favoreciendo la precipitación de carbonatos (Figueiredo et al., 2016). Por lo tanto, el aporte de material a este tipo de ambiente marino es un parámetro fundamental para su estudio además de otros factores importantes como lo son el nivel del mar, el clima, la subsidencia, entre otros.

Parámetros para la formación de una cuenca sedimentaria

Conocer los criterios por los cuales se rigen las cuencas sedimentarias para la comprensión de estas, es uno de los procedimientos para determinar la historia geológica de la Tierra de un área determinada y conocer más variables que influyeron en el pasado para formar tales estructuras, de igual forma, se requieren conocer a detalle para la exploración y posteriormente la explotación de recursos energéticos, hídricos y minerales.

En la modernidad existen una diversidad de estudios sobre los parámetros de una cuenca sedimentaria, sin embargo, la mayoría de estos coinciden que están sujetos bajo la dinámica de la tectónica de placas los cuales son los siguientes:

2.3. Fuente de los sedimentos

Las cuencas sedimentarias están albergadas de grandes volúmenes de estratos rocosos, los cuales fueron formados a partir de distintos procesos geológicos. Tales procesos pueden comenzar por la meteorización, la cual se encarga de la disgregación física y/o química de las rocas preexistentes, denominada roca fuente o madre, las cuales pueden ser ígneas, metamórficas o sedimentarias. Generando así, materiales insolubles, los cuales serán depositados posteriormente, y materiales solubles, los cuales sólo precipitaron. La meteorización está referida a condiciones climatológicas, composición mineralógica, tipo de relieve, vegetación, entre otros (Nichols, 2015).

Posteriormente, los materiales disgregados proceden a ser transportados por algún tipo de agente como el agua, viento, hielo y gravedad, modificando la forma, selección, tamaño, redondez y textura solo de los clastos y minerales o materiales insolubles. Mientras que aquel material que fue meteorizado por procesos químicos solo será transportado en solución. Este proceso culmina cuando la energía cinética disminuye, lo cual conlleva otro proceso.

La acumulación o depósito de materiales en un ambiente sedimentario es un proceso fundamental en la formación de una cuenca sedimentaria. Este proceso se caracteriza por la presencia de una variedad de ambientes sedimentarios, que pueden ser de tipo

continentales, transicionales y marinos (Nichols, 2015). Estos ambientes están influenciados por diversas variables, incluyendo factores físicos como la dirección y la velocidad de las corrientes, factores químicos y electroquimicos como el pH y el potencial redox (Eh) del medio, y factores biológicos como la flora y la fauna. Todo esto ocurre en una zona morfológica definida en términos de su forma y tamaño.

Posteriormente, los sedimentos depositados son sepultados atravesando por cambios en el aumento de temperatura y presión propias de la superficie de la corteza terrestre desde su deposición de los sedimentos hasta antes del comienzo de facies metamórficas, tal proceso se conoce como diagénesis, el cual transforma los sedimentos de forma física y/o química a rocas litificadas como por ejemplo los conglomerados, areniscas, lutitas, etc.

Por otro lado, los materiales solubles pueden transformarse en rocas calcáreas o evaporitas cuando los fluidos como el agua se sobresaturan en calcio, magnesio y sodio, combinándolo con carbonatos disueltos en los océanos para precipitar en carbonatos de calcio y magnesio, sal, yeso, etc. Este proceso, que puede tardar miles de millones de años, genera cristales como la calcita, que luego pueden formar calizas mediante procesos diagenéticos. Alternativamente, bajo ciertas condiciones climáticas y topográficas, los solventes pueden evaporarse, formando sales que, por litificación, se convierten en evaporitas como la halita.

2.4 Mecanismos de subsidencia

Las cuencas sedimentarias, son depresiones geológicas donde se acumulan sedimentos a lo largo de millones de años. La subsidencia de estas cuencas es un proceso complejo y multifacético, influenciado por una serie de mecanismos clave que dan forma a su evolución.

1) Adelgazamiento cortical y sistema de fallamiento: el adelgazamiento cortical se produce en zonas de rift, donde la corteza continental por extensión adelgaza la propia corteza. Esta extensión puede ser causada por la divergencia de placas. A medida que la corteza se estira, se forman sistemas de fallas normales que generan grabenes y horst

(bloques hundidos y elevados, respectivamente). Los grabenes proporcionan espacio para que los sedimentos se acumulen a medida que el bloque central se hunde.

2) Anomalías y subsidencia térmica: las anomalías térmicas se refieren a las variaciones en la temperatura del manto litosférico subyacente. A medida que las rocas en el manto se enfrían con el tiempo, se contraen y se vuelven más densas. Esto provoca una subsidencia del fondo de la cuenca sedimentaria a medida que la corteza se adapta al hundimiento del manto. La subsidencia térmica es un proceso lento y constante que puede continuar durante millones de años.

3) Engrosamiento del manto litosférico: el engrosamiento se produce cuando se acumula material denso y en proporciones volumétricas en el manto por debajo de una cuenca sedimentaria. Este material adicional ejerce presión sobre la corteza, lo que puede causar que la cuenca se hunda gradualmente a medida que la litosfera se dobla bajo el peso.

4) Efecto de carga de sedimentos: la carga de sedimentos, agua, hielo entre otros componentes es un mecanismo de subsidencia. A medida que los sedimentos se depositan en el fondo de una cuenca, la presión aumenta y la corteza responde hundiéndose para equilibrar la carga.

5) Carga tectónica: la carga tectónica está relacionada con la convergencia y divergencia de placas tectónicas. Cuando dos placas continentales colisionan, se pueden formar cuencas sedimentarias en la región de deformación. La presión tectónica puede causar el hundimiento de la corteza, lo que permite que los sedimentos se acumulen en el espacio hundido. Por el contrario, la divergencia de placas genera espacios vacíos que posteriormente son depósitos o ambientes sedimentarios.

Los mecanismos mencionados interactúan de manera compleja, y su importancia y contribución pueden variar considerablemente dependiendo de la clasificación de la cuenca en formación y las condiciones geológicas particulares de la región como el ambiente tectónico. Las características geológicas específicas de una cuenca sedimentaria determinan los mecanismos que predominan en ella (Boggs, 2009).

2.5 Clasificación de cuencas sedimentarias desde la tectónica de placas

Desde 1960 hasta la actualidad, se reconoce que la dinámica de las placas tectónicas es la generadora de diversos procesos geológicos, incluida la formación de cuencas sedimentarias, las cuales se estudian desde enfoques estructurales, estratigráficos y tectónicos. Existen criterios que determinan la naturaleza de las cuencas: a) Tipo de corteza en la que se encuentra ubicada la cuenca sedimentaria. b) Interactividad y posición con respecto a los márgenes de las placas tectónicas.

Estos criterios pueden ser modificados con el tiempo geológico, lo que complica el estudio de las cuencas, ya que explicar su posible origen puede conducir a diversas interpretaciones (Miall, 2000).

Para simplificar esta clasificación, se considera el Ciclo de Tuzo Wilson publicado por primera vez en 1965, que explica la apertura y cierre de océanos que han dado forma a la Tierra. Por lo tanto, las cuencas se clasifican de acuerdo con el ambiente tectónico en que se encuentra:

1. Cuencas asociadas a la extensión
2. Cuencas asociadas a la subducción
3. Cuencas asociadas a la colisión continental
4. Cuencas asociadas a fallas transformantes

2.5.1 Cuencas asociadas a la extensión

Son aquellas formadas en respuesta a esfuerzos tectónicos extensionales que adelgazan la corteza terrestre, esto debido al ascenso del manto caliente que aumenta el flujo de calor lo cual debilita aún más la corteza, facilitando la deformación extensional; esto genera estructuras geológicas específicas de hundimiento. Las cuencas se desarrollan principalmente en áreas muy extendidas y la evolución de estas depende de factores como la tasa de los esfuerzos extensivos tectónicos, el estado térmico de la litosfera y el entorno tectónico, estos factores condicionan su estructura, forma, tasa de sedimentación y dinámica a lo largo del tiempo (Friedmann & Burbank, 1995).

- Cuenca intracratónica

Las cuencas en la corteza continental, especialmente dentro de cratones, se originan debido a esfuerzos que causan deformación por extensión, lo que provoca un adelgazamiento de la corteza continental. Este proceso puede conllevar al ascenso potencial del manto hacia la litosfera, sin embargo, hay casos en los cuales el proceso térmico asociado con la formación de rift puede concluir antes de que el mismo se forme completamente. Esto resulta en un enfriamiento de la corteza continental y da lugar a un hundimiento, donde se acumulan sedimentos.

Por otro lado, en el caso de cuencas intracratónicas que no están vinculadas a un rift precursor, es probable que la formación esté relacionada con una distribución irregular de temperaturas en la corteza continental. En estas situaciones, el gradiente geotérmico es menor, generando una tasa de subsidencia que conduce al hundimiento de la corteza y a la acumulación subsiguiente de sedimentos (Einsele, 2000).

- Cuenca de rift continental

Las cuencas de tipo rift se generan como resultado de procesos asociados con anomalías térmicas y/o esfuerzos extensivos, como se explicó previamente. No obstante, esta cuenca se distingue por el hundimiento isostático, causado por el adelgazamiento de la corteza continental, lo que provoca el deslizamiento de bloques a lo largo de sistemas de fallas normales. Este fenómeno da lugar a la formación de una serie de grabens y horsts.

Es importante destacar que, en el contexto del ciclo de Wilson, las cuencas de tipo rift continental son predecesoras de las cuencas oceánicas (Figura 1). Este proceso representa una variedad de entornos sedimentarios, siendo un elemento clave en la formación de estas cuencas (Boggs, 2014).

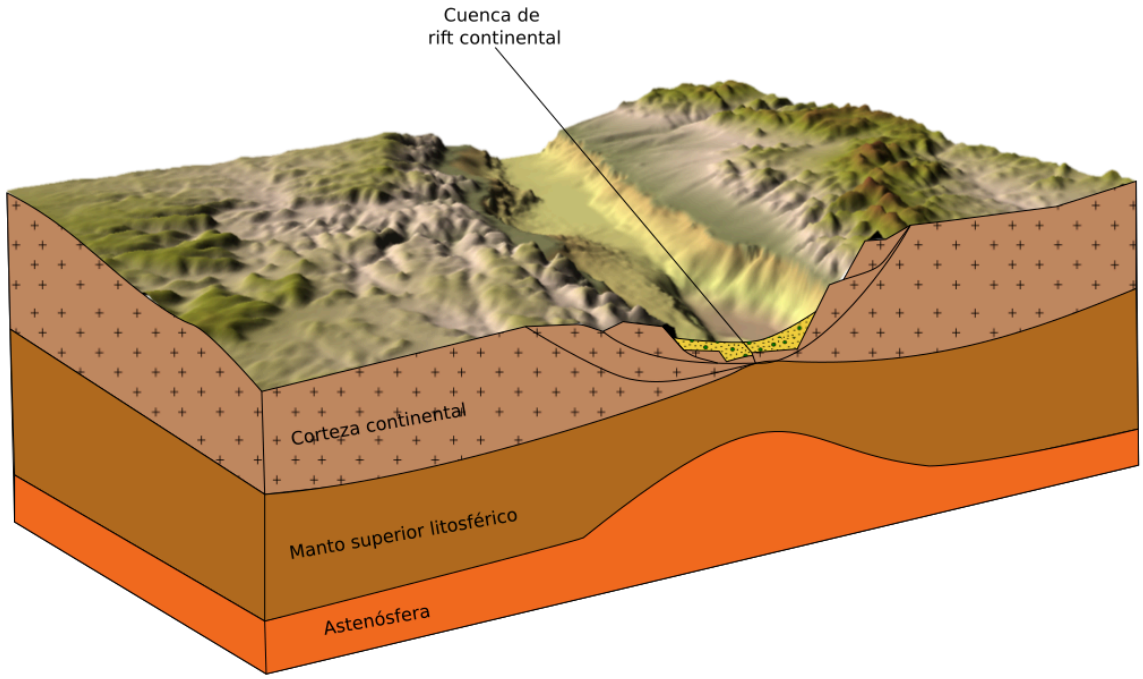


Figura 1. Modelo de cuenca de rift continental. Modificado de Nichols, 2009.

- Cuenca oceánica (margen pasivo)

La evolución del rift continental continúa hasta que llega a su fin cuando los esfuerzos causan extensión y adelgazan significativamente la corteza continental, dividiéndola en dos y dando lugar a la formación de nueva corteza oceánica (Figura 2). Este proceso implica la intrusión de material ígneo a través del fisuramiento y la posterior inundación de la cuenca por agua marina.

Es importante destacar que, la acumulación de sedimentos en ellas provoca una disminución del calor en los bordes de las cortezas continentales separadas. Por el contrario, la mayor concentración de calor se localiza en la anomalía térmica o en la dorsal oceánica (Nichols, 2009).

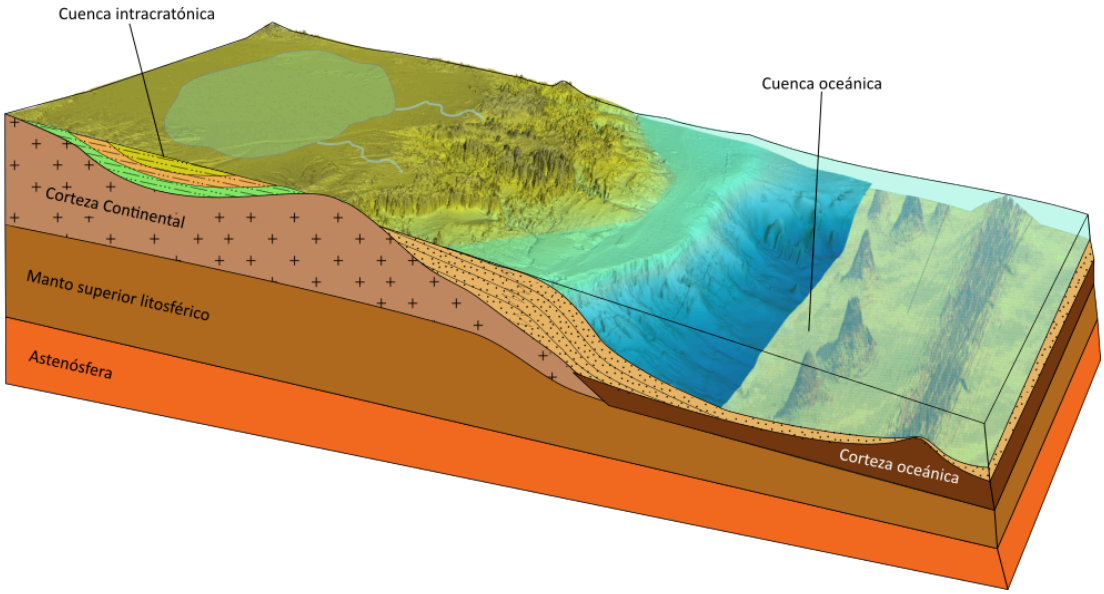


Figura 2. Modelo de cuencas asociadas a extensión. Modificado de Nichols, 2009.

2.5.2 Cuencas asociadas a subducción

Son aquellas zonas donde subducen las placas tectónicas una sobre la otra, se forman comúnmente en límites tectónicos convergentes, regresando así material al manto generando un reequilibrio, comúnmente estos sistemas geodinámicos donde implica la interacción de placas tectónicas son formadores de los arcos volcánicos y los procesos de magmatismo, deforman la superficie terrestre formando cuencas sedimentarias (Stern, 2002).

- Cuenca tipo trincheras

Las cuencas de trinchera se originan cuando la corteza oceánica se subduce por debajo de una corteza de menor densidad, que puede ser tanto continental como oceánica, y estas se conocen como trincheras interoceánicas (Nichols, 2009). En estas cuencas, es común observar espesores reducidos de sedimentos, lo que convierte a las trincheras en áreas marinas que alcanzan máximas profundidades (Figura 3). Este fenómeno se debe a que la tasa de aporte de sedimentos es menor en comparación con otros tipos de cuencas, ya que los sedimentos provienen principalmente del arco volcánico situado en

la corteza continental. Por el contrario, en las trincheras interoceánicas, el suministro principal de sedimentos procede de los arcos de islas (Bjørlykke, 2015).

Las cuencas de antearco se originan a lo largo de márgenes convergentes, entre un prisma de acreción y un arco volcánico. Estas cuencas se caracterizan por ser la zona de deformación de los prismas de acreción y también por acumular considerables espesores volumétricos de sedimentos. Su formación puede ocurrir en zonas de subducción interoceánica, situándose entre un arco de islas volcánicas y una trinchera (Bjørlykke, 2015). La importancia de estas cuencas radica en su capacidad para convertirse en vastos reservorios de materia orgánica, preservados gracias al menor gradiente geotérmico (Noda, 2018).

- Cuenca trasarco (Back Arc)

Las cuencas de trasarco se definen como aquellas que se extienden sobre una zona de subducción y se forman detrás de esta mediante un proceso de rifting (Artemieva, 2023). Sin embargo, según Akizawa y colaboradores (2021), no todas las zonas de subducción albergarán cuencas trasarco. Dada su complejidad de estudio, las cuencas trasarco pueden clasificarse según el tipo de corteza en la que se asientan. Aquellas asociadas a cuencas oceánicas, ubicadas detrás de un arco de islas, se denominan cuencas de trasarco oceánicas (Figura 3). Las asociadas a una cuenca continental, situadas detrás del arco volcánico, se llaman cuencas trasarco continentales (Ingersoll, 2011).

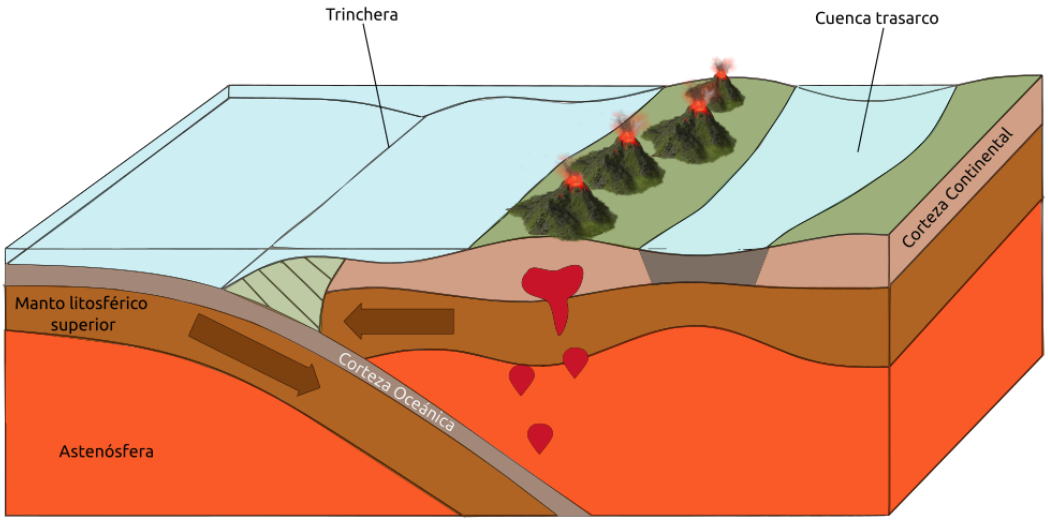


Figura 3. Modelo de cuencas asociado a subducción. Modificado de Ingersoll, 2011.

2.5.3 Cuencas asociadas a colisión continental

Durante el ciclo tectónico de las placas existen eventos que reestructuran la corteza continental, entre estos están las colisiones continentales en márgenes continentales pasivos y activos que acrecionan a las placas tectónicas. Esto forma orogenias el cual es el proceso de formar montañas superando la tasa de erosión tales escenarios son responsables de formar hundimientos en la corteza y por ende el depósito de sedimentos provenientes de esta cadena montañosa (Draut & Clift, 2011).

- Cuencas antepaís (Foreland)

Las cuencas de antepaís son depresiones que reciben sedimentos ubicados dentro de la corteza continental, al frente de un cinturón orogénico. Su importancia radica en su capacidad para almacenar notables espesores de sedimentos y extenderse a lo largo de una proporción considerable de la masa continental. Estas cuencas se forman en regiones de márgenes activos, caracterizadas por procesos de subducción entre una cuña orogénica y un cratón adyacente (DeCelles & Giles, 1996).

No obstante, en estos cinturones orogénicos surgidos como resultado de colisiones, se delinean dos flancos que albergan dos categorías distintas de cuencas de antepaís:

Cuencas pro antepaís. Se ubican en la placa inferior y experimentan un hundimiento tectónico acelerado, lo que se traduce en depósitos sedimentarios con un registro más reciente (Figura 4).

Cuencas de retro antepaís. Localizadas en la corteza superior del cinturón montañoso originado por la colisión, estas cuencas se distinguen por su mayor estabilidad tectónica (Figura 4). Su registro estratigráfico más amplio proporciona información detallada sobre todas las fases de formación del cinturón orogénico (Naylor & Sinclair, 2008).

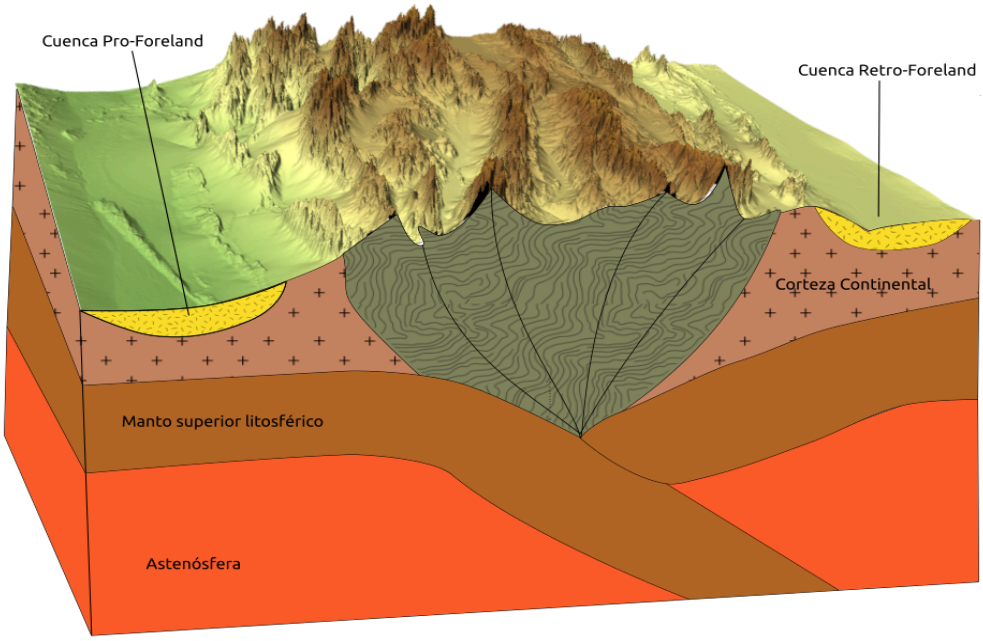


Figura 4. Modelo de cuencas asociado a colisión continental. Modificado de Ingersoll, 2011.

2.5.4 Cuencas asociadas a fallas transformantes

Existen zonas donde los límites tectónicos generan la interacción de placas horizontalmente por lo cual se deslizan lateralmente en sentidos opuestos, estos eventos no forman ni destruye litosfera notablemente como a diferencia del resto de interacciones

tectónicas, sin embargo, sí forma nuevas estructuras transversales rómbicas debido al movimiento opuesto las cuales pueden ser por fallamiento sinestral formando cuencas en forma de S o por fallamiento dextral formando cuencas en forma de Z (Mann et al., 1983).

- Cuencas Pull-Apart

Estas cuencas, se caracterizan por exhibir características extensionales y compresivas. Se distinguen por su geometría romboidal, generada entre un sistema de fallas de deslizamiento, lo que provoca que la corteza se doble de forma oblicua. Pueden situarse tanto en la corteza oceánica como en la corteza continental y con frecuencia se asocian a límites de fallas transformantes (Figura 5, Einsele, 2000).

Un aspecto peculiar de estas cuencas es su corta duración, principalmente debido a la elevada tasa de subsidencia. Además, están compuestas por estructuras de deformación sinsedimentarias, las cuales se desarrollan simultáneamente con la depositación de sedimentos (Dasgupta, 2018).

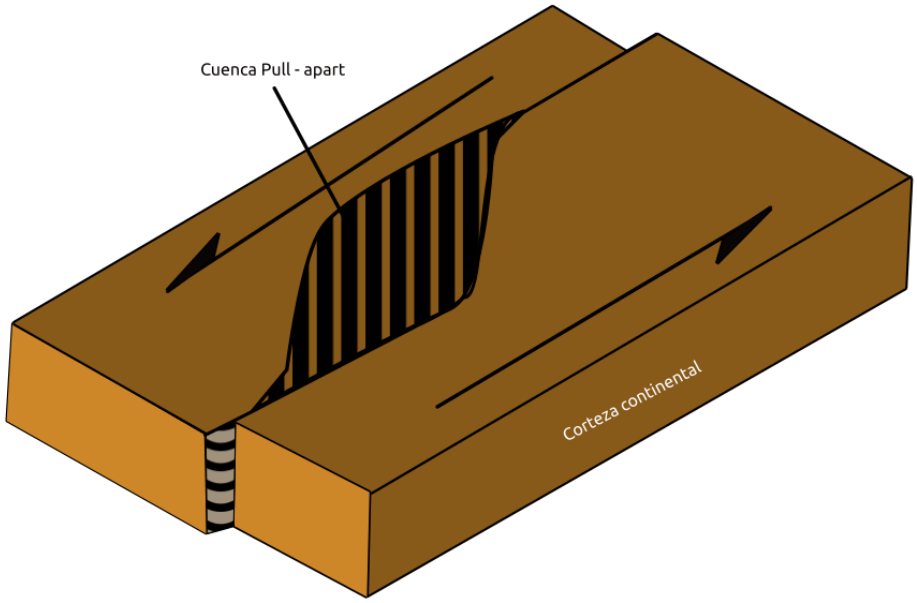


Figura 5. Modelo de cuencas asociado a fallas transformantes. Modificado de Ingersoll, 2011.

3. GENERALIDADES

3.1 Estado del Arte

La provincia petrolera del sureste mexicano ha aportado la mayor parte de la producción de hidrocarburos en el país. Existen registros documentales de investigaciones en esta región desde inicios del siglo XX, con el objetivo de encontrar petróleo para producción comercial, sin embargo, los primeros pozos exploratorios no alcanzaron niveles de producción significativos. No fue hasta 1943, que Petróleos Mexicanos (PEMEX) inició labores sistemáticas de exploración y producción en la zona. Un hito crucial ocurrió en 1960, cuando en el Cerro Nanchital se identificó la presencia de aceite y gas en secuencias sedimentarias del Cretácico, marcando un punto de inflexión para la industria petrolera en la región. Posteriormente, en 1971, el descubrimiento del yacimiento de Cantarell, uno de los más grandes del mundo, impulsó una intensa actividad exploratoria. Esto llevó al descubrimiento en 1972 de varios campos pertenecientes a la cuenca Chiapas-Tabasco, como Cactus y Sitio Grande, los cuales fueron importantes por sus reservas y su producción (PEMEX, s.f).

La cuenca Chiapas-Tabasco forma parte del complejo tectónico conocido como Pilar Reforma-Akal, correspondiente a la extensión continental actual que ha sido ampliamente estudiada. Santiago y colaboradores en 1984, en su libro *Evaluación de formaciones en México*, delimitan el área que comprende la cuenca Chiapas-Tabasco y explican el término "Pilar", el cual hace referencia a un horst regional, aunque este término solo sea un símil descriptivo para la deformación ocurrida durante el Cenozoico y que delimita áreas con yacimientos petroleros que presentan algunas diferencias.

Amos Salvador (1987) propone un marco estructural y estratigráfico para la megacuenca del Golfo de México, abarcando desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico, destaca que la transición entre la etapa de rifting continental y la formación de corteza oceánica permitió la creación de ambientes áridos, lo que facilitó la deposición de sal durante el Calloviano; este proceso ocurrió de manera acelerada, lo que resultó en una ausencia significativa de sedimentos clásticos.

García Molina (1994) presenta un trabajo que explica la evolución geológica regional del sureste mexicano, señala que el cambio en la sedimentación durante el Cenozoico se

debió al levantamiento de la Sierra Madre Oriental, lo que convirtió a estas cuencas en cuencas flexurales o, en términos más comunes, cuencas de tipo *foreland*.

Oviedo Pérez (1996), al igual que García Molina (1994), realiza una investigación detallada de las cuencas del sureste, enfocándose en la evolución del Neógeno. Se involucran eventos tectónicos clave, como el choque del Bloque Chortis contra el sureste de México, lo que dio origen a la Sierra de Chiapas. Este autor coincide con García Molina en que la cuenca evolucionó de un margen pasivo a una cuenca de antefosa (o *foreland*) durante el Mioceno.

González Posadas (2003) presenta una tesis sobre la evolución geológica durante el Cenozoico en el área de Chiapas-Tabasco. Este trabajo es uno de los pocos que se centran específicamente en esta región y logra unificar la información disponible hasta ese momento, incluyendo detalles sobre el sistema petrolero del área.

James Pindell (2002, 2021, 2023) ha contribuido con diversas publicaciones sobre la evolución del Golfo de México, la deposición de sal y la influencia de la tectónica de placas en los ambientes sedimentarios. Sus investigaciones han sido fundamentales para la exploración de hidrocarburos en el sureste mexicano, ya que proporcionan un marco teórico robusto para entender la evolución de las cuencas.

Aunque las aportaciones mencionadas anteriormente han sido de gran valor, los reportes técnicos de la industria petrolera también han agregado datos precisos sobre el comportamiento económico de los campos a través del tiempo.

A pesar de la importancia geológica y económica de las cuencas del sureste mexicano, el acceso a información detallada sobre aspectos como la geología estructural, la estratigrafía, el contenido fosilífero y otros elementos clave se ve limitado debido a que esta área es principalmente operada por Petróleos Mexicanos (PEMEX, s.f.), por lo que se tienen informes técnicos de difícil acceso. Esta restricción dificulta su uso con objetivos diferentes a los de la empresa, lo que resulta en una disponibilidad muy reducida de información pública. Como consecuencia, las interpretaciones o inferencias que se pueden realizar están basadas en fuentes limitadas, como algunos artículos, reportes técnicos y tesis que, aunque contienen datos valiosos (por ejemplo, perfiles sísmicos, columnas estratigráficas), son escasos y fragmentados. Esta situación complica significativamente la investigación y el desarrollo de estudios integrales en la

región. Sería deseable que, en el futuro, se promueva una mayor apertura y colaboración en la divulgación de información, lo que no solo beneficiaría a la comunidad geocientífica, sino que también podría impulsar avances significativos en el entendimiento y la exploración sostenible de los recursos naturales del subsuelo.

3.2 Ubicación

La Cuenca Chiapas-Tabasco forma parte del conjunto de cuencas que integran la Provincia Petrolera del Sureste de México. Esta cuenca se encuentra en la porción continental del Pilar Reforma-Akal, el cual abarca: una porción marina somera, que se extiende hasta la isobata de 500 metros de profundidad, y otra continental, que se conoce como Cuenca Chiapas-Tabasco. Esta última se localiza principalmente en el estado de Tabasco y en parte del estado de Chiapas, abarcando aproximadamente 9,000 km². Está delimitada al oeste por un sistema de fallas que la separa de la Cuenca de Comalcalco y al este por la Cuenca de Macuspana (Figura 6) y Salinas del Istmo. Al sur, limita con la Sierra de Chiapas, mientras que al norte alcanza la línea de costa del Golfo de México (CNH, 2014).

En cuanto a su orientación estructural, la deformación principal sigue una dirección noreste-suroeste (NE-SW), resultado del evento compresional más significativo que afectó la región la Orogenia Chiapaneca, ocurrida del Paleoceno al Mioceno (WEC México, 2010).

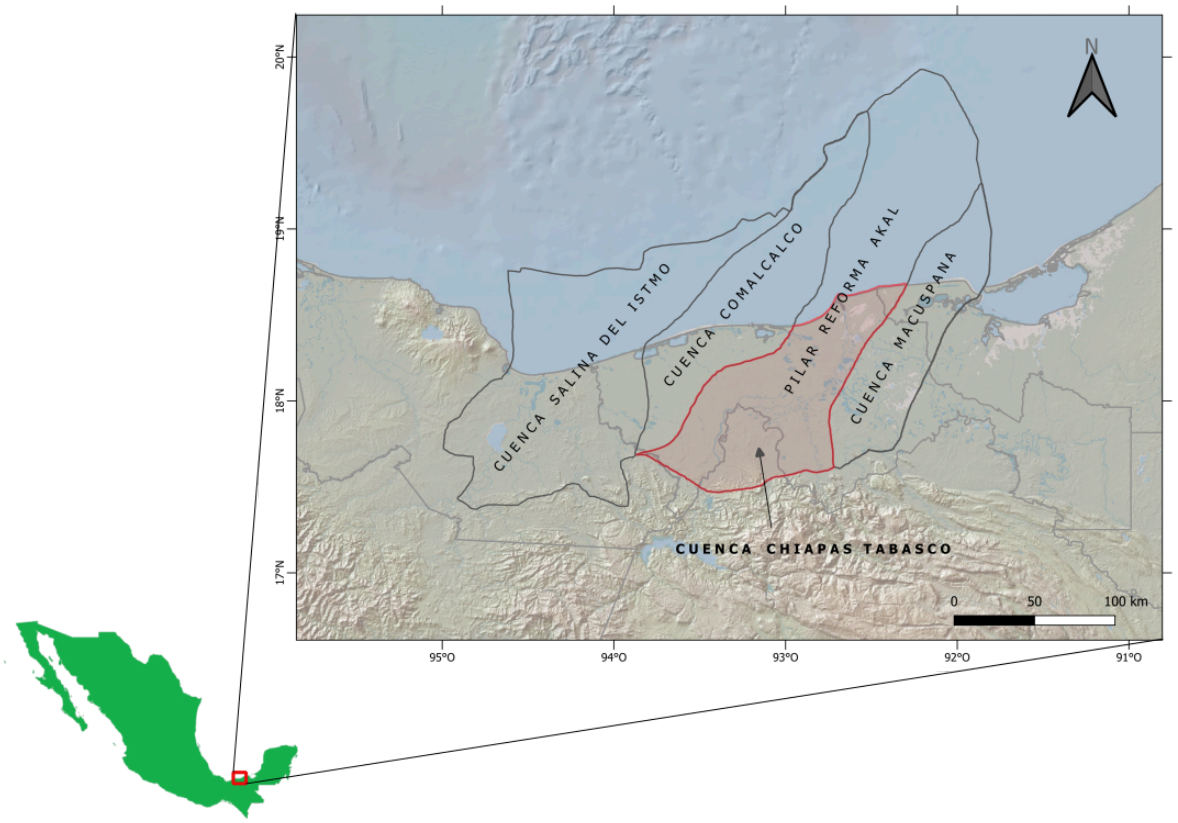


Figura 6. Mapa de ubicación de la cuenca Chiapas Tabasco**.** Modificado de Comisión Nacional de Hidrocarburos (2014).

4. CUENCA SEDIMENTARIA CHIAPAS-TABASCO

4.1 Tipo de cuenca

La cuenca Chiapas-Tabasco es un sistema geológico de evolución tectónica compleja. Su análisis requiere considerar eventos de gran escala, como la formación de océanos a partir de la fragmentación continental, ya que su estudio requiere de una cinemática detallada para clasificarla según el contexto tectónico y el tiempo geológico. Dado que su geometría y clasificación no siempre fueron las mismas, en este capítulo se interpretará su tipo de cuenca de acuerdo con el contexto tectónico y su evolución desde el Triásico hasta la actualidad.

La descripción de la interpretación de la evolución y sobre el tipo de cuenca seguirá un orden cronológico ascendente, desde el evento más antiguo hasta el más reciente.

4.1.1 Cuenca de rift

El conjunto de cuencas del sureste mexicano se encuentra dentro del paleoGolfo de México, el cual representa una megacuenca asociada a un proceso de *rifting* que se desarrolló desde el Triásico hasta el Jurásico medio (Izquierdo-Llavall et al., 2022). Este proceso dio lugar a una configuración tectónica caracterizada por la formación de *grabens* y *horsts* regionales los cuales comenzaron a desarrollarse durante el Triásico Tardío. Aunque no se ha establecido una edad precisa para el inicio de la etapa de *rifting*, la mayoría de las investigaciones coinciden en que este fenómeno inició en el Triásico Tardío.

Durante el Jurásico Medio, la lenta subsidencia de la corteza terrestre continental (rift continental) permitió la gradual intrusión de agua del océano Pacífico, la cual atravesó el centro de México. Este evento marcó el inicio de la depositación de evaporitas y evidenció que los ambientes eran áridos y de circulación restringida, lo que favoreció la acumulación de una cubierta de evaporitas de aproximadamente 4 km de espesor en un intervalo de tiempo muy corto (Oviedo Pérez, 1996; Padilla Sánchez, 2007). Este proceso no está estrictamente limitado en el tiempo debido al empobrecimiento de anomalías magnéticas; sin embargo, la mayoría de las investigaciones propone que la expansión ocurrió en un intervalo de ~190 Ma a ~150 Ma (Filina et al., 2022).

Posteriormente, en el Jurásico tardío, continuó la expansión del piso oceánico, lo que cambió la configuración tectónica que permitió el desarrollo de varias cuencas. Este proceso se mantuvo hasta el Berriasiano-Valanginiano (Figura 7). Dicha expansión oceánica estuvo acompañada de una sedimentación constante de lutitas, areniscas y carbonatos, principalmente debido al desarrollo de la cuenca donde hubo depósitos de carbonatos y terrígenos, inclusive algunos sistemas arrecifales (Izquierdo-Llavall et al., 2022).

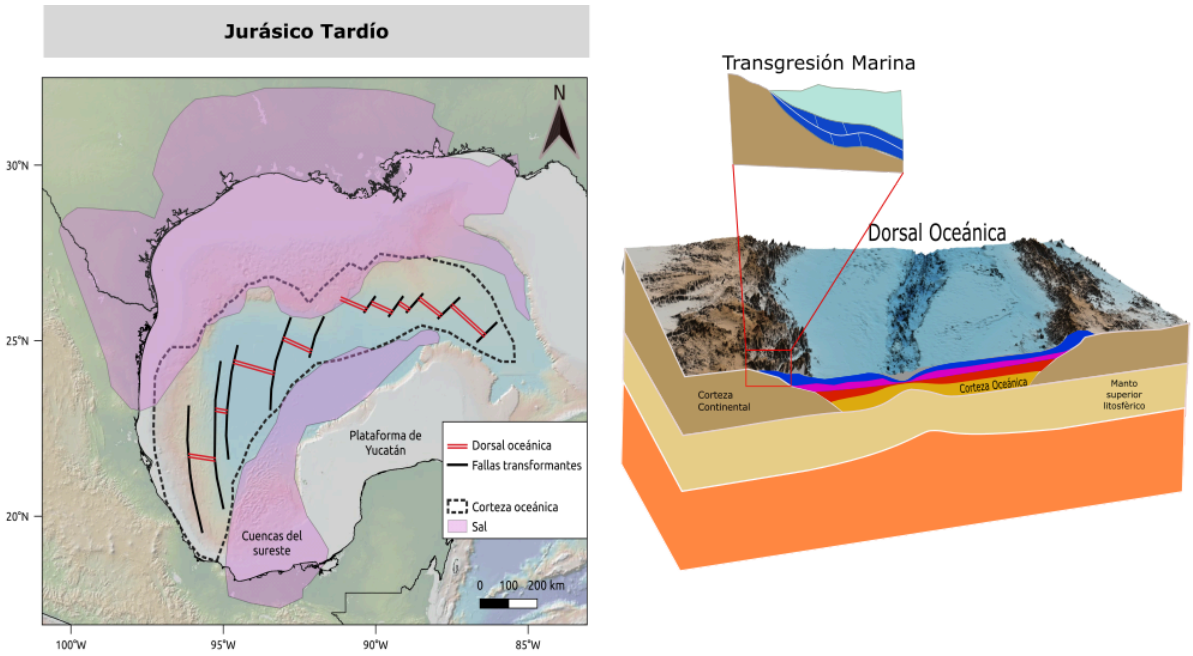


Figura 7: Contexto tectónico durante el Jurásico medio. A la izquierda, se resalta en color morado el depósito de la sal Calloviana. A la derecha, se muestra un esquema de la apertura del Golfo de México, proceso que provocó una transgresión marina. Modificada de Izquierdo-Llavall et al., 2022.

4.1.2 Cuenca asociada a un margen pasivo

El ambiente tectónico cambia después de que culmina la expansión del piso oceánico, dando como resultado un margen pasivo del Jurásico tardío al Cretácico tardío. Como se ilustra en la Figura 8, el cambio tectónico está asociado a la formación de plataformas carbonatadas extensas y la rotación del Bloque de Yucatán hacia su posición actual.

Según Bally y Snelson (1980), el Golfo de México cambió a una megacuenca asociada a un margen pasivo tipo Atlántico, destacando que no está asociado a megasuturas, debido a que estas se formaron durante el Paleozoico. Por lo tanto, se puede determinar que se trata de una cuenca de margen pasivo con geometría circular asociada a un proceso de extensión del piso oceánico pero que tal extensión no se asocia a un límite de placas, arcos magmáticos y colisión de placas tectónicas, puesto que este evento ocurrió dentro de la Placa Norteamericana (González Posadas, 2003). En este periodo se forman plataformas sobre los puntos topográficos más altos formados en la etapa de expansión y las cuencas en los grabens (Oviedo Pérez, 1996).

Además, existen otros autores que también detallan el tipo de cuenca. Klemme (1980) menciona el término "downwarps", describiéndolo como áreas de hundimiento con acumulación de sedimentos que forman cuencas, destacando su importancia en los posibles recursos energéticos que puedan almacenar. Este tipo de cuencas se asocia a una expansión, formando corteza oceánica, resultando en cuencas con lados preferentes como fuentes de sedimentos y otros inclinados hacia el océano.

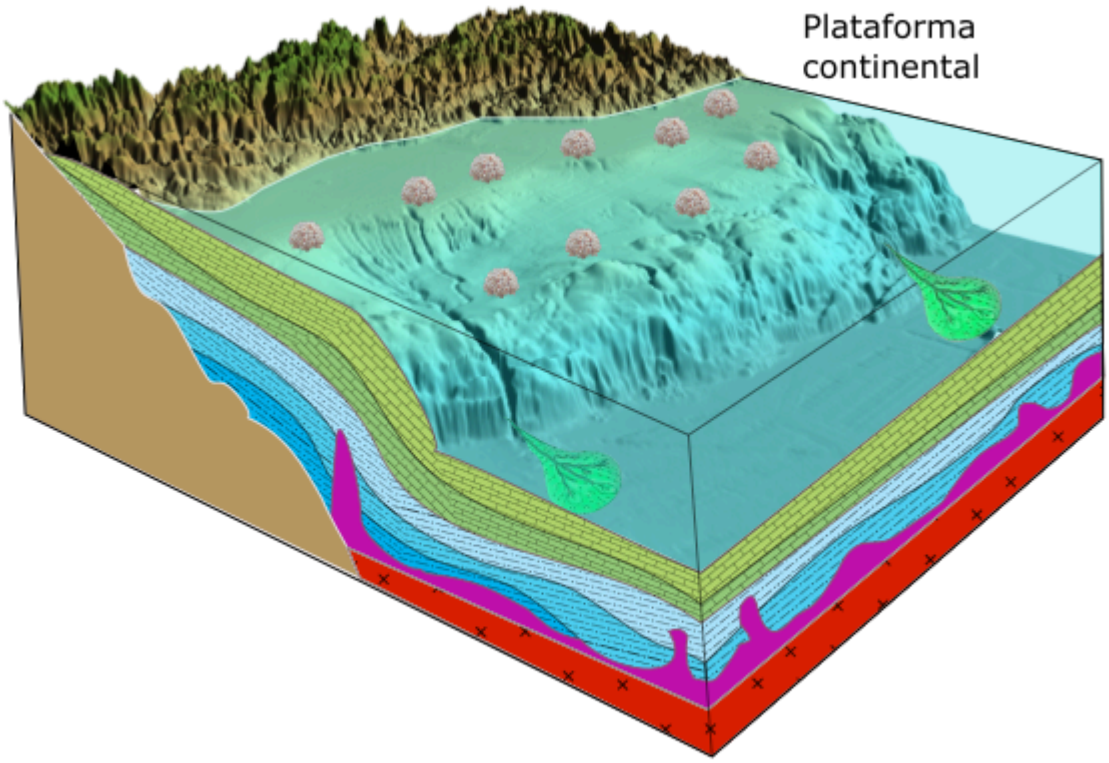


Figura 8. Contexto tectónico durante el Jurásico superior y Cretácico inferior.

4.1.3 Cuenca Foreland

A finales del Cretácico al Eoceno, la orogenia Laramide se expandió del noreste al sureste mexicano, deformando el sector occidental y produciendo levantamiento y erosión lo que causó un cambio en la estratigrafía. Desde el Paleoceno al Mioceno, ocurrió una reconfiguración tectónica debido a la Orogenia Chiapaneca, creando en el Mioceno el Pilar Reforma Akal (horst regional) y las cuencas de Comalcalco y Macuspana circundantes (Padilla Sánchez, 2007).

García Molina (1994) también propone que el cambio de sedimentación a siliciclásticos se produjo durante el Paleógeno al Mioceno, indicando que las cuencas del sureste son cuencas flexurales formadas por la deformación causada por la Sierra Madre Oriental inicial y posteriormente por la Sierra de Chiapas. Cabe señalar que las cuencas flexurales son sinónimos de cuencas foreland (cuencas de antepaís).

Otros eventos de menor régimen tectónico que incluyen es el Macizo de Chiapas y el Bloque Chortis, ocurridos durante el Paleógeno, que contribuyó al desarrollo de antefosas o foredeep. A pesar de los términos diferentes, aluden a cuencas formadas entre una zona tectónicamente activa y un cinturón orogénico (Oviedo Pérez, 1996).

Finalmente, durante el Plioceno-Pleistoceno, se propone que la configuración de la Cuenca Foreland, se modificó por el aporte de terrígenos procedentes de la Sierra de Chiapas cuyo arreglo fue influenciado por procesos gravitatorios, predominando un régimen progradante en ambientes fluviales, deltaicos, como se observa en la Figura 9 (González Posadas, 2003).

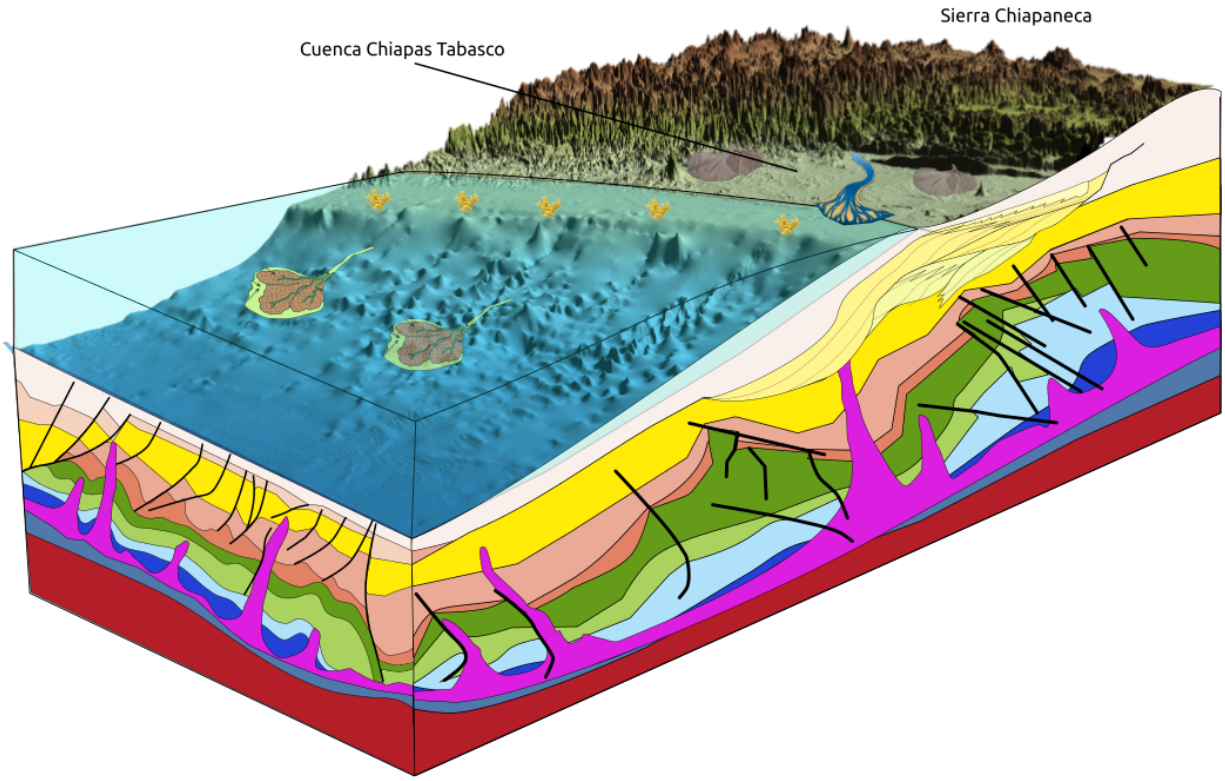


Figura 9. Modelo actual de la Cuenca Chiapas Tabasco. Modificado de Atlas geológico cuencas del sureste - cinturón plegado de la sierra de Chiapas., s. f.

4.2 Sedimentología y Estratigrafía

Chiapas Tabasco ha sido estudiada por diversos autores, sin embargo, la mayoría de las investigaciones poseen relación con el sector petrolero, puesto que, al pertenecer al conjunto de las cuencas del sureste, este representa desde 1979 una de las áreas con mayor producción de petróleo en México.

Es por lo que en esta sección se considerará la información obtenida de campos petroleros y formaciones geológicas. La información será clasificada según la era y el periodo geológico desde el Paleozoico hasta el Cenozoico, aunque las secuencias de mayor importancia para el sector petrolero son las rocas del Mesozoico y Cenozoico. La figura 10 corresponde con la columna estratigráfica representativa de la región.

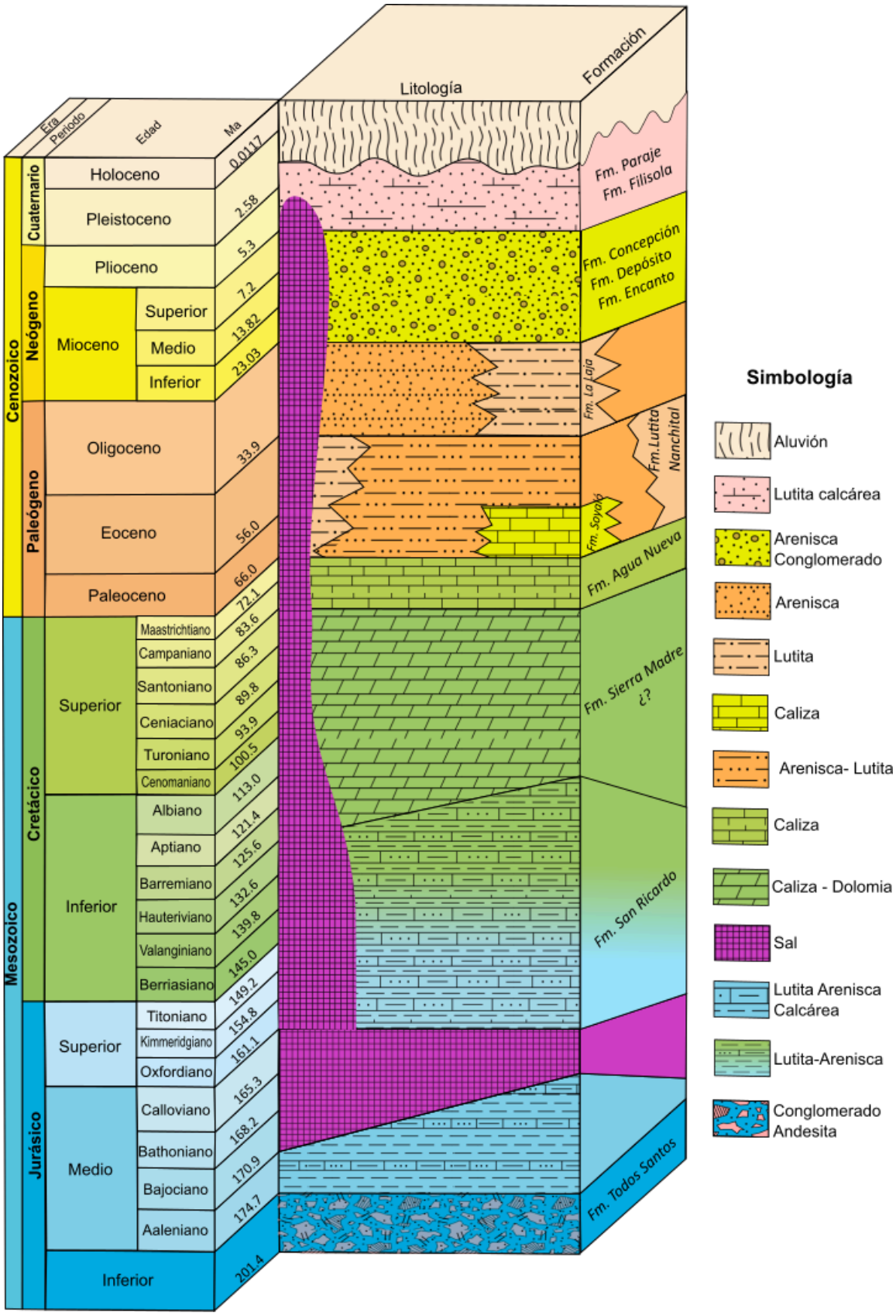


Figura 10. Columna estratigráfica de la cuenca Chiapas Tabasco. Modificado de Peterson (1983).

4.2.1 Paleozoico

El basamento se ha descrito como un conjunto de granitoides y esquistos que fueron parte de la corteza continental durante el proceso de Rifting previo a la apertura del paleoGolfo de México (WEC México, 2010).
El basamento también está asociado a la formación del Macizo de Chiapas durante el Pérmico hasta inicios del Triásico; que corresponde a un basamento cristalino compuesto principalmente de rocas ígneas intrusivas (Ayala, 2017).
Castillo y Medrano (2023) propone que la secuencia estratigráfica del basamento está integrada de sedimentos continentales rojos de los cuales cubren discordantemente a granitoides y en menor volumen esquistos y gneises del Paleozoico.

4.2.2 Mesozoico

La mayoría de los estudios sobre estratigrafía otorgan mayor relevancia a las secuencias sedimentarias formadas durante el Mesozoico y Cenozoico, ya que en ellas se encuentran las principales unidades estratigráficas que componen los sistemas petroleros.

Jurásico (Temprano - Tardío)

La Formación Todos Santos está asociada con el proceso de rifting y apertura del paleoGolfo de México, debido al desarrollo de grabens que causaron subsidencia continua. Se caracteriza por una secuencia de lechos rojos generados por la erosión de rocas volcánicas y del basamento; se depositaron en las depresiones topográficas continentales y son importantes debido al registro estratigráfico que proporciona evidencia sobre la rotación del Bloque de Yucatán y por ende, el inicio de la tectónica extensional.

La parte inferior de la formación consiste en conglomerados con matriz arenosa y clastos predominantemente de andesita, con intercalaciones de arenisca a limolita. En la parte superior, se encuentran secuencias de lutitas y limolitas con estratificación cruzada y se distingue por sus tonos marrón rojizo a rosado.

Debido a su origen, el espesor de la formación varía según la paleotopografía de la región; sin embargo, en el estado de Chiapas, PEMEX ha registrado un espesor de 1200 m (Léxico Estratigráfico de México, s. f.).

Calloviano

Durante la fase final de rifting, en las provincias de Campeche y Salinas del Istmo, se depositó un espesor considerable de evaporitas, lo cual marca la expansión rotacional del fondo oceánico (Pindell et al., 2023). La precipitación de sal, con ausencia de intercalaciones de clastos y solo un porcentaje mínimo de estos, indica que el proceso de deposición de la sal ocurrió en un intervalo de tiempo breve (Salvador, 1987).

La secuencia salina es principalmente en el Calloviano, aunque los primeros depósitos se formaron en el Bajociano y están relacionados con procesos de transgresión marina en ambientes marinos someros en condiciones climáticas áridas que evolucionaron a mayor profundidad oceánica (Gutiérrez-Paredes et al., 2018). Los espesores de sal varían, alcanzando aproximadamente 1000 m, pero fluctúan según la topografía generada durante la etapa de rifting. Padilla Sánchez (2007) sugiere que en la región del proto-Golfo el relieve era posiblemente suave y la tasa de subsidencia lenta en un ambiente sabkha.

Calloviano-Aptiano

La Formación San Ricardo del Calloviano-Cretácico inferior aflora en localidades del sector norte de la Sierra de Chiapas, está compuesta en su base por areniscas con contenido arcilloso y calcáreo, además de incluir bivalvos y gasterópodos. La parte media de la formación está constituida por calizas tipo *wackestone* a *packstone* con pellets, aunque presenta alternancias de horizontes de marga arenosa. Finalmente, el miembro superior contiene una secuencia de calizas y dolomías con cuerpos bentónicos.

En cuanto a los espesores, estos varían entre 500 m y 1,400 m. Aunque no forman parte de las rocas generadoras, el cambio de facies hacia el norte da lugar a la formación de rocas generadoras en el Tithoniano.

Oxfordiano-Kimmeridgiano

La sedimentación hacia el norte de la Sierra de Chiapas consiste principalmente de lutitas, y rocas carbonatadas. Estas se depositaron en ambientes litorales, aunque los carbonatos se acumularon en mayor proporción en entornos marinos someros (Gutiérrez-Paredes et al., 2018).

Durante el Kimmeridgiano, se forman calizas tipo *packstone* a *grainstone*, con peloides, ooides y bioclastos, lo cual permite el desarrollo de facies oolíticas con buena selección (Solé Salgado, 2018).

Tithoniano

La transgresión marina máxima ocurrió durante el Tithoniano, por lo que los ambientes se volvieron más profundos favoreciendo el desarrollo de rocas generadoras de hidrocarburos. Se considera que el petróleo extraído del Campo Samaria-Sitio Grande, proviene de las rocas generadoras del Tithoniano (Bourdet et al., 2010) estas se componen principalmente de calizas arcillosas, calizas dolomitizadas y lutitas calcáreas.

Los espesores varían entre 100 y 400 metros. En cuanto a los ambientes, las facies cambian de plataformas a cuencas profunda, lo que resulta ideal para la precipitación de carbonatos. Por ello, son las principales rocas generadoras de hidrocarburos, tanto de aceite ligero como mediano (Atlas geológico cuencas del sureste - cinturón plegado de la sierra de Chiapas., s. f.)

Cretácico

La inundación de agua marina en zonas continentales continuó debido a una gran transgresión marina que redujo el continente, formando amplias plataformas carbonatadas donde anteriormente había islas o zonas de bajo relieve. Como resultado, se depositaron rocas carbonatadas en plataformas, rampas y en entornos de cuenca; estas secuencias se caracterizan por facies de caliza *mudstone* y *wackestone* principalmente. Además, el tipo de ambiente favoreció el desarrollo abundante de organismos principalmente planctónicos.

Cretácico-inferior

Las secuencias predominantes se componen de dolomías, calizas *mudstone* y *wackestone*, con fósiles planctónicos, además de brechas, las cuales se asocian a ambientes de taludes. Los espesores varían entre 200 y 600 metros. Estas rocas posiblemente corresponden a la Formación Sierra Madre, caracterizada por depósitos asociados a plataformas, talud y cuenca carbonatados.

Según Pindell (2023), la deposición de estas rocas se registra desde el Aptiano al Maastrichtiano. Mientras que Peterson (1983) propone que la Formación Sierra Madre corresponde al Cretácico inferior.

Aptiano-Cenomaniano

El ambiente sedimentario es predominantemente de cuenca, con una litología compuesta principalmente por calizas y calizas dolomitizadas; presentan microestilolitas y se caracterizan por estar selladas con arcillas bituminosas, y algunas presentan impregnación de aceite. Los espesores oscilan entre 120 y 700 metros (Solé Salgado, 2018).

Cretácico superior

Las condiciones ambientales cambian, pero se mantiene la predominancia de rocas carbonatadas en cuencas marinas con un aporte adicional de terrígenos, que se considera provienen del sur, de la Formación Angostura. Esta secuencia se caracteriza por acumulaciones significativas de rudistas (Pindell et al., 2023).

Las secuencias son de calizas y calizas dolomitizadas, con intercalaciones de brechas fracturadas que contienen fragmentos de dolomita y bandas de sílice de color oscuro; los espesores varían entre 70 y 400 metros.

Algunos yacimientos de importancia económica en el área de la cuenca Chiapas-Tabasco, correspondientes al Cretácico superior pertenecientes a la Formación Agua Nueva, la cual se caracteriza por una secuencia rítmica de depósitos de calizas *mudstone*, margas y bentonitas, de color gris y gris oscuro. Presenta abundancia de microfauna, destacando foraminíferos y radiolarios, además de moluscos, ostrácodos y

fragmentos de cefalópodos; por ello corresponden con rocas generadoras de hidrocarburos.

4.2.3 Cenozoico

El Cenozoico representa un gran interés, ya que, durante los primeros años de la industria petrolera, se centró en caracterizar esta región y sus alrededores, debido a su proximidad con la Cuencas Salinas del Istmo, donde se encuentran los primeros campos petroleros descubiertos del Paleógeno y Neógeno. La estratigrafía de la zona se describe en unidades estratigráficas que no se diferencian necesariamente por su litología, sino por su contenido fósil (González Posadas, 2003).

Las secuencias estratigráficas alcanzan un espesor de ~3,500 m, la cual se compone principalmente de terrígenos del Eoceno al Paleoceno con un espesor aproximado de 300 m, el Oligoceno con 1,200 m de espesor y del Plioceno al Holoceno con 1,400 m; esto según Bourdet et al. (2010).

Paleoceno

Se compone principalmente de lutitas, lutitas arenosas, areniscas, margas, y estratos delgados intercalados de caliza, bentonita y conglomerados, que se encuentran en la base de la columna cenozoica. Los ambientes de depósito se asocian a un mar abierto profundo o talud inferior; bioestratigráficamente se caracteriza por el alto contenido de plancton, su espesor varía entre 300 y 400 m. Cabe mencionar que la influencia de la Orogenia Laramide se extendió hasta finales del Oligoceno, lo cual provocó que ocurriera erosión de las zonas de topografía elevada y se transportaron sedimentos a la cuenca depositándose una secuencia de rocas arcillosas (Adán & Jiménez, 2008)

La Formación Soyaló se compone de lutitas grises, areniscas e intercalaciones de conglomerados con clastos de caliza, que se sobreponen a las brechas formadas por el impacto de Chicxulub. Las areniscas son principalmente cuarzoarenitas, arcosas y subarcosas líticas, con clastos de origen metamórfico provenientes del Macizo de Chiapas.

Eoceno

La secuencia estratigráfica de lutitas Nanchital, contiene horizontes de bentonita que presentan laminación; también contiene estratos de areniscas con mala clasificación mineralógica. Esporádicamente, se encuentran estratos de brechas y calizas. Estos depósitos se asocian a ambientes de talud inferior y superior, con la particularidad de contener materia orgánica de origen vegetal y la presencia de foraminíferos planctónicos. Su espesor varía entre 400 y 800 metros.

La Lutita Nanchital, que se depositó desde el Paleoceno hasta el Eoceno, está compuesta de lutitas oscuras en estratos delgados, con horizontes intercalados de arenisca de grano fino, aunque algunas no están bien litificadas. Se depósito en aguas profundas en pendientes con inclinación hacia el norte. Se considera que se formó en un ambiente aún más profundo que la Formación Soyaló.

Oligoceno

El Oligoceno se compone principalmente de lutitas, lutitas arenosas y esporádicos estratos delgados de arenisca y de bentonita. Los ambientes de depósito están asociados a talud superior y plataforma externa. Se caracteriza por la presencia de foraminíferos planctónicos de diferentes géneros, tanto en el miembro inferior, medio como superior; el espesor máximo es de 450 m.

La Formación La Laja se compone principalmente de lutitas, con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio y esporádicos horizontes de tobas con arenisca. También se encuentran algunos horizontes de conglomerados con clastos de caliza y pedernal. Las lutitas están bien estratificadas, de color gris a gris verdoso, debido a la presencia de bentonita. Los estratos son delgados, contienen materia vegetal y carbonoso. Su ambiente de depósito se asocia a ambientes marinos profundos. La importancia de esta secuencia radica en que constituyen importantes rocas almacenadoras de hidrocarburos.

Mioceno

Se produce el máximo desarrollo de un evento de deformación en el sur (Orogenia Chiapaneca) que provoca una reconfiguración estructural, dando lugar a plegamientos y

cabalgaduras e inestabilidad tectónica con gran erosión de las zonas elevadas topográficamente generando grandes volúmenes de terrígenos que son transportados hasta la cuenca. Se componen principalmente de lutitas grisáceas a verdosas, con intercalaciones de areniscas laminadas y estratos de conglomerados. La base del Mioceno temprano se caracteriza por flujos turbidíticos (Oviedo Pérez, 1996).

La Formación Depósito se compone principalmente de lutitas arenosas de color gris, con material micáceo y contenido fósil, alternando con delgados estratos de arenisca de grano fino. También contiene conglomerados compuestos de fragmentos de areniscas de grano grueso en una matriz calcáreo-arenosa. Una particularidad de esta unidad es la considerable cantidad de ceniza volcánica intercalada entre los estratos de lutitas. Los espesores varían entre 1,000 y 1,500 metros, y su ambiente de depósito está asociado a un entorno marino profundo.

La Formación Encanto está compuesta por areniscas de grano fino a grueso, lutitas arenosas gris-amarillentas y, en menor proporción, estratos de conglomerados. Los espesores de esta formación varían entre 200 y 800 metros, aunque Peterson (1983) reporta un espesor de 3,200 metros en el campo Sitio Grande. Su importancia radica en su rol como rocas almacenadoras de hidrocarburos, tanto para los campos de la cuenca Salinas del Istmo como para Chiapas-Tabasco.

La Formación Concepción se compone de una sucesión de areniscas y lutitas, con abundancia de microfósiles; tiene dos miembros. El inferior se caracteriza por secuencias de lutitas y lutitas arenosas de color gris, azul claro y azul oscuro, con esporádicas intercalaciones de areniscas. La cima de este miembro presenta areniscas con fracturas, las cuales han sido rellenadas con yeso y cristales de selenita. El miembro superior está compuesto por lutitas arenosas grisáceas y ligeras intercalaciones de arenas con alto porcentaje de cuarzo. Además, contiene horizontes delgados de carbón y abundantes foraminíferos bentónicos, formados en un ambiente de plataforma somera. Los espesores varían según la región: para el miembro inferior, oscilan entre 150 y 200 metros, mientras que, para el miembro superior, entre 100 y 250 metros.

Plioceno

La Formación Filisola está constituida por arenisca de color gris, con intercalaciones de arenisca calcárea y lutitas arenosas; en la base contiene concreciones lenticulares; se estima que su espesor es de 800 metros (Rincón, 1959).

La Formación Paraje Solo está compuesta por areniscas de grano fino a grueso de color gris claro, con intercalaciones de lutitas con abundante materia orgánica. En algunos estratos se han identificado cristales de cuarzo, en menor cantidad pirita, óxidos de hierro y pequeños fragmentos de conchas. Además, se encuentran intercalados horizontes de limos y gravas, los cuales están asociados a ambientes fluviales y transicionales. Los espesores alcanzan hasta 500 m.

En conclusión, la sedimentación en la cuenca Chiapas-Tabasco evolucionó desde lechos rojos continentales depositados durante el Jurásico inferior hasta grosores kilométricos de evaporitas depositada en ambientes restringidos, seguido por carbonatos de plataforma en el Cretácico y una secuencia siliciclástica en el Cenozoico. Los cambios en los sistemas deposicionales, controlados por la subsidencia tectónica y transgresiones marinas, generaron secuencias importantes desde las rocas generadoras del Tithoniano (lutitas calcáreas) hasta las rocas almacenadoras clásticas del Mioceno (areniscas y conglomerados).

4.3 Evolución geológica

Comprender la evolución geológica de la cuenca Chiapas-Tabasco implica retroceder en una historia tectónica compleja y dinámica, marcada por procesos que abarcan desde la ruptura del megacontinente Pangea hasta la formación del orógeno Chiapaneco. Esta región inició su desarrollo como una cuenca de rift intracontinental durante el Triásico-Jurásico, etapa en la que la extensión tectónica causó la rotación del Bloque Yucatán y originó un sistema de grabens y horsts de escala regional. Un evento clave en esta fase fue el depósito de evaporitas durante el Jurásico medio, que posteriormente influiría de forma significativa en la generación de estructuras deformacionales.

Hacia el final del Jurásico la expansión del piso oceánico y una transgresión marina acelerada modificaron el ambiente sedimentario, dando paso a un régimen de margen pasivo en el Cretácico, caracterizado por el predominio de rocas calcáreas. A lo largo del tiempo, múltiples eventos tectónicos configuraron la cuenca como la orogenia Laramide, Sierra Madre Oriental y siendo la orogenia Chiapaneca, durante el Mioceno Medio (~13 Ma), el acontecimiento más determinante en la configuración actual de la cuenca.

Esta evolución estructural está enmarcada por sistemas de fallas regionales, Comalcalco al oeste, Frontera y Topén-Níspero al este, el Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas al sur y la Plataforma de Yucatán al norte (WEC México, 2010). En su interior, se reconocen fallas normales e inversas, sinclinales, anticlinales y domos salinos, evidencia de los múltiples episodios deformacionales y sedimentarios que han modelado la cuenca. Los principales eventos geológicos se describen a continuación.

4.3.1 Fase de Rifting (Triásico-Jurásico medio)

Durante el Triásico tardío, el entorno tectónico del paleoGolfo de México se caracterizó por un contexto extensional impulsado por el rifting asociado a la ruptura del megacontinente Pangea y la apertura del Océano Atlántico Central. Este proceso, dio como resultado el movimiento tectónico entre los Bloques Yucatán y Florida y la Placa Norteamericana, esto ocurrió en una etapa posterior a la Orogenia Ouachita-Apalache, producto de la colisión continental entre Laurasia y Gondwana.

La importancia del desarrollo del rift (inicialmente continental) radica en que gran parte de las cuencas del norte del Golfo de México, generadas durante este proceso, fueron rellenadas con sedimentos provenientes de la erosión de la cadena montañosa de la Orogenia Ouachita-Apalache (Izquierdo-Llavall et al., 2021).

Durante el desarrollo del rifting (Triásico-Jurásico medio), se generaron grabens y horsts regionales, con una orientación preferencial N-NE, que corresponde a un evento de extensión continental. Este proceso dio lugar a la formación de fallas normales y a subsidencia, en cuyos bajos topográficos se depositaron lechos rojos, seguidos de grandes espesores de sal producto de una transgresión generalizada que cubrió con agua de alta salinidad las zonas de topografía baja. En el Jurásico medio, el área de Chiapas-Tabasco ya estaba en su posición geográfica que conocemos actualmente.

Un evento clave en este contexto de adelgazamiento de la corteza continental de la Placa Norteamericana fue la intensa actividad ígnea durante el Jurásico Temprano (~200 Ma), conocida como la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP). Este episodio magmático caracterizó al Golfo de México con gruesos flujos de basalto, diques e intrusiones cuyo evento perduró hasta el Sinemuriano (~199 Ma), con la exhumación del manto, evidencia que se identifica en algunas márgenes del Golfo de México (Marzoli et al., 2019).

El rifting continental es responsable de la geoforma que adquirió el paleoGolfo de México. Durante las últimas etapas de este proceso (Calloviano), se generó un entorno de cuenca extensa con un clima árido, lo que permitió la deposición de una capa gruesa de rocas evaporíticas, como halita y anhidrita con un espesor máximo de 4 km (Villagómez et al., 2022).

4.3.2 Expansión del Piso Oceánico y Transgresión Marina (Jurásico tardío-Cretácico temprano)

Durante el Oxfordiano, continúo la expansión del piso oceánico, un proceso que permitió el adelgazamiento continental y la división de dos segmentos de las capas de sal previamente formadas. Esta expansión estuvo acompañada por una transgresión marina rápida, donde el agua proveniente del Océano Pacífico que ingresó a través de estrechos que cruzaban el centro y este de México, inundó las zonas de topografía baja, donde continuaba la subsidencia cortical (Mann, 2020). Este evento permitió la conservación de la morfología con un cambio en la sedimentación ya que ocurrió el depósito de carbonatos con materia orgánica en aguas someras, así como una menor proporción de clásticos (lutitas) de aguas profundas, estableciendo el contexto para la formación de rocas generadoras, almacenadoras y sellos del Jurásico tardío (Steier & Mann, 2019).

Posteriormente, durante el Kimmeridgiano, se produjo un prolongado hundimiento gravitacional en dirección noroeste (subsidencia continua), y la continuación del movimiento del Bloque Yucatán hacia el sureste mediante un sistema de fallas transformantes derechas. La rotación antihoraria del Bloque Yucatán y su desplazamiento fueron los responsables del movimiento que marcó la separación de la

cuenca de sal que se había formado previamente durante el Calloviano. Como resultado, la secuencia salina se dividió en dos: la cuenca de sal de Louann en el sur de los Estados Unidos de América y la Cuenca Salina de Veracruz y Campeche que se extiende en el sur del Golfo de México (Cuenca salina del Istmo). Este proceso de expansión del piso oceánico y la rotación del Bloque Yucatán continuó hasta el Cretácico Temprano (Ewing & Galloway, 2019; Hasan & Mann, 2021).

El hundimiento prolongado mencionado anteriormente marcó el desarrollo del paleoGolfo de México, un proceso que continuó durante el Cretácico Inferior, donde predominó el depósito de sedimentos calcáreos, con desarrollo de plataformas, talud y cuenca carbonatadas en un proceso de subsidencia térmica de la litosfera; esto sobre los márgenes pasivos del Golfo de México. La actividad extensional persistió, lo que provocó el movimiento ascendente de la sal Calloviana y la inclinación de la cuenca hacia el noreste, a medida que la corteza oceánica se hundía y enfriaba (Dooley & Hudec, 2023). Este fenómeno dio origen a las primeras estructuras salinas, como almohadas de sal, anticlinales y diapiros de orientación irregular, que alcanzaron alturas de desplazamiento de 2 a 5 km. La formación de estas estructuras fue facilitada por el hundimiento térmico y por la carga sedimentaria. En la cuenca Chiapas-Tabasco, los yacimientos petrolíferos Cactus, Níspero y Río Nuevo se encuentran dentro de un sistema estructural anticlinal con una orientación NW-SE. Las estructuras en su conjunto alcanzan una longitud de 3 a 7 km, aunque los yacimientos en producción están separados por un conjunto de estructuras paralelas, como fallas normales y sinclinales (Birkle & Angulo, 2005). Estos yacimientos son un reflejo de la compleja evolución tectónica y sedimentaria que caracterizó la región del Jurásico tardío al Cretácico tardío (Figura 11).

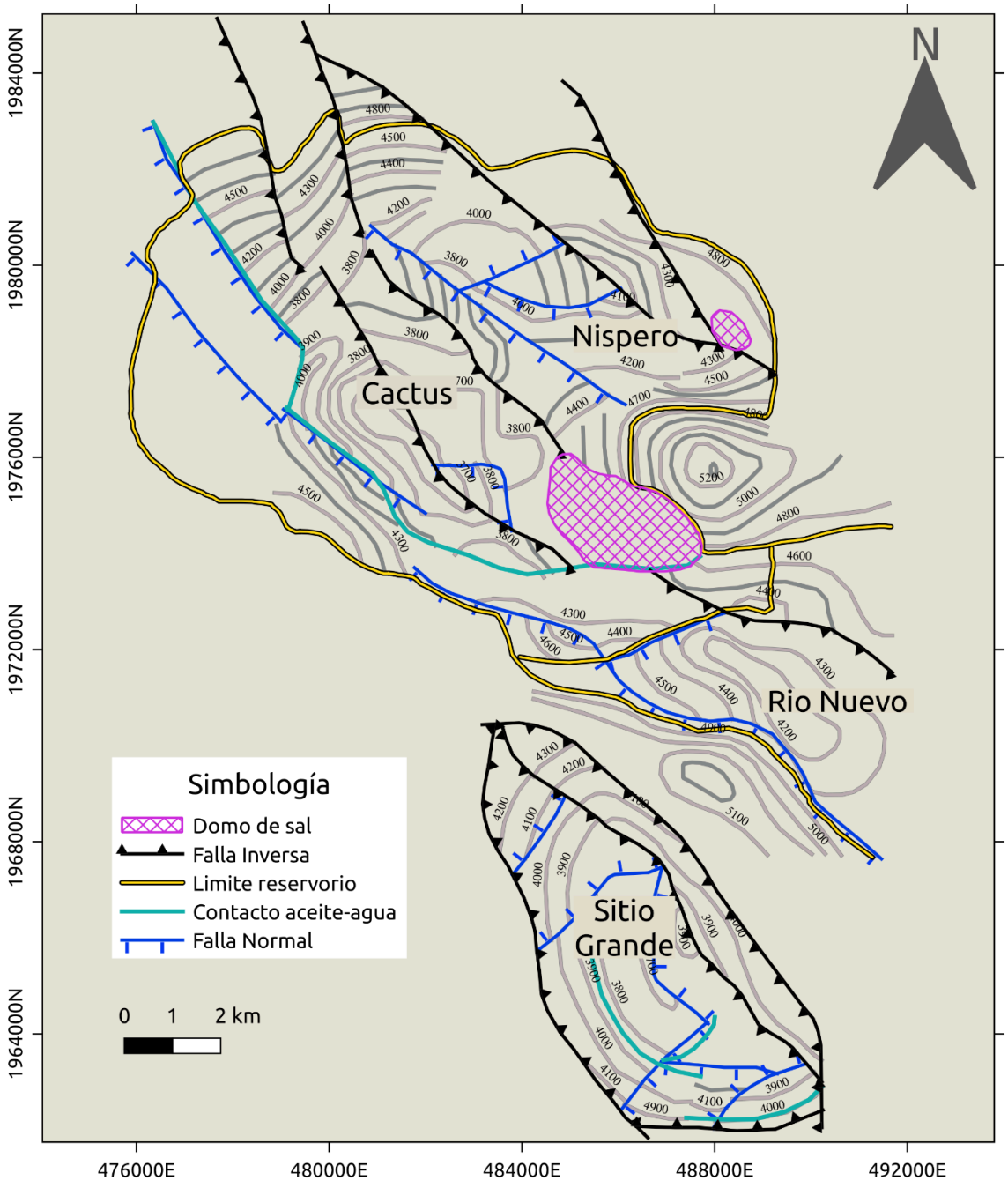


Figura 11. Mapa de las principales características estructurales de los campos Níspero, Cactus y Sitio Grande de la cima del Cretácico. Modificado de Birkle & Angulo, 2005.

4.3.3 Cretácico tardío al Eoceno

Durante el Cretácico tardío, inició la Orogenia Laramide, un evento compresivo resultado de la convergencia de la Placa del Farallón con la Placa Norteamericana. Este proceso,

que se extendió hasta el Eoceno en el sur de México, generó una intensa deformación en la corteza terrestre, dando lugar a la formación de pliegues (anticlinales y sinclinales), cabalgaduras y deformación holocinética. La orientación de las fallas asociadas a este evento fue preferencialmente NW-SE, producto de la compresión ejercida durante la Orogenia Laramide. Sin embargo, en el yacimiento Sitio Grande, la orientación predominante de las fallas es NE-SW, lo que sugiere variaciones locales en que actuaron los esfuerzos tectónicos (Birkle & Angulo, 2005), lo que se explica por contrafuertes estructurales ocasionados por los altos del basamento.

La Orogenia Laramide provocó la deformación de la sal y la cubierta sedimentaria, propagándose desde el noreste en el Cretácico superior hasta el Eoceno en la región de Chiapas y Tabasco. Este evento también favoreció la extrusión de sal, formando estructuras salinas como domos que intrusionaron a las unidades estratigráficas del Jurásico superior y del Cretácico de los yacimientos Cactus, Níspero y Río Nuevo, donde las fallas con orientación NE-SW son de menor relevancia, ya que predominan las estructuras relacionadas con la deformación salina (Figura 11; Birkle & Angulo, 2005).

Del Cretácico tardío hasta el Paleógeno-Eoceno, las grandes cuencas oceánicas y sus bordes pertenecían a un margen pasivo, aunque ocurrió deformación debido al hundimiento térmico y por los esfuerzos compresionales derivados de la convergencia rápida y el bajo ángulo de subducción de la Placa Farallón bajo la Placa Norteamericana (Orogenia Laramide). El evento tectónico tuvo lugar de los 80 a 50 millones de años aproximadamente, por lo que se formó el Orógeno Mexicano y cuencas retroforeland al frente de la sierra de Chiapas y el sector sur de la Sierra Madre Oriental (Liu & Currie, 2015). Como resultado de los hundimientos flexurales, se desarrollaron las cuencas de antepaís, situadas actualmente en la planicie costera. Además, la compresión generó la extrusión de horizontes de sal alóctona durante el Eoceno-Mioceno, un fenómeno que se extendió a lo largo de las cuencas del sureste donde hay presencia de gruesas capas de sal (Davison, 2020).

4.3.4 Eoceno-tardío al Oligoceno

El hundimiento flexural que permitió el desarrollo de cuencas foreland culminó entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno, lo que resultó en un cambio significativo en la

sedimentación, con la deposición de secuencias clásticas progradacionales. Los ambientes sedimentarios evolucionaron de deltas y bancos de arena, a secuencias de plataforma clástica a aguas profundas con desarrollo de slumps y turbiditas de aguas profundas (Alzaga-Ruiz et al., 2008). Los horizontes del Eoceno se caracterizan por un desprendimiento de soldaduras salinas, asociado al sistema de fallas lístricas.

Otro evento tectónico importante ocurrido entre el Eoceno y el Mioceno temprano fue la traslación del Bloque Chortis, que se desprendió de la parte sur de México para movilizarse hacia el E-SE (Sickmann & Snedden, 2020).

4.3.5 Orogenia Chiapaneca (Eoceno-Mioceno-Plioceno)

Durante el Paleoceno-Eoceno, inició un evento de compresión con orientación NE-SW, generado por la subducción de la placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, además de un sistema de fallas transformantes relacionadas con el sistema Motagua-Polochic que ponen en contacto a las placas Norteamericana y del Caribe. Este proceso desencadenó esfuerzos transpresivos, los cuales dieron lugar a la Orogenia Chiapaneca (Sickmann & Snedden, 2020), que continúo su evolución en el Oligoceno y tuvo su máximo desarrollo en el Mioceno medio, donde la compresión se intensificó, alcanzando la máxima deformación en las cuencas del sureste mexicano. Como resultado, muchas de las estructuras preexistentes, formadas durante la Orogenia Laramide o pertenecientes a rocas del Paleoceno al Mioceno inferior, fueron modificadas por la intensa deformación, además de que ocurrió una fase intensa de erosión-depositación de sedimentos terrígenos. Entre las estructuras creadas en esta fase se encuentran fallas normales, fallas lístricas y pliegues, además de estructuras salinas, algunas de las cuales se ubican en el núcleo de los anticlinales (Bourdet et al., 2010; Davison et al., 2020).

La Orogenia Chiapaneca generó un acortamiento de las estructuras preexistentes con dirección hacia el noreste, formando fallas inversas y anticlinales en la porción continental y por debajo de la planicie costera. Estas estructuras se orientan preferencialmente WNW-ESE, con echados de N45°W a N49°W (Álvarez del Castillo et al., 2017). Además, se formó durante la fase de extensión (transtensión) una de las estructuras regionales más relevantes de las cuencas del sureste, el Pilar Reforma-Akal

que se extiende desde el sur del Golfo de México hasta la porción continental del área Chiapas-Tabasco. La formación de pliegues y su empuje hacia el NW-SE tuvo una inclinación preferencial de N45°E, mientras que la sal se emplazaba en las sucesiones estratigráficas del Jurásico superior al Paleógeno (Davison et al., 2021).

El evento compresivo también provocó la deformación mediante horizontes de sal alóctona, algunas de las cuales se extendieron lateralmente de forma horizontal o subhorizontal en forma de canopies, algunos de ellos se amalgamaron con otras estructuras salina, creando estructuras complejas que constituyen trampas petroleras. El movimiento de la sal contribuyó a la deformación formando anticlinales y elevando a las secuencias sedimentarias mesozoicas varios kilómetros (Davison et al., 2021; Birkle & Angulo, 2005).

En algunos campos petrolíferos, como Níspero, se interpreta que las trampas petroleras se formaron debido a este evento compresional, y que estructuras como anticlinales y sinclinales fueron fracturadas por fallas normales con orientación NW-SE (Bourdet et al., 2010). Asimismo, la dolomitización de las secuencias del Cretácico inferior y la intrusión de diapiros salinos formados por la sal del Calloviano propiciaron mayor deformación debido a la Orogenia Chiapaneca (Birkle & Angulo, 2005).

Finalmente, la magnitud de la deformación durante el Mioceno medio permitió que las intrusiones salinas, como domos, canopies y diapiros, alcanzarán grosores significativos. Aunque a menor escala, esta deformación continúa hasta la actualidad, evidenciando la importancia de la Orogenia Chiapaneca en la configuración geológica y petrolera de la región durante el Cenozoico.

4.3.6 Evento Neógeno-Cuaternario

A finales del Mioceno y principios del Plioceno, existió un desequilibrio en las cubiertas sedimentarias sobre la sal alóctona, lo que generó el último evento deformacional causado por la inestabilidad gravitacional producto del movimiento de la sal. Este evento, ocurrido sobre el Pilar Reforma-Akal, dio lugar a la formación de las cuencas Macuspana y Comalcalco a través de fallas lístricas y laterales con componente normal (transtensión) de orientación NNW-SSE (Hasan & Mann, 2021). Las fallas lístricas,

laterales y normales tuvieron orientaciones preferenciales de N35-45°E (Álvarez del Castillo et al., 2017).

Se considera que la sal del Calloviano generó un *detachment* o superficie de deslizamiento regional, que permitió la movilización de la sal emplazada previamente en las capas superiores. De este modo, la sal actuó como una superficie de desprendimiento ubicada debajo de las cuencas de Macuspana y Comalcalco (Pindell & Miranda, 2011). Para este evento, la presión litostática fue tomada como esfuerzo vertical, puesto que se tiene una secuencia estratigráfica de un espesor mayor a 8 km, además de la acción de un sistema de esfuerzo principal con orientación N55°W, el cual es perpendicular a los rumbos de las fallas de transtensión (Álvarez del Castillo et al., 2017).

En el Plioceno, se produjo un basculamiento generado por la subsidencia térmica, además de una acelerada tasa de sedimentación. Este proceso dio lugar a sistemas de fallas extensionales y a la formación de una serie de mini cuencas con orientación NE, producidas principalmente por el movimiento de la sal. Durante este periodo, se llegaron a depositar hasta 4 km de espesor de sedimentos clásticos en un corto tiempo, probablemente debido a la erosión acelerada de la Sierra de Chiapas y Sierra Madre del Sur, además del vulcanismo asociado a la subducción de la Placa de Cocos con la Norteamericana. El proceso de halocinesis es particularmente relevante, ya que algunos yacimientos petroleros están relacionados con la formación de minicuencas, como el campo Cinco Presidentes ubicado al norte de la Cuenca Chiapas-Tabasco (Davison, 2020).

En el Plioceno Tardío, la magnitud de los esfuerzos relacionados con la Orogenia Chiapaneca comenzó a disminuir, lo que ocasionó un colapso en los frentes tectónicos de Campeche, Tabasco, Veracruz y Chiapas. Como resultado, se continuó con el desarrollo de “mini cuencas” extensionales, un proceso que continúa hasta la actualidad debido a la carga de sedimentos.

Finalmente, la Cuenca Chiapas Tabasco está estructuralmente marcada por tres eventos deformacionales principales. El primero se caracteriza por fallas normales, que se extienden entre 20 a 50 km con orientación preferencial N-NE, asociadas al proceso de

apertura del paleoGolfo de México. El evento Chiapaneco con su máximo desarrollo durante el Mioceno corresponde a una etapa de compresión evidenciada por una serie de anticlinales, sinclinales cuyos flancos presentan fallas inversas con orientación preferencial NW-SE y, cuya longitud no es mayor a 20 km. Finalmente, una tectónica extensiva debido a la subsidencia gravitacional durante el Plioceno Pleistoceno registrado por fallas de crecimiento, favorecidas por la sedimentación continua simultánea al desplazamiento (Figura 12; CNH, 2018).

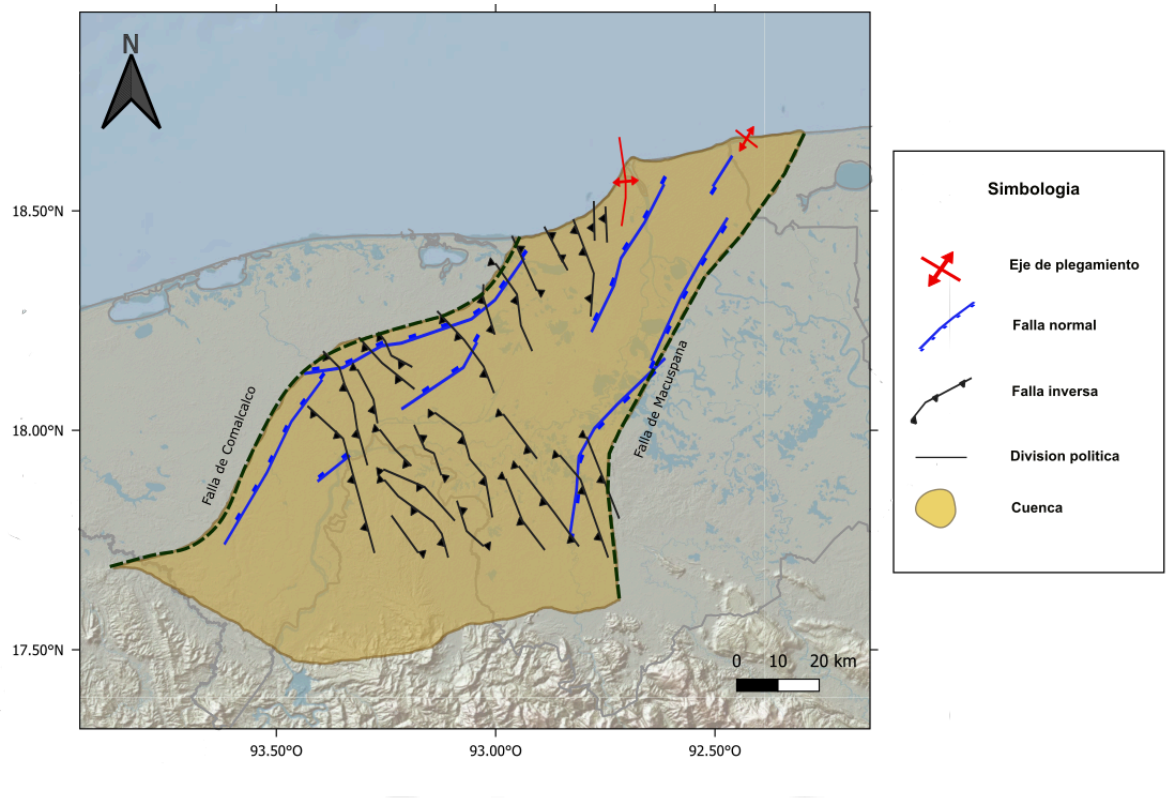


Figura 12. Mapa estructural de la cuenca Chiapas Tabasco. Modificado de Atlas geológico cuencas del sureste - cinturón plegado de la Sierra de Chiapas. (s. f.)

5. CONSIDERACIONES ECONÓMICAS

Desde 1972, con el descubrimiento de los campos petroleros de Cactus y Sitio Grande, se determinó que la cuenca Chiapas-Tabasco, junto con la Sonda de Campeche, son las principales provincias productoras de hidrocarburos en México (Figura 13); Esto se ha mantenido hasta la actualidad. En las décadas de los ochenta y noventa del siglo pasado, se perforaron un total de 190 pozos en Chiapas-Tabasco, obteniendo una

producción diaria de aproximadamente un millón de barriles. Además, se cuenta con los oleoductos más importantes, como Cunduacán-Cárdenas, Samaria-Cárdenas, Cactus-Cárdenas, Paredón-Cárdenas y Agave-Cactus (Zenteno et al., 1984).

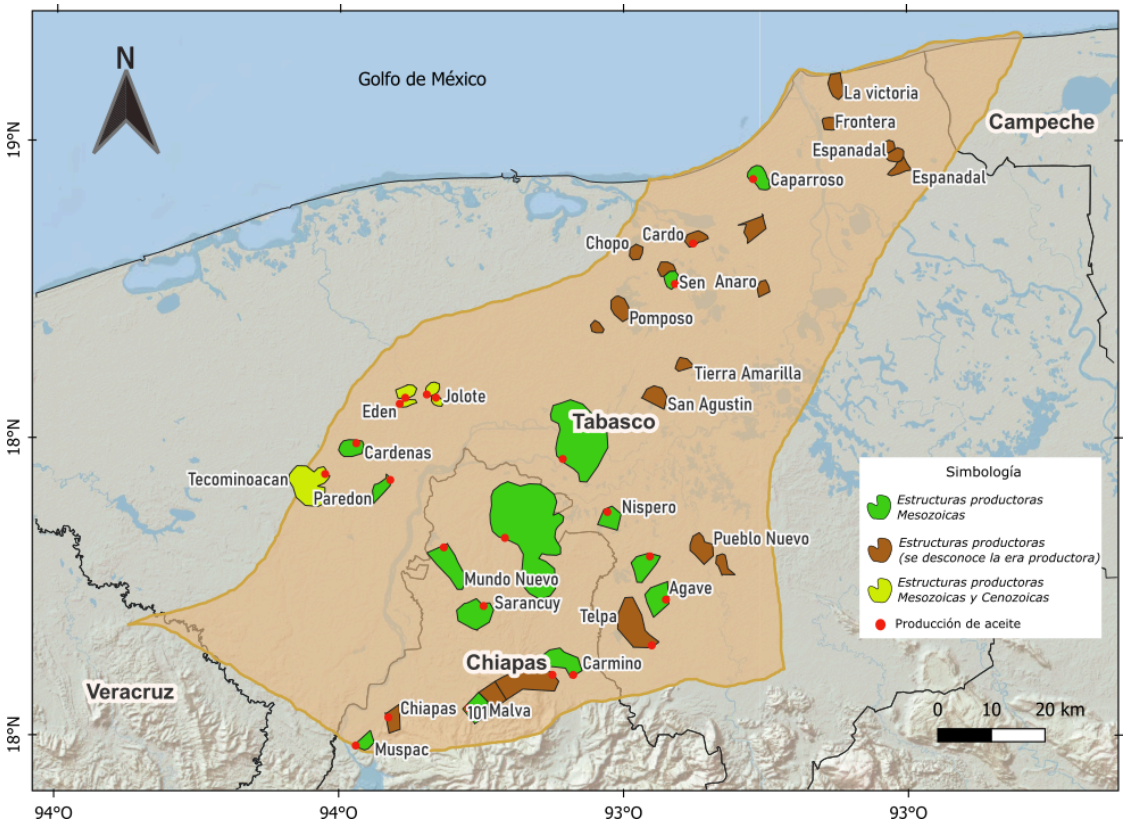


Figura 13. Mapa de los principales campos petroleros.Modificado de Santiago J *et al.,* (1984).

En 1980, se descubrió el campo de aceite ligero Jujo-Tecominoacán, que posee tres secuencias productoras: Kimmeridgiano (JSK), Tithoniano (JST) y Cretácico Inferior (KI). Esta última unidad tiene reservas para explotarse hasta el año 2060 como límite económico; este campo es considerado maduro, sin embargo, las irregularidades en los contactos agua-aceite disminuyen significativamente la producción de los pozos (Hernández Falconi, 2016).

En 1973, se culminó con la perforación de los pozos pertenecientes al campo Samaria, que junto con otros formaron el Complejo Antonio J. Bermúdez; muy importantes por sus yacimientos de aceite y gas. Para finales de 1998, su producción diaria fue de 178.4 MB de aceite y 259.3 MMPCD de gas, que sigue siendo un activo económico dentro de la industria petrolera, aunque su relevancia depende de la implementación de estrategias

de recuperación secundaria y/o mejorada. La Comisión Nacional de Hidrocarburos propuso en 2011 inversiones estimadas para mantener una producción significativa hasta el año 2059.

En 1976, se descubrió el campo Agave, productor de gas y condensado. Sus yacimientos predominan en brechas calcáreas y calizas del Cretácico. El pozo Agave 1001 estuvo produciendo hasta 2019, ya que para 2020 las reservas remanentes disminuyeron notablemente, sin embargo, a partir de ese año, la producción de gas y condensado continuó a través de otros nueve pozos.

En la Evaluación de Reservas de 2024, emitida por PEMEX (2024), se señala que la región sur de México posee un total de 103 campos, divididos en cuatro activos de producción principales. Dos de estos pertenecen a la cuenca Chiapas-Tabasco: el Activo de Producción Samaria-Luna, del cual se extrae aceite pesado a extrapesado de las Formaciones Paraje Solo y Filisola y el Activo de Producción Bellota-Jujo.

Bellota-Jujo posee la mayor cantidad de pozos y campos (32 campos), seguido por Samaria-Luna con 18. Estos campos, junto con la producción de los Activos Macuspana-Muspac, representan el 28.1% de la producción total de aceite, el 27.9% de la producción total de gas natural y el 31.6% de la producción total de petróleo crudo equivalente, esto es hasta finalizar el año 2023 (PEMEX, 2024).

La denominada Región Sur por PEMEX sigue siendo de gran interés económico petrolero, la mayoría de los yacimientos petrolíferos se encuentran en rocas carbonatadas del Mesozoico, específicamente del Jurásico Superior al Cretácico Superior, mientras que solo una pequeña parte se encuentra en la columna sedimentaria clástica del Cenozoico. También se ha señalado un cambio a largo plazo, enfocado en la exploración-explotación de nuevas zonas con potencial de yacimientos comerciales, mejores prácticas de seguridad industrial y ambiental, mitigación de impactos sociales, y protocolos de abandono y restauración ambiental (PEMEX, 2024).

Otro recurso de gran importancia en la región es el agua. La caracterización de las cuencas hidrográficas es crucial en México, donde existen 37 regiones hidrológicas. La región 30, Grijalva-Usumacinta, destaca por su riqueza hidrológica, con los ríos Grijalva y Usumacinta, abarcan un área aproximada de 87,738 km². Parte de esta región incluye la cuenca Chiapas-Tabasco, con escurrimientos superficiales debido al clima tropical y al

relieve. Un parámetro importante es que el grado de alteración es medio, lo que puede atribuirse a la transformación de ecosistemas por acción antropogénica, degradación de suelos, fragmentación de ríos, presión hídrica y contaminación potencial difusa (Castillo & Medrano, 2023).

Por otro lado, se interpreta que hacía 2034, la disponibilidad de este recurso hídrico va a disminuir. Un ejemplo documentado es la subregión Tuxtla Gutiérrez, donde el incremento de la población supera la oferta de escurrimientos disponibles. Otro caso es la subregión Grijalva-La Concordia, donde la demanda de riego ha aumentado, pero la precipitación pluvial ha disminuido (Sánchez Cortez, 2023).

El estudio de las aguas subterráneas es de gran importancia, ya que algunos pozos de los campos Samaria-Sitio Grande y Jujo-Tecominoacan se han visto afectados por la interacción de acuíferos con agua de diferente composición química, separados por discontinuidades como fallas y domos salinos. Esto aumenta su complejidad, ya que no se puede homogeneizar el estudio de los acuíferos. En algunos pozos, el agua es de baja salinidad, mientras que en otros se comporta como salmuera. Además, los orígenes del agua son diferentes, e incluso hay mezclas, lo que complica su manejo para la industria petrolera (Birkle & Angulo, 2005; Birkle et al., 2008). Se ha señalado la posibilidad de que algunos pozos petroleros abandonados podrían reactivarse como pozos de agua, una vez que se conozcan la disponibilidad y calidad del agua subterránea. También se ha propuesto aprovechar el calor de algunos pozos invadidos por agua, que alcanzan temperaturas de hasta 150°C, como fuente de energía geotérmica, considerando que esta práctica no es nueva, ya que se ha aplicado en países de Europa como Alemania y Francia (Michalzik et al., 2016).

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La evolución geológica del paleoGolfo de México y la Cuenca Chiapas-Tabasco ha sido marcada por eventos tectónicos y sedimentarios clave que están estrechamente relacionados. Inició con el rifting en el Triásico Tardío, seguido de la deposición de rocas evaporíticas en el Jurásico Medio, evento de suma importancia para la deformación y para los sistemas petroleros. Durante el Jurásico Tardío, la expansión del piso oceánico y la rotación del Bloque Yucatán dividieron la cuenca de sal en Louann y Campeche. En

el Jurásico tardío y Cretácico tardío la región fue de margen pasivo con subsidencia térmica. Posteriormente, desde finales del Cretácico y durante el Paleógeno, debido a la interacción de la Placa Farallón y Norteamericana mediante un proceso de subducción, propiciaron el desarrollo de la Orogenia Laramide mediante la cual se formó el Orógeno Mexicano al occidente y cuencas tipo antepaís al oriente. Durante el Eoceno-Oligoceno, la sedimentación clástica, derivada de la erosión de la Sierra Madre Oriental, enriqueció el potencial petrolero debido a la acumulación de varias unidades estratigráficas y a su gran espesor. La Orogenia Chiapaneca inició en el Paleoceno y tuvo su máximo desarrollo en el Mioceno lo que generó deformación transpresiva y transtensiva (pliegues y fallas inversas) y también propició el desarrollo de estructuras salinas. En el Plioceno, la sal, la subsidencia y alta tasa de sedimentación formaron mini cuencas.

La Cuenca Chiapas-Tabasco sedimentológicamente destaca por sus secuencias de lutitas carbonatadas del Jurásico tardío, particularmente las calizas arcillosas generadoras de hidrocarburos del Tithoniano, las calizas dolomitizadas cretácicas que funcionan como rocas almacenadoras, además de las secuencias clásticas del Cenozoico, con formaciones como Paraje Solo y Filisola, claves para la industria petrolera.

La cuenca Chiapas-Tabasco ha sido históricamente una de las regiones más importantes para la producción de hidrocarburos en México, con campos como Samaria, Jujo-Tecominoacán y Agave por mencionar algunos, que han contribuido significativamente a la economía nacional. Sin embargo, la madurez de estos yacimientos y los desafíos técnicos, como la interacción de aguas subterráneas de diferentes composiciones, exigen estrategias innovadoras para mantener su viabilidad económica.

6.1 Autoevaluación

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

1. ¿Qué cuenca pertenece a la porción continental del Pilar Reforma Akal?
   a) Cuenca Salina del Istmo
   b) Cuenca Comalcalco
   c) Cuenca Macuspana
   d) Cuenca Chiapas Tabasco
2. ¿A qué provincia petrolera pertenece la Cuenca Chiapas-Tabasco?
   a) Provincia Petrolera del Golfo mexicano
   b) Provincia Petrolera del Sureste de México
   c) Provincia Petrolera de la Sierra Madre
   d) Provincia Petrolera del Norte
3. ¿Qué fallas limitan al oeste y este de la cuenca Chiapas Tabasco?
   a) Falla normal e inversa
   b) Falla Comalcalco y Macuspana
   c) Falla Motagua Polochic y Níspero Topen
   d) Falla Macuspana y Sitio Grande
4. ¿Cuál es el evento compresional más importante que afectó a la Cuenca Chiapas-Tabasco?
   a) Orogenia Laramide
   b) Orogenia Chiapaneca
   c) Orogenia Andina
   d) Orogenia Apalache
5. ¿Qué estructura geológica se formó durante el Mioceno debido a la Orogenia Chiapaneca?
   a) Un domo salino
   b) El Pilar Reforma Akal (horst regional)
   c) Una dorsal oceánica
   d) Plataforma de Yucatán

6. ¿Qué dirección estructural predomina en la Cuenca Chiapas-Tabasco debido a la Orogenia Chiapaneca?

a) Norte-Sur (N-S)

b) Este-Oeste (E-W)

c) Noreste-Suroeste (NE-SW)

d) Noroeste-Sureste (NW-SE)

7. ¿Durante qué período geológico se desarrolló principalmente el proceso de rifting en el paleoGolfo de México?

a) Paleozoico-Pérmico

b) Triásico-Jurásico medio

c) Cretácico-Cenozoico

d) Precámbrico

8. ¿Por qué se acumularon espesores tan grandes de evaporitas en la megacuenca del paleoGolfo de México?

a) Por la alta precipitación pluvial

b) Por ambientes áridos (sabkhas) y subsidencia lenta de la corteza

c) Por la presencia de glaciares y erosión de las montañas

d) Por la actividad biológica intensa de microorganismos

9. ¿Qué proceso contribuyó al movimiento ascendente de la sal Calloviana?

a) Subsidencia térmica y carga sedimentaria

b) Erosión eólica

c) Actividad magmática

d) Presión hidrostática

10. ¿Qué tipo de sedimentos predominaron durante la transgresión marina del Oxfordiano?

a) Areniscas gruesas

b) Carbonatos con materia orgánica

c) Basaltos

d) Depósitos glaciares

11. ¿Por qué las rocas del Tithoniano de la cuenca Chiapas Tabasco son importantes económicamente?

a) Por ser reservorios de agua subterránea

b) Por contener metales preciosos

c) Por ser rocas generadoras de hidrocarburos

d) Por ser rocas con alta porosidad

12. ¿Qué tipo de estructuras salinas se formaron durante el Cretácico Temprano debido a la subsidencia?

a) Volcanes de lodo

b) Diapiros, almohadas de sal y anticlinales

c) Cañones submarinos

d) Deltas fluviales

13. ¿Qué orogenia afectó el sureste mexicano desde el Cretácico tardío al Eoceno, causando levantamiento y erosión?

a) Orogenia Andina

b) Orogenia Ouachita

c) Orogenia Laramide

d) Orogenia Chiapaneca

14. ¿Qué fenómeno salino fue favorecido por la Orogenia Laramide?

a) Disolución de capas de sal

b) Extrusión de sal y formación de domos

c) Cristalización de halita en lagos

d) Depósito de evaporitas en plataformas

15. ¿Qué tipo de rocas predominan en la secuencia estratigráfica del Cenozoico?

a) Rocas ígneas y metamórficas

b) Terrígenos (sedimentos clásticos como lutitas y areniscas)

c) Evaporitas y sales

d) Rocas carbonatadas puras

16. ¿Qué tipo de cuenca se desarrolló debido a los hundimientos flexurales durante el Cenozoico?

a) Cuenca transtensiva

b) Cuenca de antepaís (foreland)

c) Cuenca oceánica

d) Cuenca pull-apart

17. ¿Qué formaciones geológicas del Cenozoico se mencionan como rocas almacén de hidrocarburos?

a) Formación Soyaló y Encanto

b) Formación Encanto y La Laja

c) Formación Nanchital y Todos Santos

d) Formación Filisola y Sierra Madre

18. ¿Qué tipo de estructuras se formaron debido al movimiento de la sal durante el Plioceno?

a) Volcanes

b) Mini-cuencas con orientación NE

c) Fallas normales al sureste

d) Pliegues (sinclinales)

19. ¿Qué producen los yacimientos que componen el Complejo Antonio J. Bermúdez?

a) Aceite

b) Gas

c) Aceite y Gas

d) Bentonita

20. ¿Cuáles son algunos de los principales campos petroleros de la cuenca Chiapas Tabasco?

a) Cactus, Sitio Grande, Jujo-Tecominoacan

b) Complejo Antonio J Bermúdez, Cantarell, Bellota.

c) Agave, Samaria Luna, Akal

d) Cactus, Níspero, Comalcalco

BIBLIOGRAFÍA

- Adán González, N., & Jiménez Bernal, F. T. (2008). Caracterización geológica y petrofísica de un pozo exploratorio de un sector de Reforma, Tabasco [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. México. Recuperado de https://repositorio.unam.mx/contenidos/3467245

- Akizawa, N., Ohara, Y., Okino, K., Ishizuka, O., Yamashita, H., Machida, S., Sanfilippo, A., Basch, V., Snow, J. E., Sen, A., Hirauchi, K., Michibayashi, K., Harigane, Y., Fujii, M., Asanuma, H., & Hirata, T. (2021). Geochemical characteristics of back-arc basin lower crust and upper mantle at final spreading stage of Shikoku Basin: an example of Mado Megamullion. *Progress In Earth And Planetary Science*, *8*(1). https://doi.org/10.1186/s40645-021-00454-3
- Allen, P. A., & Allen, J. R. (2005). *Basin analysis: Principles and applications* (2nd ed.). Blackwell Publishing.
- Álvarez del Castillo. Á., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Xu, S., Ochoa-González, G. H., & Velasquillo-Martínez, L. G. (2017). Software for determining the direction of movement, shear and normal stresses of a fault under a determined stress state. *Computers & Geosciences*, *104*, 84-92. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.03.006
- Alzaga-Ruiz, H., Lopez, M., Roure, F., & Séranne, M. (2008). Interactions between the Laramide Foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico. *Marine And Petroleum Geology*, *26*(6), 951-973. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.03.009
- Artemieva, I. M. (2023). Back-arc basins: A global view from geophysical synthesis and analysis. *Earth-Science Reviews*, *236*, 104242. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104242
- Atlas geológico cuencas del sureste - cinturón plegado de la Sierra de Chiapas. (s. f.). En la Comisión *Nacional de Hidrocarburos*. Centro Nacional de Información de Hidrocarburos. Recuperado 1 de noviembre de 2024, de https://hidrocarburos.gob.mx/media/3094/atlas_geologico_cuencas_sureste_v3.pdf
- Ayala, E. (2017). "Interpretación estructural del área de pilar de reforma-Akal, sureste del Golfo de México a partir de datos sísmicos 3D". [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México]. Recuperado de https://repositorio.unam.mx/contenidos/64420
- Bally, A. W., & Snelson, S. (1980). Realms of subsidence.
- Birkle, P., & Angulo, M. (2005). Conceptual hydrochemical model of late Pleistocene aquifers at the Samario–Sitio Grande petroleum reservoir, Gulf of Mexico, Mexico. *Applied Geochemistry*, *20*(6), 1077-1098. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.01.013
- Birkle, P., García, B. M., & Padrón, C. M. M. (2008). Origin and evolution of formation water at the Jujo–Tecominoacán oil reservoir, Gulf of Mexico. Part 1: Chemical evolution

and water–rock interaction. *Applied Geochemistry*, *24*(4), 543-554. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.12.009

- Bjørlykke, K. (2015). Seismic Stratigraphy, Sequence Stratigraphy and Basin Analysis. In K. Bjørlykke (Ed.), *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics* (pp. 255–271). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-34132-8_8
- Boggs, Jr, S. (2009). *Petrology of Sedimentary Rocks* (2nd ed.). Cambridge University Press.https://doi.org/10.1017/cbo9780511626487
- Boggs, S., Jr. (2014). *Principles of sedimentology and stratigraphy* (Fifth edition.). Pearson.
- Bourdet, J., Pironon, J., Levresse, G., & Tritlla, J. (2010). Petroleum accumulation and leakage in a deeply buried carbonate reservoir, Níspero Field (Mexico). *Marine and Petroleum Geology*, *27*(1). https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.07.003
- Castillo Cruz , Z. G., & Medrano Pérez, O. R. (2023). Análisis geomorfológico de las subcuencas Usumacinta y Grijalva en el sureste de México. *Acta Universitaria*, *33*, 1–20. https://doi.org/10.15174/au.2023.36840
- Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2011). *Dictamen del proyecto del Golfo de México.* CNH.
- Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2014). *Atlas de Cuencas de México*. CNH.
- Dasgupta, S. (2018). Pull-Apart Basin in the Offshore Cauvery–Palar Basin, India. In *Atlas of Structural Geological Interpretation from Seismic Images* (pp. 127–129). https://doi.org/https://doi.org/10.1002/9781119158332.ch23
- Davison, I., Pindell, J., & Hull, J. (2021). The basins, orogens and evolution of the southern gulf of mexico and northern caribbean. In *Geological Society Special Publication* (Vol. 504, Issue 1). https://doi.org/10.1144/SP504-2020-218
- Davison, I. (2020). Salt tectonics in the sureste basin, se mexico: Some implications for hydrocarbon exploration. In *Geological Society Special Publication* (Vol. 504, Issue 1). https://doi.org/10.1144/SP504-2019-227
- DeCelles, P. G., & Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*, *8*(2), 105–123. https://doi.org/https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x
- Dooley, T. P., & Hudec, M. R. (2023). Evaluating controls on deformation patterns and styles in the salt-detached Sureste Basin, southern gulf of Mexico: Insights from physical models. *Journal Of Structural Geology*, *179*, 105046. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.105046

- Draut, A. E., & Clift, P. D. (2011). Basins in ARC‐Continent collisions. *Tectonics Of Sedimentary Basins: Recent Advances*, 347-368. https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch17
- Einsele, G. (2000) Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budgets. Springer-Verlag, Heidelberg. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-04029-4
- Escalera, A. J. A., & Hernández, R. U. (2010). Provincias petroleras del sureste México. Schlumberger, WEC México.
- Ewing, T. E., & Galloway, W. E. (2019). Evolution of the Northern Gulf of Mexico Sedimentary Basin. *The Sedimentary Basins of the United States and Canada*, 627–694. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63895-3.00016-4
- Figueiredo, A. G., Pacheco, C. E. P., de Vasconcelos, S. C., & da Silva, F. T. (2016). Continental Shelf Geomorphology and Sedimentology. *Geology and Geomorphology*, 13–31. https://doi.org/10.1016/B978-85-352-8444-7.50009-3
- Filina, I., Austin, J., Doré, T., Johnson, E., Minguez, D., Norton, I., Snedden, J., & Stern, R. J. (2022). Opening of the Gulf of Mexico: What we know, what questions remain, and how we might answer them. *Tectonophysics*, *822*, 229150. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229150
- Friedmann, S.J. and Burbank, D.W. (1995), Rift basins and supradetachment basins: intracontinental extensional end-members. Basin Research, 7: 109-127. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1995.tb00099.x
- García-Molina, G. (1994). Structural evolution of SE México (Chiapas-Tabasco-Campeche) offshore and onshore, [Disertación doctoral Rice University] Recuperado de https://repository.rice.edu/server/api/core/bitstreams/22a60f55-fe3f-40ab-8f83-c2740c2f9856/content
- Gonzáles-Posadas, J. F. (2003). Evolución geológica durante el Cenozoico en el área Chiapas–Tabasco, Cuenca del Sureste, México. [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México], México. Recuperado de https://repositorio.unam.mx/contenidos/83026
- Gutiérrez-Paredes, H. C., Peterson-Rodríguez, R., Catuneanu, O., & Hernández-Romano, U. (2018). Tectonic influence on the morphology, facies and distribution of Miocene reservoirs, southern Gulf of Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, *88*, 399–414. https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2018.09.003

- Hasan, M. N., & Mann, P. (2021). Structural styles and evolution of the Campeche salt basin, southern Gulf of Mexico. *Marine And Petroleum Geology*, *133*, 105313. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105313
- Hernandez-Falconi, I, R. (2016). Delimitando ventanas de aceite, un nuevo panorama para Jujo-Tecominoacán. *Ingeniería Petrolera*, *56*(2), 62-71. https://biblat.unam.mx/hevila/Ingenieriapetrolera/2016/vol56/no2/1.pdf
- Ingersoll, R. V. (2011). Tectonics of Sedimentary Basins, with Revised Nomenclature. In *Tectonics of Sedimentary Basins* (pp. 1–43). https://doi.org/https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch1
- Izquierdo-Llavall, E., Ringenbach, J., Sapin, F., Rives, T., & Callot, J. (2022). Crustal structure and lateral variations in the Gulf of Mexico conjugate margins: From rifting to break-up. *Marine And Petroleum Geology*, *136*, 105484. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105484
- Klemme, H. (1980). PETROLEUM BASINS-CLASSIFICATIONS AND CHARACTERISTICS. *Journal Of Petroleum Geology*, *3*(2), 187-207. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1980.tb00982.x
- *Léxico Estratigráfico de México*. (s. f.). https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/TodosSantos.pdf
- Liu, S., & Currie, C. A. (2015). Farallon plate dynamics prior to the Laramide orogeny: Numerical models of flat subduction. *Tectonophysics*, *666*. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.10.010
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C., & Burke, K. (1983). Development of Pull-Apart Basins. *The Journal Of Geology*, *91*(5), 529-554. https://doi.org/10.1086/628803
- Mann, P. (2020). Gulf of Mexico, Central America, and the Caribbean. In *Encyclopedia of Geology: Volume 1-6, Second Edition* (Vol. 4). https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00118-1
- Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Callegaro, S., Merle, R., Reisberg, L., Chiaradia, M., Brownlee, S. I., Jourdan, F., Zanetti, A., Davies, J. H. F. L., Cuppone, T., Mahmoudi, A., Medina, F., Renne, P. R., Bellieni, G., Crivellari, S., el Hachimi, H., Bensalah, M. K., … Tegner, C. (2019). The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Morocco. *Journal of Petrology*, *60*(5). https://doi.org/10.1093/petrology/egz021
- Miall, A. D. (2000). Principles of Sedimentary Basin Analysis. *Springer eBooks*. https://doi.org/10.1007/978-3-662-03999-1

- Michalzik, D., Meisel, M., & Steffahn, J (2016). Uso geotérmico de pozos de petróleo y gas abandonados. Reporte de campo: Alemania. *Ciencia UANL*, *19*(82). https://cienciauanl.uanl.mx/?p=6669
- Naylor, M., & Sinclair, H. D. (2008). Pro- vs. retro-foreland basins. *Basin Research*, *20*(3), 285–303. https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00366.x
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.
- Nichols G. (2015). Sedimentology and Stratigraphy Second Edition. In *Syria Studies* (Vol. 7, Issue 1).
- Niedoroda A.W. (2019). *Encyclopedia of Coastal Science* (C. W. Finkl & C. Makowski, Eds.). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93806-6
- Noda, A. (2018). Forearc Basin Stratigraphy and Interactions With Accretionary Wedge Growth According to the Critical Taper Concept. *Tectonics*, *37*(3), 965–988. https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2017TC004744
- Oviedo Perez, A. E. (1996). "Evolucion Neógena de las cuencas terciarias del sureste". [Tesis de Maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México, México. Recuperado de https://repositorio.unam.mx/contenidos/81789
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *59*(1), 19-42. https://doi.org/10.18268/bsgm2007v59n1a3
- Peterson, J. A. (1983). Petroleum geology and resources of southeastern Mexico, northern Guatemala, and Belize. *U.S. Geological Survey Circular/U.S. Geological Survey Circular*. https://doi.org/10.3133/cir760
- Petróleos Mexicanos. (s.f.). *Nuestro negocio – Infraestructura*. PEMEX. https://www.pemex.com/nuestro-negocio/infraestructura/Paginas/default.aspx
- Petróleos Mexicanos PEMEX. (2024). Evaluación de las reservas de hidrocarburos. Recuperado febrero de 2025, de https://www.pemex.com/en/investors/publications/Reservas%20de%20hidrocarburos%20evaluaciones/evaluacion_reservas_2024.pdf
- Pindell, J., & Miranda, E. (2011). Linked kinematic histories of the Macuspana, Akal-Reforma, Comalcalco, and deepwater Campeche Basin tectonic elements, southern Gulf of Mexico.
- Pindell, J., Villagómez, D., Molina Garza, R., Beltrán, A., Stockli, D. F., & Wildman, M. (2023). Late Cretaceous–Miocene depositional evolution of Chiapas, Mexico: A foreland controlled by collision of Greater Antilles arc and the subsequent relative migration of the

Chortís Block. *Gondwana Research*, *113*, 116–143. https://doi.org/10.1016/J.GR.2022.10.016

- Rincón, H. P. (1959). Estudio geológico del campo petrolero Rodolfo Ogarrio. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *22*(3). https://doi.org/10.18268/bsgm1959v22n3a1
- Salvador, A. (1987). Late Triassic- Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *71*(4). https://doi.org/10.1306/94886ec5-1704-11d7-8645000102c1865d
- Sánchez-Cortés, E. N. (2023). *Análisis de disponibilidad hídrica en la Región Hidrológica Grijalva-Usumacinta y su prospectiva al 2034* [Tesis de Maestría, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua], Recuperado de http://hdl.handle.net/20.500.12013/2318
- Santiago, A. J., Carrillo, B. J., & Martell, B. (1984). Geología petrolera de México. *Evaluación de formaciones en México*, 1-36.
- Selley, R. C., & Sonnenberg, S. A. (2015). Sedimentary Basins and Petroleum Systems. *Elements of Petroleum Geology*, 377–426. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386031-6.00008-4
- Sickmann, Z. T., & Snedden, J. W. (2020). Neogene to recent evolution of the Southern Gulf of Mexico basin: Tectonic controls on deep-water sediment dispersal systems. *Basin Research*, *33*(2). https://doi.org/10.1111/bre.12512
- Sole Salgado, Olimpia. (2018). "Modelo integral de un campo mesozoico". [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México] México. Recuperado de https://hdl.handle.net/20.500.14330/TES01000780736
- Steier, A., & Mann, P. (2019). Late Mesozoic gravity sliding and Oxfordian hydrocarbon reservoir potential of the northern Yucatan margin. *Marine and Petroleum Geology*, *103*. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.03.001
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews Of Geophysics*, *40*(4). https://doi.org/10.1029/2001rg000108
- Villagómez, D., Steffensen, C., Pindell, J., Molina-Garza, R. S., Gray, G., Graham, R., O'Sullivan, P., Stockli, D., & Spikings, R. (2022). Tectono-sedimentary evolution of Southern Mexico. Implications for Cretaceous and younger source-to-sink systems in the Mexican foreland basins and the Gulf of Mexico. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 231). https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104066
- Zenteno, M. A., Juárez, A., & Meneses, J. (1984). Exploration and development of the Campeche Sound and Chiapas-Tabasco áreas. In *World petroleum congress. 11* (pp. 101-109).