



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DESARROLLO DE YACIMIENTOS PETROLEROS EN
CUENCAS DE MARGEN PASIVO, CON EJEMPLOS DE
MÉXICO Y EL MUNDO.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO PETROLERO

P R E S E N T A:

SEGURA CORONA JOSÉ ROBERTO

DIRECTOR DE TESIS

ING. JAVIER ARELLANO GIL



Ciudad Universitaria, México D.F. Junio de 2015



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
OFICIO/FING/DICT/048/2015

SR. JOSÉ ROBERTO SEGURA CORONA

Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento que la opción de titulación: **POR TESIS**, así como el tema y contenido propuestos por el Ing. Javier Arellano Gil, en calidad de **Director de Tesis**, han sido aprobados por el comité de titulación de la carrera de Ingeniería Petrolera y se muestran a continuación

DESARROLLO DE YACIMIENTOS PETROLEROS EN CUENCAS DE MARGEN PASIVO, CON EJEMPLOS DE MÉXICO Y EL MUNDO

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	CUENCAS SEDIMENTARIAS
III	CUENCAS DE MARGEN PASIVO
IV	EJEMPLOS REPRESENTATIVOS
V	DESARROLLO DE YACIMIENTOS
	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA

Por otra parte, le comunico que le ha sido asignado el siguiente jurado que tendrá como función básica, avalar su trabajo escrito y autorizar la réplica oral requerida para la obtención del título profesional, de acuerdo al Reglamento de Opciones de Titulación vigente

PRESIDENTE:	ING. BERNARDO MARTELL ANDRADE
VOCAL:	ING. JAVIER ARELLANO GIL
SECRETARIO:	M.C. NOÉ SANTILLÁN PIÑA
1ER. SUPLENTE:	ING. HÉCTOR E. GALLARDO FERRERA
2DO. SUPLENTE:	M.C. IZA CANALES GARCÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de Administración Escolar, en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar del trabajo escrito, el título de este.

Asimismo, le recuerdo que para optar por el título profesional, es necesario haber acreditado el 100% de los créditos establecidos en el plan de estudios, haber realizado el Servicio Social de acuerdo con la Legislación Universitaria y haber aprobado el examen de comprensión de lectura de un idioma extranjero, en términos de lo dispuesto por el Consejo Técnico.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

CD. Universitaria, D. F. a 19 de Enero de 2015

El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería Petrolera


DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ

ccp Coordinador de la Carrera
ccp Interesado *gt*

Dedicatoria

A mis papás Leticia y Roberto, por darme la vida, por todo su apoyo, sus consejos, su tiempo y porque siempre me apoyaron incondicionalmente en este sueño y nunca dejarme caer.
¡LOS AMO!

A mi hermana Mitzi (Citlalli), porque siempre te preocupas y estas al pendiente de mí, (claro con tu carácter y tu amor pero yo sé que siempre cuidarás de mí) te quiero mucho y sabes que cuentas conmigo para lo que sea.

A mi niño porque siempre estas al pendiente de mí y por haberme dado una lección de vida, me enseñaste a dar siempre lo mejor y nunca rendirme, recuerda que este esfuerzo lo hago por ti para que me veas desde allá arriba y te sientas muy orgulloso de mí. ¡TE AMO! ¡TE EXTRAÑO!

A Karina porque siempre creíste en mí, porque mediste siempre tu apoyo, todo tu tiempo y siempre me echabas porras para que siempre terminara lo que había empezado, eres mi ángel que mi niño me mando. Sabes que siempre podrás contar conmigo incondicionalmente.
¡TE AMO CHAPARRITA!

A mi abuelita Herlinda, ya que me diste a la mejor mamá que cualquier persona quisiera tener y porque sabes que este esfuerzo tambien lo hago pensando en ti y sé que siempre estas a mi lado.

A mi abuelito Lorenzo, por darme al mejor papá del mundo, ya que él me enseñó todo lo que tú le enseñaste y sé que siempre estás conmigo cada paso que doy.

Agradecimientos

Antes que nada quisiera agradecer a dios por haberme dejado concluir esta etapa en mi vida, ya que es muy importante y representa la mejor etapa de mi vida.

A mi mamá Leticia, gracias porque siempre creíste en mí, siempre siempre siempre apostaste por mí te agradezco muchísimo ese apoyo, gracias a eso me enseñaste a no ser conformista y que cuando uno quiere las cosas tiene que luchar hasta ya no poder, he aprendido muchas cosas de ti que nadie me podrá enseñar y gracias de verdad gracias porque nunca me dejaste solo.

Al Doctor Roberto, papá gracias porque siempre estas al pendiente de mi hermana y de mí, gracias por tus cuidados y por todo el esfuerzo que hiciste, siempre serás mi ejemplo ya que me enseñaste a que nunca es tarde para empezar.

A la Ingeniera Karina, gracias por todo tu amor sincero e incondicional, gracias porque siempre me diste todo tu apoyo, por estar siempre a mi lado, porque siempre has querido lo mejor para mí, gracias a ti he aprendido muchas cosas invaluable, gracias por todas esas sonrisas, enojos y por todas esas aventuras que hemos pasado juntos. Recuerda este camino lo recorrimos juntos y juntos lo terminamos. Te amo mucho. Y ya por fin somos colegas.

A la Licenciada Mitzi (Citlalli), hermana gracias por siempre estarme exigiendo de más, me ayudó mucho en esta etapa final y ya por fin hermana lo logre, pero ahora la que falta eres tu Maestra en Licenciatura.

Al Ingeniero Javier Arellano, por todo su apoyo, su tiempo y por sus conocimientos que me proporciono durante la realización de este trabajo ya que sin su ayuda no se hubiera podido realizar este trabajo.

A mis sinodales: Maestra Iza, Ing. Héctor, Maestro Noé y al Ing. Bernardo que amablemente aceptaron participar en este trabajo, y por sus acertados comentarios para la retroalimentación y corrección del mismo.

Y tambien a mi alma mater la Facultad de Ingeniería de la UNAM por la excelente educación que me impartió dentro y fuera de sus aulas, y a todos los profesores que invirtieron su tiempo y esfuerzo en mí durante mi estancia en tan distinguida Universidad.

Índice

Resumen	I
Abstract.....	III
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Objetivo.....	1
1.2 Metas	1
1.3 Cuencas y su ambiente tectónico	2
1.3.1 Estructura de la Tierra	2
1.3.2 Zonación composicional de la Tierra	3
1.3.2.1 Corteza	3
1.3.2.2 Manto.....	4
1.3.2.3 Núcleo.....	5
1.3.3 Zonación reológica de la Tierra	5
1.3.3.1 Litósfera	5
1.3.3.2 Astenósfera.....	6
1.3.3.3 Mesosfera	6
1.3.3.4 Endosfera	7
1.4 Movimiento de Placas	7
1.4.1 Límite de Placas	10
1.4.1.1 Límites Divergentes (dorsales oceánicas)	11
1.4.1.2 Límites Convergentes (zonas de subducción)	12
1.4.1.3 Límites Colisionales.....	13
1.4.1.4 Fallas transformantes y zonas de fractura	14
1.4.1.5 Puntos Triples.....	15
1.5 Márgenes Pasivos.....	16
1.6 Geología Petrolera	18
1.6.1 Sistema Petrolero	18
1.6.2 Play.....	19
1.7 Estado del Arte.....	20
1.8 Importancia Económica-Petrolera.....	21
Capítulo 2. Cuencas Sedimentarias	24
2.1 Mecanismos de formación de cuencas sedimentarias	24
2.2 Clasificación de cuencas sedimentarias	25
2.3 Marco tectónico y cuencas sedimentarias.....	32
2.3.1 Cuencas Convergentes	32
2.3.2 Cuencas Divergentes	32
2.3.3 Cuencas Intraplaca	33
2.3.4 Cuencas Transformantes	33
2.3.5 Cuencas Mixtas o Híbridas	34
2.4 Modelos de cuencas y sistemas petroleros	34

Capítulo 3. Cuenca de Margen Pasivo	37
3.1 Características generales de un margen pasivo	37
3.2 Formación de márgenes pasivos	40
3.3 Componentes claves para identificar un margen pasivo ..	45
3.3.1 Márgenes activos vs pasivos	45
3.3.2 Morfología.....	45
3.3.3 Sección transversal	46
3.4 Mecanismos de subsidencia	46
3.5 Clasificación de márgenes pasivos	47
3.5.1 Geometría de los márgenes pasivos	50
3.5.2 Naturaleza de la corteza de transición.....	50
3.5.3 Sedimentación	51
Capítulo 4. Ejemplos Representativos.....	53
4.1 Ejemplos en México.....	53
4.1.1 Cuenca de Burgos	53
4.1.1.1 Ubicación	56
4.1.1.2 Configuración tectónica	57
4.1.1.3 Evolución estructural.....	59
4.1.1.4 Marco estratigráfico y ambiente de depósito	61
4.1.1.5 Sistema Petrolero	67
4.1.2 Cuenca del Golfo de México Profundo	73
4.1.2.1 Ubicación	73
4.1.2.2 Configuración tectónica	74
4.1.2.3 Evolución estructural.....	76
4.1.2.4 Marco estratigráfico y ambiente de depósito	83
4.1.2.5 Sistema Petrolero	85
4.2 Ejemplos en el Mundo	88
4.2.1 Cuenca de Mars-Ursa, Estados Unidos	88
4.2.1.1 Ubicación	89
4.2.1.2 Marco estratigráfico y ambiente de depósito	89
4.2.2 Cuenca de Tarim, China.....	96
4.2.2.1 Ubicación	97
4.2.2.2 Marco estratigráfico y ambiente de depósito	98
Capítulo 5. Desarrollo de Yacimientos.....	100
5.1 Cuenca de Burgos	100
5.2 Cuenca del Golfo de México Profundo	115
Conclusiones.....	136
Referencias	138

Resumen

Las cuencas de Margen Pasivo son depresiones de la corteza terrestre sujetas a subsidencia en las que ocurre la acumulación de sedimentos en zonas estables o en margen, es de tipo Atlántico; se encuentran en todas las fronteras del océano y continente que no están asociadas a límites de placas tectónicas activas. En la actualidad se encuentran alrededor del Océano Atlántico, Océano Ártico y el oeste del Océano Índico; constituyen la totalidad de las costas de África, Groenlandia, India y Australia. También se encuentran en la costa este de América del Norte y América del Sur, en el oeste de Europa y la mayor parte de la Antártida. El Oriente de Asia también contiene algunos márgenes pasivos.

Los Margenes Pasivos son lugares donde se acumulan los materiales procedentes del intemperismo y la erosión de las masas de tierra adyacentes, que forman cuñas gruesas y anchas de sedimentos con deformación sinsedimentaria, es decir, originada al mismo tiempo por la acumulación de sedimentos.

El 67% de las reservas mundiales de hidrocarburos se encuentran en campos gigantes de aceite y gas, los cuales son distribuidos en 27 regiones lo cual equivale al 30% de la superficie terrestre. La producción en márgenes pasivos y cuencas asociadas a rift suponen el 66% de los 877 campos gigantes, y esta importancia se atribuye, a la estabilidad tectónica que permite la preservación de los sellos de los yacimientos convencionales.

A nivel mundial las cuencas de margen pasivo, más importantes para la industria petrolera se encuentran en México y Estados Unidos. En México se tienen dos importantes cuencas de este tipo, que son productoras de hidrocarburos, la Cuenca de Burgos y la Cuenca del Golfo de México Profundo; las dos comparten territorio con Estados Unidos de Norteamérica.

La Cuenca de Burgos, es considerada como la principal cuenca productora de gas no asociado en el país. Durante el Cenozoico se considera que la sedimentación ocurrió en una margen pasiva, ya que no hubo tectonismo y solo hubo aportación de clastos que conformaron areniscas y lutitas, con facies someras al occidente y facies profundas al oriente; las progradaciones de arenas favorecieron la abundancia de rocas almacenadoras, mientras que el volumen de arcillas actúan como sellos y roca generadora. En la cuenca se tienen varios ciclos de secuencias separadas por discordancias o mediante concordancias correlativas, relacionadas con cambios del nivel del mar.

Debido a las características de los yacimientos en la Cuenca de Burgos, se ha hecho uso de perforación direccional, para acceder a ellos, los tipos más frecuentemente usados son: pozos tipo tangencial, pozos tipo "S", pozos tipo "J", pozos inclinados, pozos horizontales y pozos multilaterales. Una forma de

incrementar racionalmente la producción de gas, es la aplicación del sistema artificial de producción (émbolo viajero), otro método que se ha dado buenos resultados son los pozos con terminación tubingless, esto reduce costos de operación de casi un 30% y favorecen un incremento de la producción de gas y aceite.

Durante el Paleógeno la Cuenca del Golfo de México Profundo se considera como un margen pasivo, aunque tiene un registro estratigráfico desde principios del Jurásico Superior, hace 160 Ma, en el Oxfordiano Inferior, cuando funcionó como una cuenca tipo rift; en el Cretácico hubo estabilidad tectónica con subsidencia en su parte central. La subsidencia se debió al enfriamiento del piso oceánico y posteriormente a la carga litostática de depósitos de gran espesor provenientes del noroeste, norte y sur que se acumularon sobre los márgenes de la cuenca. En los últimos años se ha iniciado la perforación de pozos exploratorios en la parte profunda del Golfo de México, en tirantes de agua mayores a 500 m, donde se tienen identificadas 7 provincias geológicas de las cuales 6 tienen potencial de contener yacimientos de hidrocarburos (Salina del Bravo, Cinturón Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Pliegues de Catemaco, Salina del Istmo y Planicie Abisal).

En los yacimientos de la Cuenca del Golfo de México Profundo la perforación de pozos con altos ángulos de inclinación permiten incrementar el área de producción y reducir el flujo turbulento, así como aumentar el índice de productividad; se utilizan equipos de Posicionamiento Dinámico. En la producción de los pozos se considera implementar una terminación inteligente, la cual ayuda a reducir el número de pozos para la explotación y propicia un incremento en la producción, el cual es monitoreado a través de sensores de presión y temperatura.

Abstract

Passive Margin Basins are depressions in the earth's crust subject to subsidence in the accumulation of sediments in stable areas or margin occurs, it is of Atlantic type; They are found in all the borders of the ocean and the continent that are not associated with active plate boundaries. Currently they located around the Atlantic Ocean, Arctic Ocean and the western Indian Ocean; They constitute the entirety of the coast of Africa, Greenland, India and Australia. Also they found on the east coast of North America and South America, Western Europe and most of Antarctica. East Asia also contains some passive margins.

Passive margins are places where material from the weathering and erosion of adjacent land masses, forming thick wedges and wide with synsedimentary sediment deformation, that is, at the same time caused by the accumulation of sediments accumulate.

67% of the world's hydrocarbon reserves are located in giant oil and gas fields, which are divided into 27 regions which amounts to 30% of the land surface. Production in liabilities and associated rift basins margins account for 66% of the 877 giant fields, and this importance is attributed to tectonic stability that allows the preservation of the seals on conventional fields.

Worldwide passive margin basins, most important for the oil industry are in Mexico and the United States. In Mexico there are two major basins of this type, which are producers of hydrocarbons, Burgos Basin and the Gulf of Mexico Basin Deep; the two share territory with the United States.

Burgos Basin, is considered as the largest producer of non-associated gas basin in the country. Cenozoic is considered that sedimentation occurred in a passive margin, since there was no tectonic and only contribution clasts were formed sandstones and shales, with shallow and deep facies west east facies; sand progradaciones favored the abundance of warehousing rocks, while the volume of clays act as seals and source rock. In the basin they have several cycles separated by unconformities or by correlative matches, related to changes in sea level sequences.

Due to the characteristics of the deposits in the Burgos Basin, has made use of directional drilling, to access them, the most frequently used types are: tangential type wells, wells type "S" wells "J" type, wells inclined, horizontal wells and multilateral wells. One way to rationally increase gas production is the application of artificial production system (plunger traveler), another method has been successful wells are tubingless completion, this reduces operating costs by almost 30% and favor an increase in oil and gas production.

During the Paleogene Basin Deep Gulf of Mexico is considered a passive margin, but has a stratigraphic record from the early Jurassic, 160 Ma ago, in the Lower Oxfordian, when he worked as a rift type basin; in the Cretaceous there were tectonic subsidence stability in its central part. The subsidence was due to the cooling of the ocean floor and then to the load lithostatic thick deposits from the northwest, north and south that accumulated on the margins of the basin. In recent years it has begun exploratory drilling in the deep Gulf of Mexico, in suspenders higher water 500 m, where you have identified seven geological provinces of which 6 have potential to contain hydrocarbon deposits (Salina Bravo, Cinturón Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Pliegues de Catemaco, Salina del Istmo y Planicie Abisal).

In the fields of the Gulf of Mexico Basin Deep drilling with high angles allow to increase the production area and reduce turbulent flow and increase the productivity index; Dynamic Positioning equipment used. In producing wells it is considered to implement a smart termination, which helps reduce the number of wells to exploitation and encourages an increase in production, which is monitored by pressure and temperature sensors.

Capítulo 1. Introducción

El petróleo es la energía primaria más importante del mundo, ya que prácticamente todas las actividades económicas, se sustentan en el petróleo como fuente energética, representando alrededor del 40% de las necesidades energéticas mundiales.

Las principales aplicaciones del petróleo son: transporte (terrestre, marítimo y aéreo), calefacción, plásticos, fibras textiles artificiales, pinturas, detergentes, explosivos, fertilizantes, asfaltos, etc. De esta manera, los derivados del petróleo se utilizan en todos los sectores de actividad industrial. La importancia del petróleo también está en el fuerte impacto medioambiental que tiene en todas sus fases desde la extracción, la manipulación y producción de derivados, hasta el transporte y la comercialización; también en su utilización.

El precio del barril de petróleo se considera un referente en el sistema energético mundial, y sus oscilaciones afectan a dicho sistema de forma unidireccional, es decir, las variaciones en el precio del petróleo afectan al resto de los mercados energéticos, y no a la inversa. Además, el mercado del petróleo forma parte vital de los mercados financieros, afectando sus variaciones a casi la totalidad del resto de los sectores.

Aunque las plataformas continentales representan sólo el 7.5 % del área cubierta por los océanos, tienen una gran importancia económica y política, porque contienen importantes recursos naturales, entre ellos grandes reservas de petróleo y gas natural, así como enormes depósitos de arena y grava.

1.1 Objetivo.

Describir el origen y las características de las cuencas sedimentarias de margen pasivo, para implementar las mejores técnicas para el desarrollo de yacimientos petroleros, así como conocer su importancia económica.

Elaborar un material de consulta actualizado sobre los sistemas petroleros en cuencas de margen pasivo, sus reservas y la forma óptima para lograr una mayor recuperación de los hidrocarburos de los distintos yacimientos que se ubican en estas condiciones tectónicas.

1.2 Metas.

- La meta principal de este trabajo es presentar información actualizada en español con ejemplos representativos del desarrollo de yacimientos en cuencas de margen pasivo en México, las cuales albergan una gran cantidad de hidrocarburos susceptibles de explotarse con rendimiento económico.

- Presentar un documento de consulta sobre el tema, para que los alumnos y profesionales de Ciencias de la Tierra interesados en conocer sobre yacimientos petroleros en cuencas de margen pasivo dispongan de una fuente de consulta actualizada y en español.
- Al realizar este trabajo me servirá como meta personal y profesional, ya que con esto tendré la oportunidad de conocer a profundidad un tema relevante en el ámbito petrolero nacional e internacional.

1.3 Cuencas y su ambiente tectónico.

El análisis de cuencas sedimentarias es fundamental para obtener información útil que ayude a interpretar la historia geológica y saber si existen recursos económicos explotables.

Las cuencas sedimentarias son áreas de topografía negativa con subsidencia continua donde se lleva a cabo la acumulación de sedimentos para eventualmente formar una sucesión estratigráfica. Los mecanismos que controlan la subsidencia están principalmente relacionados con la capa de la Tierra conocida como litósfera, donde ocurren procesos de deformación. La litósfera está compuesta de placas Tectónicas que tienen movimientos en diversas direcciones una con respecto a otra; por lo que las cuencas sedimentarias existen en un entorno ambiental de cambio causado por el movimiento de placas.

El interior de la Tierra se divide en varias zonas composicionales y reológicas. Las principales zonas composicionales corresponden con la corteza, el manto y el núcleo. La corteza se caracteriza por un contenido de rocas de baja densidad relativa, cubierta por una capa sedimentaria. Desde el punto de vista reológico (facilidad con que fluyen las rocas) la Tierra se divide internamente en litósfera, astenósfera, mesósfera y endósfera; las divisiones mecánicas y reológicas no necesariamente coinciden con las zonas composicionales.

Es necesario conocer la estructura interna de la Tierra, sus partes, su composición y la forma que interactúan entre ellas, para comprender como lo que es una cuenca sedimentaria y como es que se forman, sobre todo los de margen pasivo.

1.3.1 Estructura de la Tierra.

El interior de la Tierra se puede dividir por su composición en tres capas principales: corteza, manto y núcleo, que a su vez presentan divisiones internas como ocurre con la corteza oceánica, corteza continental, manto superior, manto inferior, núcleo externo y núcleo interno. Por su forma de comportarse desde el punto de vista reológico, se divide en cuatro: litósfera, astenósfera, mesósfera y

endósfera. En la Figura 1.1 se muestran las subdivisiones del interior de la Tierra, por ejemplo se puede observar que la litósfera está conformada por la corteza y parte del manto superior, mientras que la astenósfera está constituida por el manto superior, o la zona de transición y el resto del manto es conocido reológicamente como mesósfera (Hongn y García, 2011).

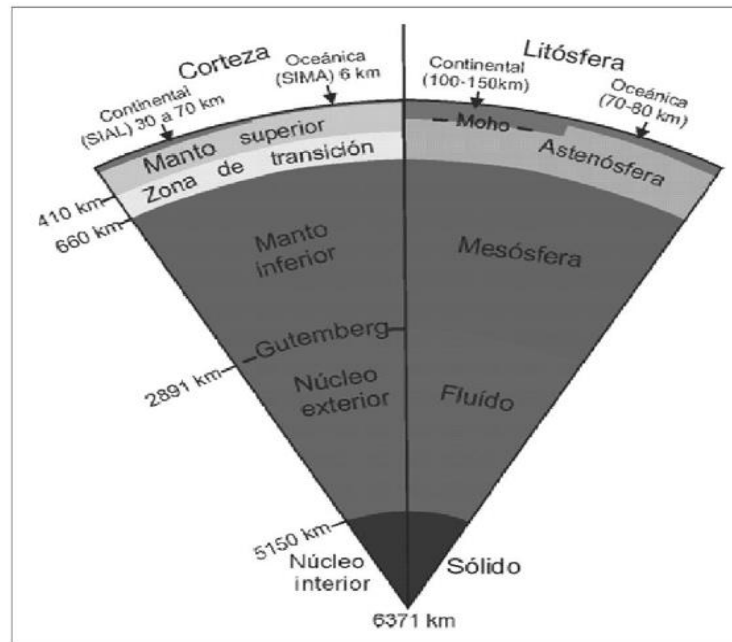


Fig. 1.1 Esquema que muestra las dos formas del interior de la tierra, por su composición química y por su reología (Hongn y García, 2011).

1.3.2 Zonación composicional de la Tierra.

La zonación composicional del interior de la Tierra se basa en las diferencias químicas que hay entre cada capa, esto se debe a que cuando se formó la Tierra ocurrió un fenómeno conocido como diferenciación química (Tarbuck y Lutgens, 2005), el cual consiste en que los elementos más pesados se fueron hacia el centro de la Tierra y los más ligeros quedaron flotando en la capa más superficial, debido a esto hay pocos elementos pesados en la corteza y ningún elemento ligero en el núcleo. Esta distribución química es la que permite que cada capa se comporte de distinta manera.

1.3.2.1 Corteza.

Consiste en la región que se ubica sobre el Moho y varía en espesor desde 3 km en algunas dorsales oceánicas, hasta 70 km en orógenos colisionales. Es la capa más superficial de la Tierra y se divide en corteza continental y corteza oceánica, las cuales tienen propiedades físicas y composición química distintas (Allen y

Allen, 2005). Es en la corteza donde ocurre la formación de cuencas de margen pasivo.

La corteza continental es gruesa, oscila de 30 a 70 km de espesor, con un promedio de aproximadamente 35 km (Allen y Allen, 2005), y tiene una densidad media de 2.7 g/cm^3 . Está compuesta por una gran diversidad de rocas, tanto sedimentarias, como ígneas y metamórficas; sus principales elementos son el silicio y el aluminio. Su composición media es equivalente a la de una roca granítica. Las edades más antiguas que presentan las rocas son de 3,800 millones de años (Centeno, 2012).

La corteza oceánica es delgada y es la capa que forma el fondo de los océanos, oscila aproximadamente de 4 a 20 km de espesor, siendo 10 km el promedio general, presenta una densidad promedio de 3.3 kg/m^3 , que se divide en tres capas (Allen y Allen, 2005). La Capa superior, está constituida por sedimentos cuyo espesor es mayor en el borde del continente, y disminuye hacia el interior del océano. La Capa intermedia, está formada fundamentalmente por basaltos, que son rocas volcánicas y la capa inferior, está constituida por rocas plutónicas, como los gabros (Centeno, 2012).

La vida de la corteza oceánica es corta, a pesar del hecho que ocupa cerca del 60% de la superficie de la Tierra, esto se debe a que mientras la corteza oceánica se enfría, pasa a ser gravitacionalmente inestable con respecto al manto; el resultado es que se consume por procesos de subducción.

1.3.2.2 Manto.

El manto representa aproximadamente el 83% del volumen de la Tierra, tiene una densidad de 3.3 a 5.7 g/cm^3 , y en cuanto a su composición, está formada principalmente por peridotitas (abundantes en Fe y Mg). Se divide en dos capas: el manto superior y el inferior.

El manto superior, se extiende desde el Moho hasta cerca de los $680 \text{ km} \pm 20 \text{ km}$, y está marcado por una fase de transición e incluye la parte más baja de la litosfera y la parte superior de la astenósfera. La región donde se encuentra la discontinuidad que va de 410 a 660 km, se le conoce como la “zona de transición” (Centeno, 2012).

El manto inferior, se extiende hasta el límite exterior, con una discontinuidad a 660 km del núcleo a la de 2,900 km, con un incremento en la densidad con la profundidad (Centeno, 2012). Se caracteriza por sus incrementos constantes en la velocidad y densidad como respuesta al incremento de la compresión hidrostática. Entre los 220 y 250 km sobre la interfaz manto-núcleo ocurre un aplanamiento en

los gradientes de velocidad y densidad, en la región conocida como la capa “D” (Centeno, 2012). El manto inferior también se le conoce como la mesosfera.

1.3.2.3 Núcleo.

Es la capa más interna de la Tierra, y forma una esfera de 3,486 km de radio, localizándose entre los 2,900 y 6,378 km de profundidad. Su densidad varía de 10 a 13 g/cm³, con una presión en su centro de un millón de veces más grande que la presión del aire en la superficie, con temperaturas de más de 6,700°C; su composición es una aleación de hierro con níquel y elementos ligeros como el azufre y el oxígeno en menores cantidades (Centeno, 2012); se divide en núcleo externo y núcleo interno.

El núcleo externo, representa el 30.8% de la masa de la Tierra, y se encuentra a temperaturas de 4,000 a 5,000°C con densidades de 10 a 12.3 g/cm³. Se interpreta como un líquido; se extiende desde la discontinuidad de 2,900 km a la de 5,200 km. Su composición principal es de hierro (Fe) y níquel (Ni), sin embargo, también ocupan un papel muy importante los elementos ligeros como el oxígeno (O) y el sílice (Si), y actualmente también se ha considerado la presencia de azufre (S), carbono (C), potasio (K), fósforo (P) e hidrógeno (H), (Centeno, 2012).

El núcleo interno, se extiende desde la discontinuidad de 5,200 km hasta el centro de la Tierra. Representa el 1.7% de la masa de la Tierra, tiene una densidad de 15 g/cm³, y se encuentra sometido a presiones demasiado altas, que a pesar que sus materiales tienen altísimas temperaturas (5,000-6,000°C), éste no se puede fundir, estando en estado sólido (Centeno, 2012). Sus características son que el núcleo interno tiene una rotación independiente de la rotación del planeta entero, puesto que gira ligeramente más rápido que el exterior (Centeno, 2012).

1.3.3 Zonación reológica de la Tierra.

Ésta zonación hace referencia a la respuesta mecánica en relación con la tectónica global. Los parámetros que definen cada una de las capas tienen relación con la presión, temperatura, densidad y estado (líquido o sólido) en que se encuentran. Las divisiones mecánicas o reológicas del interior de la Tierra no necesariamente coinciden con las zonas composicionales y corresponden con la litósfera, la astenósfera, la mesósfera y la endósfera.

1.3.3.1 Litósfera.

Es la capa exterior de la Tierra que se comporta de manera elástica, está formada por la corteza y la parte superior del manto (Kearey y Vine, 1996), posee un espesor aproximado de 80 km (Figura 1.2), (Tarbuck y Lutgens, 2005). La unión

entre corteza y manto superior se debe a que al ser una zona fría, donde hay poca fusión parcial, se comporta como una sola capa rígida que se sobrepone y se desliza sobre la capa inferior.

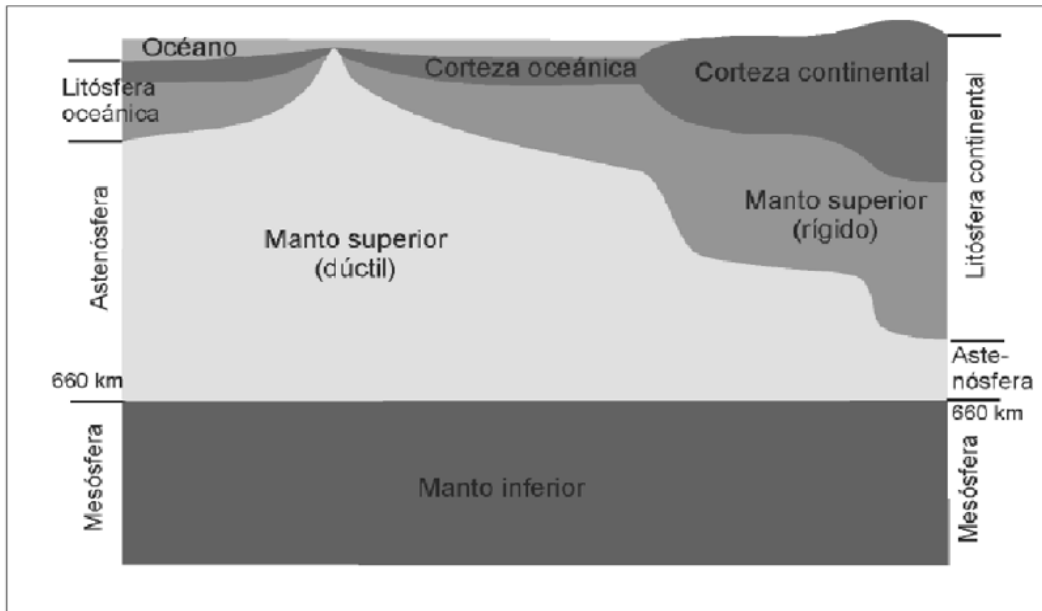


Fig. 1.2 Diagrama de las capas reológicas de la Tierra (Houng y García, 2011).

1.3.3.2 Astenósfera.

El cambio de la temperatura y la considerable fusión parcial de las rocas generan una nueva capa llamada astenósfera, con un comportamiento dúctil. Esta capa es la responsable del movimiento de las placas tectónicas, ya que gracias a ella los continentes y océanos se desplazan dentro de la dinámica externa de la Tierra.

En algunas partes ésta ejerce presión vertical ascendente en la litósfera, generando esfuerzos que ocasionan un adelgazamiento y expansión en la corteza, mientras que en otras partes la litósfera llega a ser muy amplia y desciende dentro de la astenósfera fundiendo la corteza y generando magma (Figura 1.2).

1.3.3.3 Mesósfera.

Está situada entre el núcleo, a 2,900 km de profundidad y la astenósfera, a 350 km. Entre el límite manto-núcleo se encuentra la capa D'', por lo que es posible que desde estas zonas fundidas asciendan plumas de magma a través del manto sólido y lleguen a la superficie.

La Capa D, se encuentra a una profundidad de 2,700 a 2,890 km, y es una de las zonas del planeta con mayor actividad y cambios, tanto en composición como en propiedades físicas.

1.3.3.4 Endósfera.

Corresponde al límite composicional del núcleo, y consta de una parte interna, con un comportamiento rígido y otra parte externa, comportándose como un fluido, en donde se interpreta la existencia de corrientes de convección, explicando la existencia del campo magnético terrestre. Estas corrientes estarían provocadas por la diferencia de temperaturas causadas por la diversa acumulación de elementos radioactivos.

1.4 Movimientos de Placas.

La tectónica de placas puede operar debido a que la litósfera se compone de varias “placas” reológicamente coherentes (Figura 1.3). La naturaleza y tasas de movimiento relativo de placas (Minster y Jordan, 1978), gobierna muchos aspectos del ambiente geodinámico de las cuencas sedimentarias.

Los patrones globales de la actividad sísmica son de cinturones continuos y estrechos de alta frecuencia de sismos, delimitando regiones extensas de relativa estabilidad (Barazangi y Dorman, 1969). Las zonas estrechas de actividad sísmica definen márgenes de placas (Figura 1.4). Los límites de placas oceánicas son definidos fuertemente, mientras que los límites continentales son más difusos.

El movimiento de placa más rápido se encuentra en los Océanos Pacífico e Índico, mientras que en África, Antártida y Euroasia están casi inmóviles con respecto al marco de referencia del manto.

El hecho de que los epicentros de terremotos ocurren a profundidades tan grandes como 650 a 700 km a lo largo de límites de placas, sugiere que un proceso existente es capaz de transferir material frágil a profundidades asociadas normalmente con deformación por flujo. Este proceso de subducción es responsable que la corteza oceánica sea relativamente joven, como de la distribución de los epicentros de los terremotos (Allen y Allen, 2005).

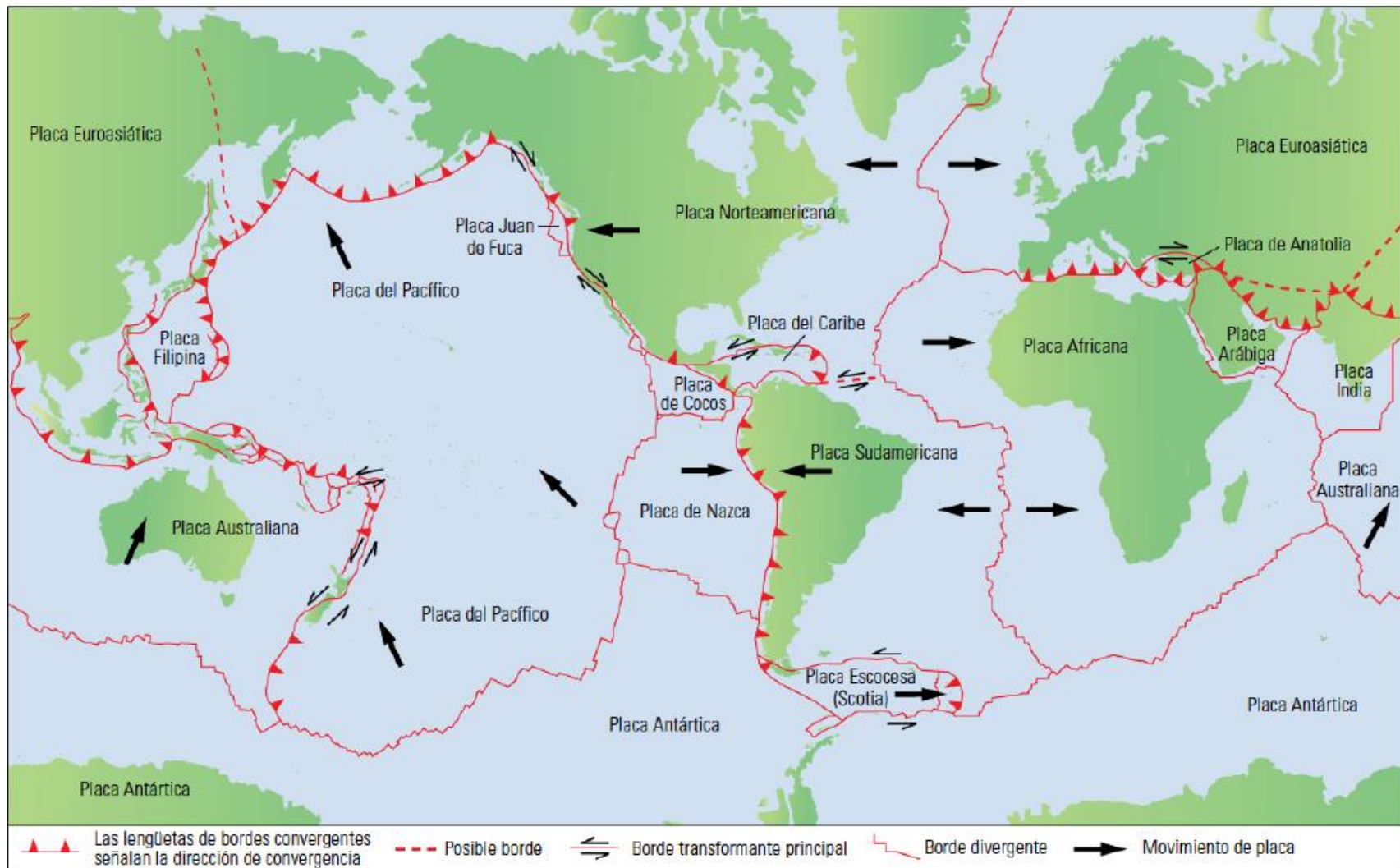


Fig. 1.3 La litósfera se divide en numerosas placas. El movimiento relativo de éstas (ilustrado con flechas) determina el tipo de límite de placas: divergentes, convergentes o transformante (Bryant et al., 2012).

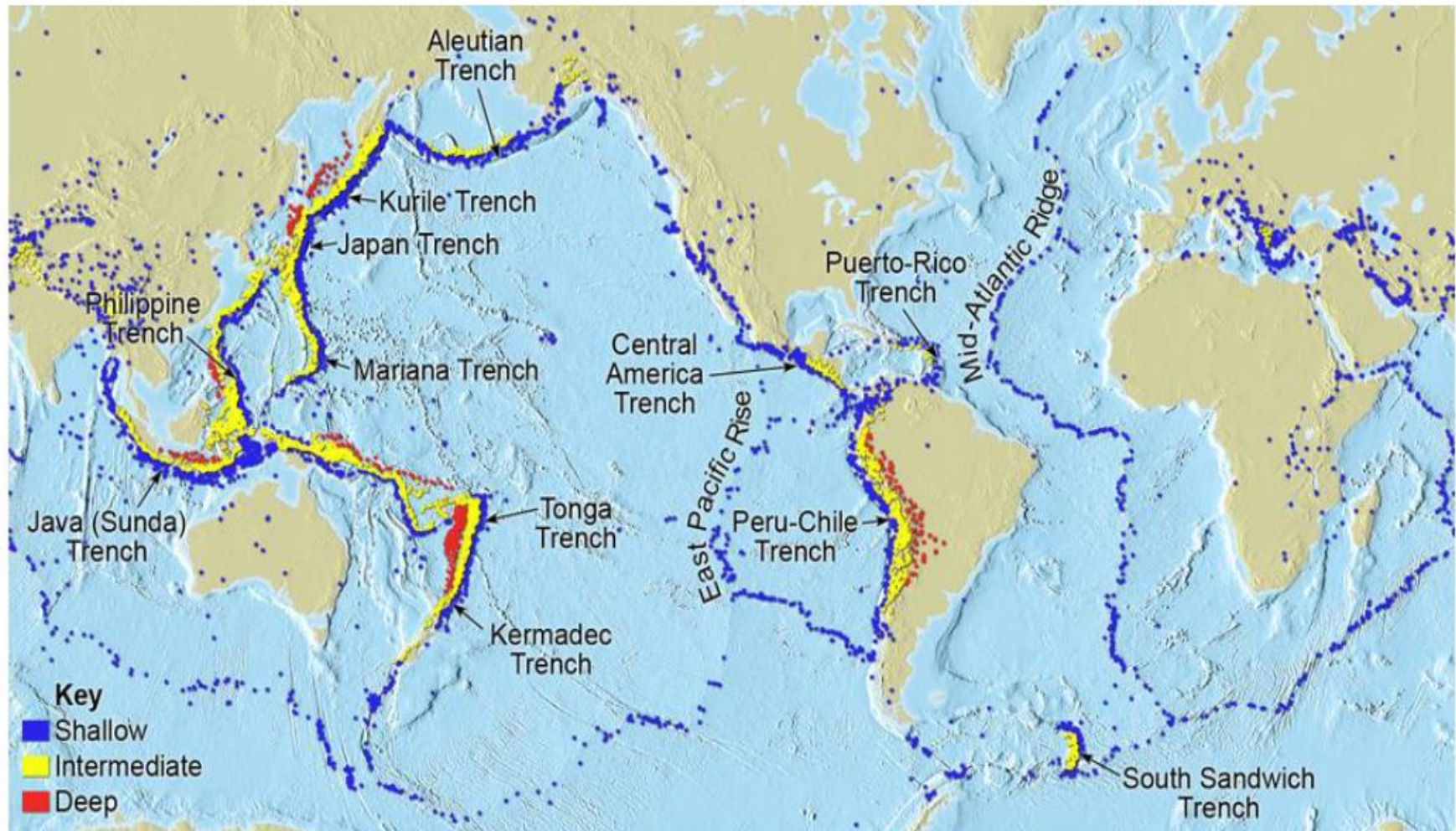


Fig. 1.4 Distribución de la sismicidad someros, intermedios y profundos (NOAA, 2009).

1.4.1 Limite de Placas.

Las placas tectónicas son fracciones de la litósfera oceánica o continental que están en continuo movimiento, por lo que pueden cambiar de tamaño y de forma a lo largo del tiempo.

Estas placas tienen distintos tipos de límites entre ellas, lo que genera cambios en la Tierra; cada límite está controlado por la tectónica y genera distintos rasgos en la superficie del planeta. La Figura 1.5 ejemplifica los tipos de límites de placas con las morfologías que crean. El primer límite es el convergente o subducción, el segundo es de fallas transformantes, y el tercero es un límite divergente en el que se abre el piso oceánico (Bryant, et. al, 2012).

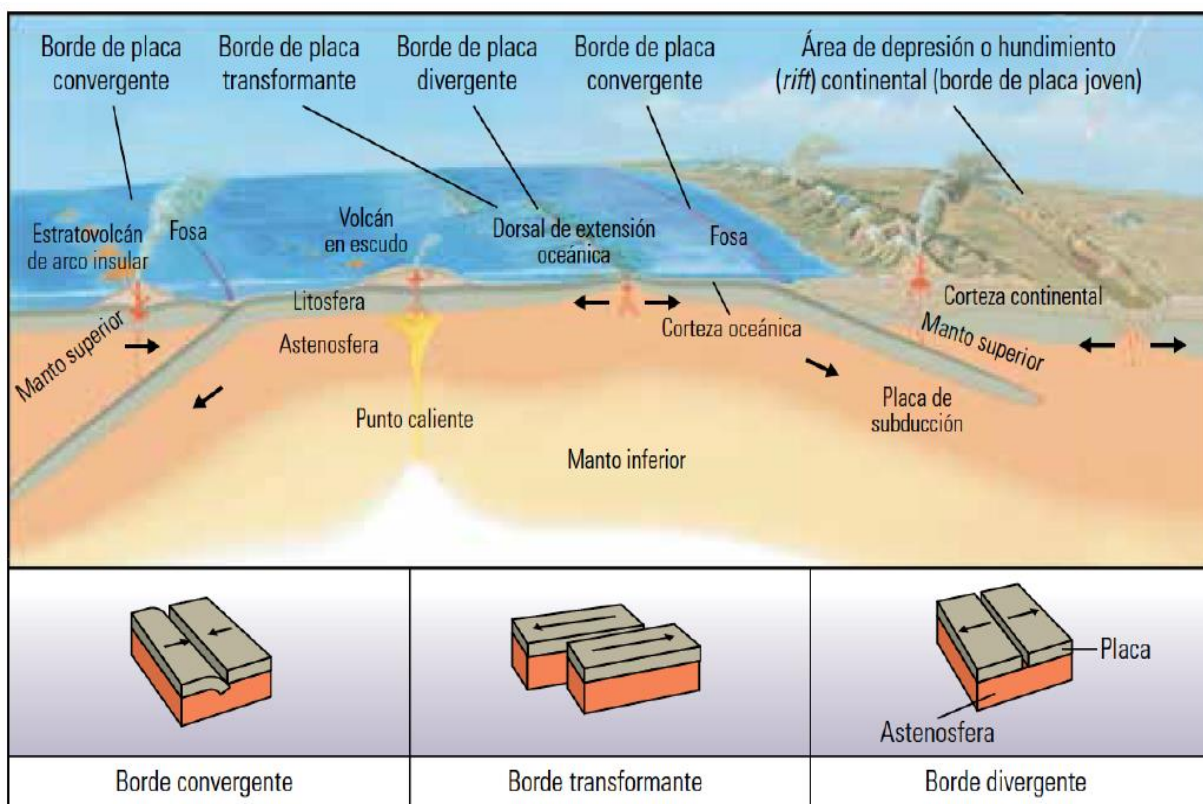


Fig. 1.5 Ejemplos de los tipos de límites convergentes, divergentes y transformantes entre placas tectónicas (Bryant et al, 2012).

La Tierra está formada por 16 placas (Figura 1.3), todas de distinto tamaño, forma, edad y origen. La interacción entre estas placas crea volcanes, cadenas montañosas, sismos, valles y dorsales oceánicas.

1.4.1.1 Límites Divergentes.

Los límites divergentes son aquellos en los cuales las placas se separan creando nueva corteza oceánica, también se les conoce como dorsales oceánicas. El sistema de dorsales es la estructura topográfica más grande del planeta con una extensión de más de 60,000 km, una altura de 2 a 3 km y un ancho de 1,000 a 4,000 km (Kearey y Vine, 1996), (Figura 1.7).

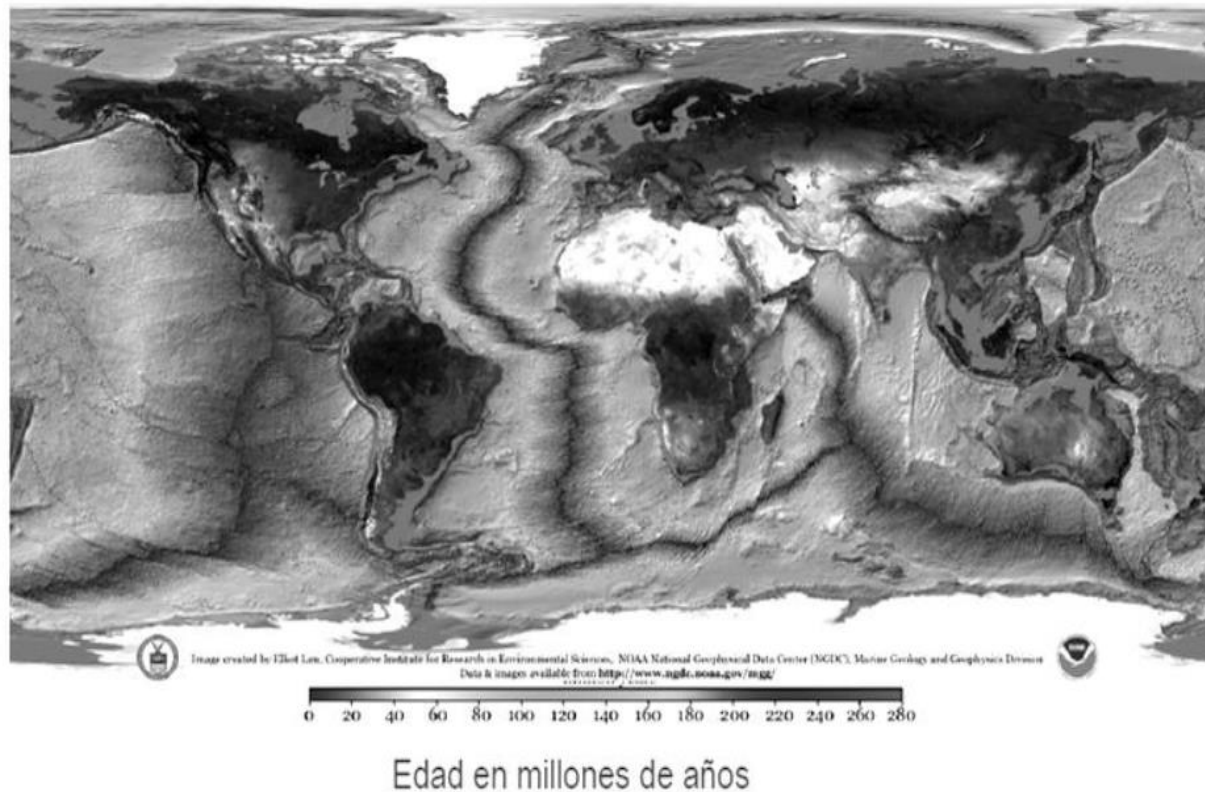


Fig. 1.7 Sistema de dorsales diferenciando la edad en millones de años del piso oceánico (Hongn y García, 2011).

Los valles se originan por una serie de fallas normales que dan paso a la emanación de astenósfera generando nueva corteza, la cual al salir es poco densa y se observa como un abombamiento de la litósfera; al irse alejando de la dorsal por el surgimiento de nuevo material, ésta se enfría y se vuelve más densa y comienza a hundirse (Tarbuck y Lutgens, 2005).

1.4.1.2 Límites Convergentes.

Lo que le da un equilibrio al planeta son las dorsales oceánicas, que es donde se crea nueva corteza, y las zonas de subducción, donde se destruye la corteza.

Este límite es conocido como zona de subducción (Figura 1.8), el cual es donde convergen las placas. Una placa es más densa que la otra por lo que la más pesada se desliza por debajo de la ligera y así entra al manto, donde se funde parcialmente. El ángulo promedio de subducción es de 45° , como el caso de México, el cual comienza con 10° y a unos 450 km de la trinchera se flexiona a 45° , pero hay casos extremos como Japón que tiene un ángulo casi de 90° o Chile con casi 8° (Kearey y Vine, 1996).

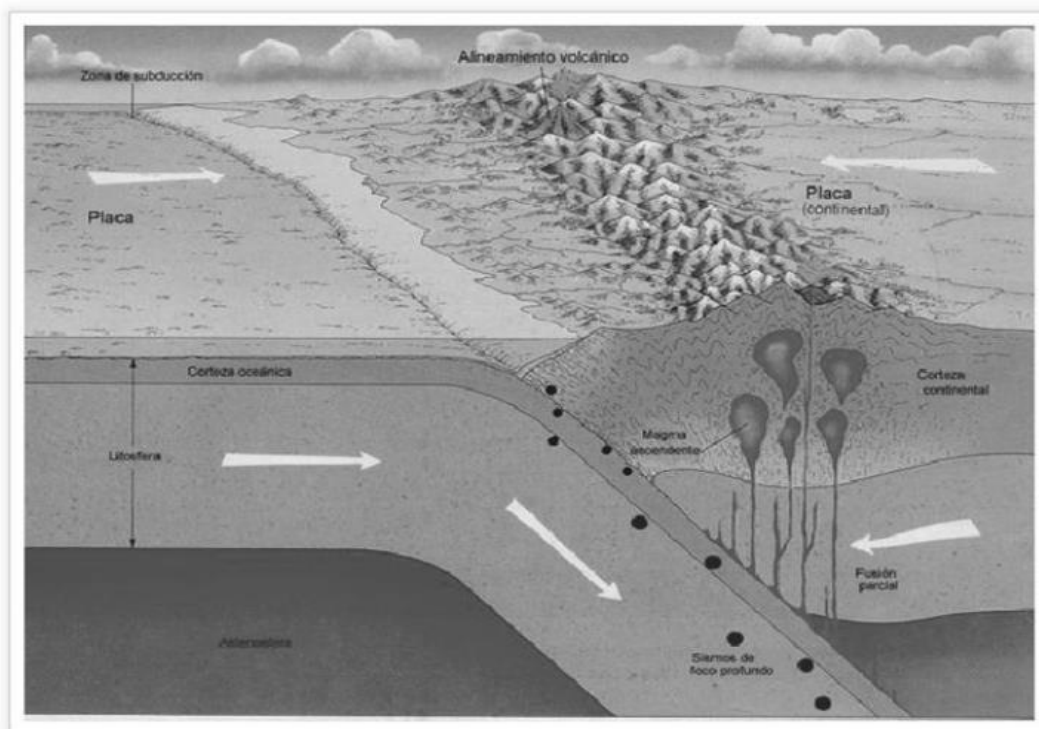


Fig. 1.8 Esquema que muestra la zona de subducción donde la corteza oceánica se desliza bajo la continental, generando magmas que ascienden por la corteza formando arcos volcánicos (Adib, 2013).

Al entrar a la astenósfera a una profundidad aproximada de 100 km (Tarbuck y Lutgens, 2005), la placa fría e hidratada comienza a fundirse generando magmas que ascienden a la corteza; a su vez, éstos funden parcialmente algunas rocas de la corteza y en otros casos ocurre metamorfismo. Algunos magmas logran salir a la superficie en forma de lava generando arcos magmáticos característicos de estas zonas de subducción, otros magmas no logran llegar a la superficie hasta que la erosión y otros procesos de deformación permiten que afloren (Martínez, 2003).

Es en estos límites de placa donde se genera la mayoría de los volcanes más activos y de los sismos en el planeta, conocidos como anillo de fuego. Los temblores son originados por dos razones, dependiendo en general por la profundidad: los más someros se deben a la liberación de tensión entre las placas convergentes, mientras que los de mayor profundidad (300 km) se deben a un cambio de facies mineralógico en la corteza que subduce (Kearey y Vine, 1996). Por otra parte las zonas de fallas transformantes también producen sismos, pero éstos no son a grandes profundidades; no por esto son de menor intensidad, ya que hay partes del planeta, como en la Falla de San Andrés (California) o en la Falla de Anatolia (Turquía), que han sido devastadas por grandes sismos en los cuales llega a haber desplazamientos horizontales de hasta 2.5 m (Martínez, 2003).

En las trincheras causadas por la subducción suelen acumularse sedimentos, llamados prisma acrecionales. Éstos al estar sometidos bajo continua compresión, se deforman. Del mismo modo, si se presenta la topografía justa se crean cuencas sedimentarias.

1.4.1.3 Límites Colisionales.

Otro tipo de límite convergente es el colisional, en donde dos placas de baja densidad chocan y al no poder subducir una debajo de la otra se deforma y generan cordilleras montañosas (Figura 1.9), (Kearey y Vine, 1996).

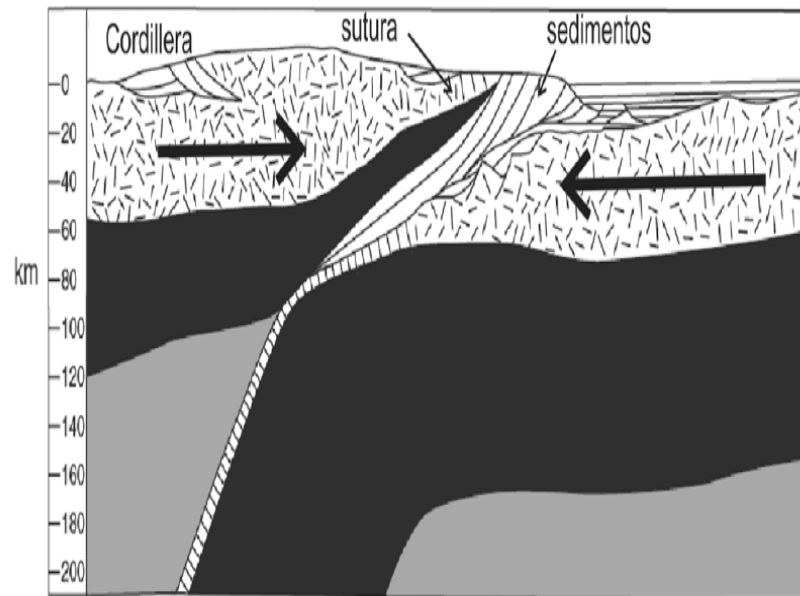


Fig. 1.9 Colisión entre dos placas de la misma densidad, generan cordilleras montañosas, (Modificada de Ingersoll, 2012).

En algunas ocasiones parte de la corteza oceánica que pudo subducir bajo la continental antes de la colisión queda atrapada entre ambas cortezas quedando expuesta en la cima de las montañas, la unión entre ambas cortezas se conoce como sutura (Kearey y Vine, 1996).

Al tener una topografía elevada los cauces de ríos transportan sedimentos pendiente abajo hasta llegar a zonas con una pendiente nula donde los sedimento se acumulan generando abanicos aluviales o en algunos casos cuencas sedimentarias si la morfología lo permite.

1.4.1.4 Fallas transformes y zonas de fractura.

Las fallas transformantes se pueden presentar de forma relacionada a los límites de placas convergentes o divergentes, siendo este último el más común (Figura 1.10). Este tipo de límite de placas tienen fallas laterales casi verticales que producen un movimiento lateral entre las cortezas (Martínez, 2003).

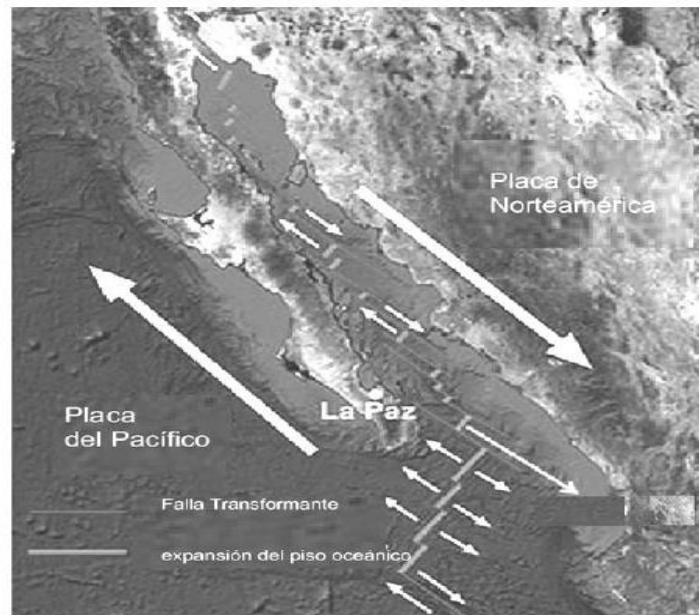


Fig. 1.10 Falla transforme ligada a la subducción y dorsal oceánica (Modificada de Spelz, 2013).

La zona de fractura son estructuras de ruptura en las dorsales oceánicas, cuando evolucionan se convierten en fallas transformantes que separan y desplazan los valles de rift que dan origen a nueva corteza (Figura 1.10), creando una especie de serpenteo de las dorsales a través del océano. Se utiliza la traza de las fallas transformes para conocer el movimiento de las placas (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Este tipo de movimiento genera pequeñas depresiones, valles y crestas, lo que puede dar lugar a cuencas sedimentarias (Kearey y Vine, 1996). Hay dos tipos de movimientos en estas fallas uno de transtensión, en donde se comienzan a separar bloques, a partir de fallas normales, algunas partes de la corteza por el movimiento divergente. El segundo movimiento de manera compresional se llama transpresional, lo que genera relieve positivo por deformación (Ingersoll, 2012). Las elevaciones transpresionales aportan sedimentos a las cuencas transtensionales, las cuales pueden tener actividad volcánica (Kearey y Vine, 1996).

1.4.1.5 Puntos Triples.

Los punto triples son la convergencia de los límites de tres placas, otorgando gran inestabilidad, generalmente esto se debe a puntos calientes que adelgazan la litósfera fragmentándola y generando rifts. Esta inestabilidad es la causa de que existan en la actualidad pocos límites así, pero en un pasado geológico fueron relativamente abundantes y de gran importancia (Marsaglia, 2012).

Existen al menos seis tipos de Puntos triples los cuales varían por el tipo de límite que hay entre cada placa, los cuales son: por subducción, rift o falla transformante.

En la Figura 1.11 se observan seis tipos de puntos triples. Las líneas con puntas representan subducción y estas apuntan hacia la trinchera. Las líneas dobles representan un rift y las que tienen flechas son bordes transformantes. Cada placa pose una letra y el nombre del tipo de punto triple está dado por el tipo de límite.

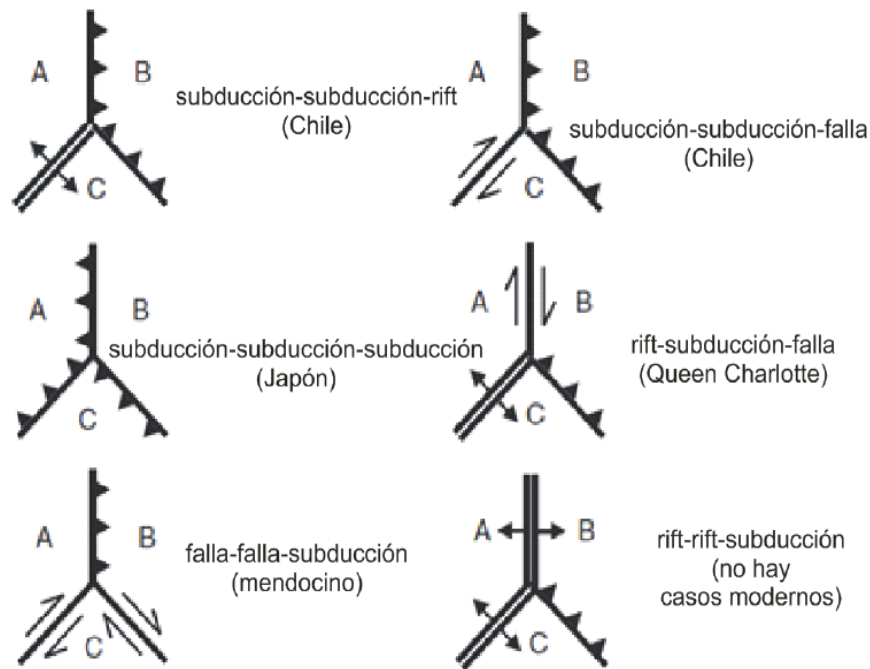


Fig. 1.11 Tipos de puntos triples (Modificada de Marsaglia, 2012).

1.5 Márgenes Pasivos.

Los márgenes pasivos o conocidos como estables, tienen como piso a la corteza oceánica o continental, la cual no sufre procesos ni de expansión, ni subducción; por lo que no hay márgenes de placa activo dentro de la cuenca (Figura 1.12), (Ingersoll y Busby, 1995). La transición entre la corteza continental y oceánica que fue creado originalmente por rifting se conoce como margen pasivo.

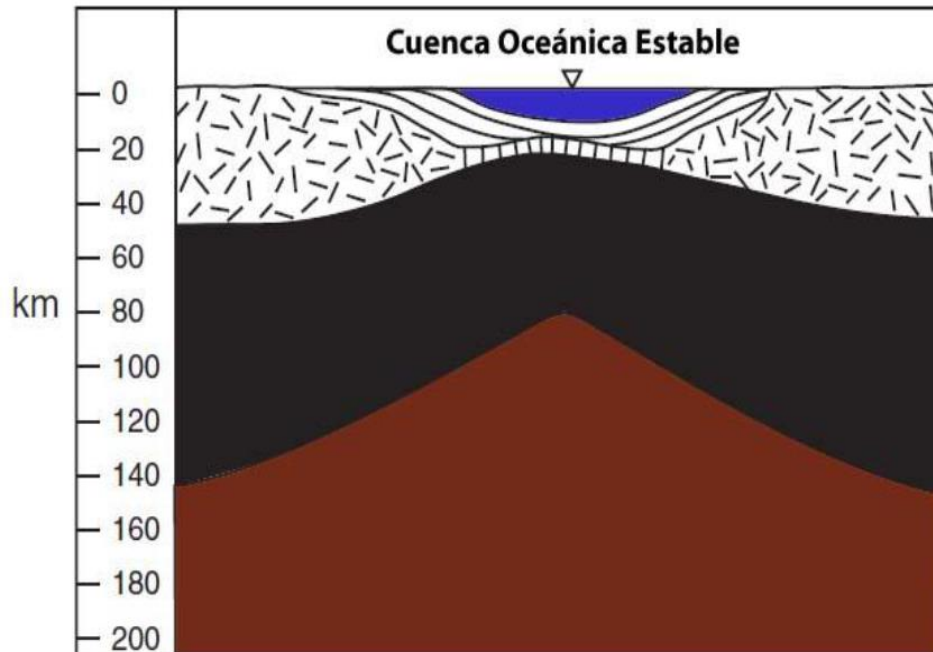


Fig. 1.12 Modelo de una cuenca actualístico “Cuenca oceánica pasivas o estables”. Corteza continental=líneas dispersas, corteza oceánica=líneas verticales, manto litosférico y rocas ígneas derivadas=negro, magmas derivados=marrón (Modificado de Ingersoll, 2012).

Este marco contrasta con las cuencas oceánicas activas, que incluyen por lo menos una dorsal de expansión activa (ej. Océanos Atlántico, Pacífico e Índico); y con las cuencas oceánicas remanentes, que son pequeños océanos contraídos, delimitados por lo menos por una zona de subducción (ej. Bahía Bengala y Golfo Huon). El término “pasivo” implica que no existe actividad orogénica dentro o cerca de la cuenca; y “oceánico”, implica que la cuenca se encuentra subyacida por litósfera oceánica, a diferencia de las cuencas intracratónicas, que están típicamente subyacidas por litósfera continental y parcialmente por un rift (Ingersoll y Busby, 1995).

Las cuencas pasivas son creadas por dos procesos contrastantes:

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

Este tipo de cuencas tienen tiempos de vida de cientos o miles de años, y pueden variar considerablemente en cuanto a su tamaño. El Golfo de México, es la cuenca pasiva más grande a nivel mundial, la que es rellenada, principalmente por el aporte sedimentario a lo largo de su margen norte y occidental (la zona marginal

continental progradante de la Costa del Golfo), sin embargo, aún contiene corteza oceánica con una delgada cubierta sedimentaria en la parte sur (Dickinson y Lawton, 2001).

Cuando una cuenca oceánica pasiva es rellenada hasta el nivel del mar, puede asemejarse superficialmente a una cuenca intracratónica. La primera, sin embargo, contiene de 16-20 km de capas sedimentarias en la parte superior de la litósfera oceánica, mientras que la última, contiene pocos km de capas sedimentarias, subyacentes por corteza continental.

Las cuencas foreland se pueden formar por encima de los bordes de las cuencas oceánicas pasivas durante la deformación contraccional (ej. Márgenes de la cuenca Tarim moderna). Las cuencas intracratónicas pueden experimentar hundimiento renovado o inversión tectónica (ej. Mar del Norte moderno), (Cooper y Williams, 1989; Cameron et al., 1992).

1.6 Geología Petrolera.

La geología petrolera es una ciencia descriptiva, que estudia e interpreta procesos naturales en espacio y tiempo, elabora modelos geológicos de un área determinada con la finalidad de encontrar y explotar yacimientos petroleros.

Se subdivide en dos: geología de explotación y geología de exploración. La ingeniería de exploración estudia regiones que contienen o pueden contener hidrocarburos, se identifican áreas de interés que puedan perforarse para descubrir hidrocarburos. La geología de explotación, delimita y determina la naturaleza de la acumulación de hidrocarburos para determinar las reservas y establecer pozos de exploración, producción y delimitadores.

1.6.1 Sistema Petrolero.

De acuerdo a (Magoon y Dow, 1994), un sistema petrolero abarca desde la roca generadora de hidrocarburos, la roca almacén, la roca sello y la trampa; relacionando todos los elementos y procesos geológicos, que son esenciales para la existencia de una acumulación convencional de hidrocarburos en la corteza terrestre.

De acuerdo con (Allen y Philip, 1990), un sistema petrolero debe de definirse en términos de:

- **Su extensión estratigráfica:** Toma su nombre de roca madre. y se evalúa con la principal roca almacén. Puede ser: “conocido” si se tiene una correlación geoquímica positiva aceite-roca madre o gas-roca madre, “hipotético” si no hay una correlación positiva petróleo-roca madre pero la

evidencia geoquímica indica la existencia de una roca madre, y “especulativo” si se basa únicamente en evidencia geológica o geofísica.

- **Su extensión geográfica:** Su distribución se muestra en un mapa del sistema petrolero, donde se indica el conjunto formado por la roca madre activa junto con sus descubrimientos asociados, migraciones y evidencias para el momento crítico del sistema. Igualmente debe incluirse información sobre las acumulaciones descubiertas y el tamaño de los campos como parte de la documentación del sistema petrolero.
- **Su extensión temporal:** Ilustrada por medio de un diagrama de eventos del sistema petrolero muestra la sincronía de los elementos y procesos de generación-migración y carga de hidrocarburos.

El “sistema petrolero” incluye la zona de maduración de la roca madre, la red de distribución natural y las acumulaciones de petróleo que están genéticamente relacionados; la presencia de petróleo en uno o más yacimientos es la prueba de que existe un sistema petrolero.

1.6.2 Play.

Un “play” es un modelo que muestra cómo pueden producirse acumulaciones de petróleo en un determinado nivel estratigráfico determinado a partir de la combinación de los elementos que lo conforman (Allen y Philip, 1990). El conocimiento tanto de la distribución como de la evolución de estas secuencias y de las facies permite hacer predicciones realistas sobre los elementos básicos de un “play” petrolero, que son:

- **Roca almacenadora:** Capaz de retener hidrocarburos que puedan extraerse comercialmente.
- **Roca generadora:** Comprende de rocas generadoras que generan hidrocarburos térmicamente maduros.
- **Trampa:** Concentran los hidrocarburos en zonas específicas para su explotación comercial.

Una correcta sincronía de eventos que permita que todos los elementos estén disponibles en espacio y tiempo y considerar que un play es una familia de prospectos conocidos indirectamente y de acumulaciones de hidrocarburos.

1.7 Estado del arte.

En el artículo “Respuesta Estratigráfica a la Transgresión Tortonense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir”, publicado en la Geogaceta de España por los autores M. Aban, J.G Pendón, F. Ruiz, J. Rodríguez Vidal, N. López-Gonzales y I. Mantero (2005); desarrollaron varios modelos para explicar la respuesta estratigráfica a una transgresión en diferentes tipos de costa, considerando los que se ubican en márgenes pasivos, donde ocurren transgresiones continuas y escalonadas o discontinuas representando dos casos extremos.

Existen numerosos trabajos destinados al estudio de las circunstancias en las que se produce una transgresión, en función de aspectos como la relación entre las variaciones del nivel relativo del mar y la tasa de acumulación o depósito (p.e. Curray, 1964). El propuesto por Cattaneo y Steel (2003), presenta un diagrama para describir los diferentes procesos transgresivos basándose en el uso de la relación entre el espacio de acomodo (A) y el aporte de sedimentos (S) (Swift y Thorne, 1991). En cualquier punto de este diagrama se asume que $A > 0$, donde $S > 0$ corresponde a áreas de depósito y $S < 0$ son zonas de erosión.

En el artículo “Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina”, publicado por la Revista Asociación Geológica Argentina, y por los autores P.E. Kraemer, M.P. Escayola y R.D. Martino (1995), realizan una síntesis tectónica evolutiva para el Neoproterozoico de la Sierra de Córdoba. La abundante información geológica disponible sobre la región estimuló la relación de una síntesis regional que aporta elementos al marco de discusión de las recientes hipótesis referenciadas a la evolución tectónica de Sudamérica donde se tienen importantes zonas de Margen Pasivo. (Dalla Salda et al. 1992, Ramos et al. 1993, Omarini y Sureda 1993).

En el artículo, “Geomorphology Backstripping: A Numerical Approach for Quantitatively Reconstructing the Paleo-Geomorphology in Passive Margins and Deltaic Basins”, publicado por Society of Exploration Geophysicists por los autores Bo Kang (China University of Geosciences) | Xinong Xie (China University of Geosciences) (2014), se propone una metodología para estimar cuantitativamente la geomorfología de la variación de la paleo-geomorfología durante los periodos geológicos, reúne información de la barimetría, el espesor sedimentario, trayectoria registrada por el espacio (ART) y las actividades tectónicas. Con este tipo de información se realiza una ecuación geométrica que relaciona la trayectoria registrada por los espacios y la profundidad registrada del agua donde ocurre la acumulación de capas por sedimentación. Este tipo de método se hace la

reconstrucción de la paleo-geomorfología en márgenes pasivos y las zonas donde se desarrolla un delta.

En el libro “Geología de los márgenes continentales”, escrito por el autor Gilbert Boillot (1984), el autor hace una investigación sobre los márgenes continentales activos o estables (pasivos). En el capítulo 2 (Causas Geodinámicas de la subsidencia de los márgenes estables), describe a los márgenes estables, indica que revisó diversos fenómenos geodinámicos que originan este tipo de subsidencia, y se comparan sus efectos como; distensión cortical de los rifts continentales, comenta que son embriones de los márgenes estables, enfriamiento de la litosfera, sobre carga de los sedimentos y del agua de mar, eventual metamorfismo de la corteza profunda y por último el adelgazamiento de la corteza continental.

Gilbert Boillot en colaboración de L. Montadert, Marcel Lemoine y B. Biju-Duval escribieron el libro “Márgenes continentales actuales y fósiles alrededor de Francia” (1984), describe a los márgenes activos y pasivos.

En el artículo, “Geoquímica de las sedimentarias siliciclásticas cretácicas superiores y del cenozoico inferior de la Cuenca Austral Argentina: procedencia y ambiente tectónico” de la revista de la Asociación Geológica Argentina, No 47, págs. 73-82, (1992). Muestran los resultados del análisis químico de areniscas y pelitas de la Cuenca Austral, definieron dos grandes grupos de rocas sedimentarias, provenientes de los márgenes activos y de los márgenes pasivos que se encuentran en esa cuenca.

El artículo, “Estratigrafía sísmica de alta resolución en márgenes continentales pasivos: factores de control durante el cuaternario”, por el Instituto de Ciencias del Mar, escrito por B. Alonso, M. Farrán y A. Maldonado, (1989), estudiaron perfiles sísmicos de alta resolución que permiten la identificación de ciclos de variación del nivel del mar de alta frecuencia que están por debajo del límite de resolución de las técnicas de multicanal, replanteando correlaciones precisas de los depósitos con los ciclos globales de cambio relativo del nivel del mar y el desarrollo conceptual de la estratigrafía sísmica, todo relacionado en márgenes pasivos, para la identificación de grandes unidades de depósito del margen continental y su correlación con eventos globales.

1.8 Importancia Económica-Petrolera.

El 67% de las reservas mundiales de hidrocarburos se encuentran en campos gigantes de aceite y gas, este tipo de campos poseen alrededor de 500 mil barriles de aceite recuperable o gas equivalente, y existen 877 en el mundo; se

encuentran distribuidos en 27 regiones, en una superficie equivalente al 30% de la superficie terrestre (Mann et al., 2003).

En primer lugar se encuentran las cuencas de margen pasivo las cuales contienen la mayoría de los campos gigantes del mundo, con un 36%. En segundo lugar se encuentran los rifts continentales con un 31%. Los cinturones continentales y las cuencas foreland asociadas a estos conforman el tercer lugar, con un 20% del total de los campos gigantes del mundo. Las cuencas en entornos transformantes y las cuencas de márgenes de subducción representan el 14% o menos.

Los márgenes pasivos y los rift suponen el 66% de los 877 campos gigantes del mundo. Mann et al. 2003 explican los factores que favorece la formación de grandes acumulaciones, destacando los siguientes factores:

- a. Presencia de rocas madre de buena calidad en ambientes lacustres y marinos restringidos durante las etapas tempranas de rift.
- b. La efectividad de las cuencas de hundimiento o márgenes pasivos situadas sobre los rifts para actuar como almacén de hidrocarburos o sello para estos.
- c. La estabilidad tectónica después de las etapas de rifting tempranas, que permiten que las fuentes de hidrocarburos y las acumulaciones de estos se preserven y no sean afectados por las perturbaciones generadas por eventos tectónicos subsecuentes en límites de placas distantes.

La distribución geográfica de los campos gigantes del mundo es la siguiente (Pettingill, 2001): Tres cuartos de todas las reservas gigantes provienen del Medio Oriente, Latinoamérica y la zona de Asia-Pacífica (Figura 1.13).

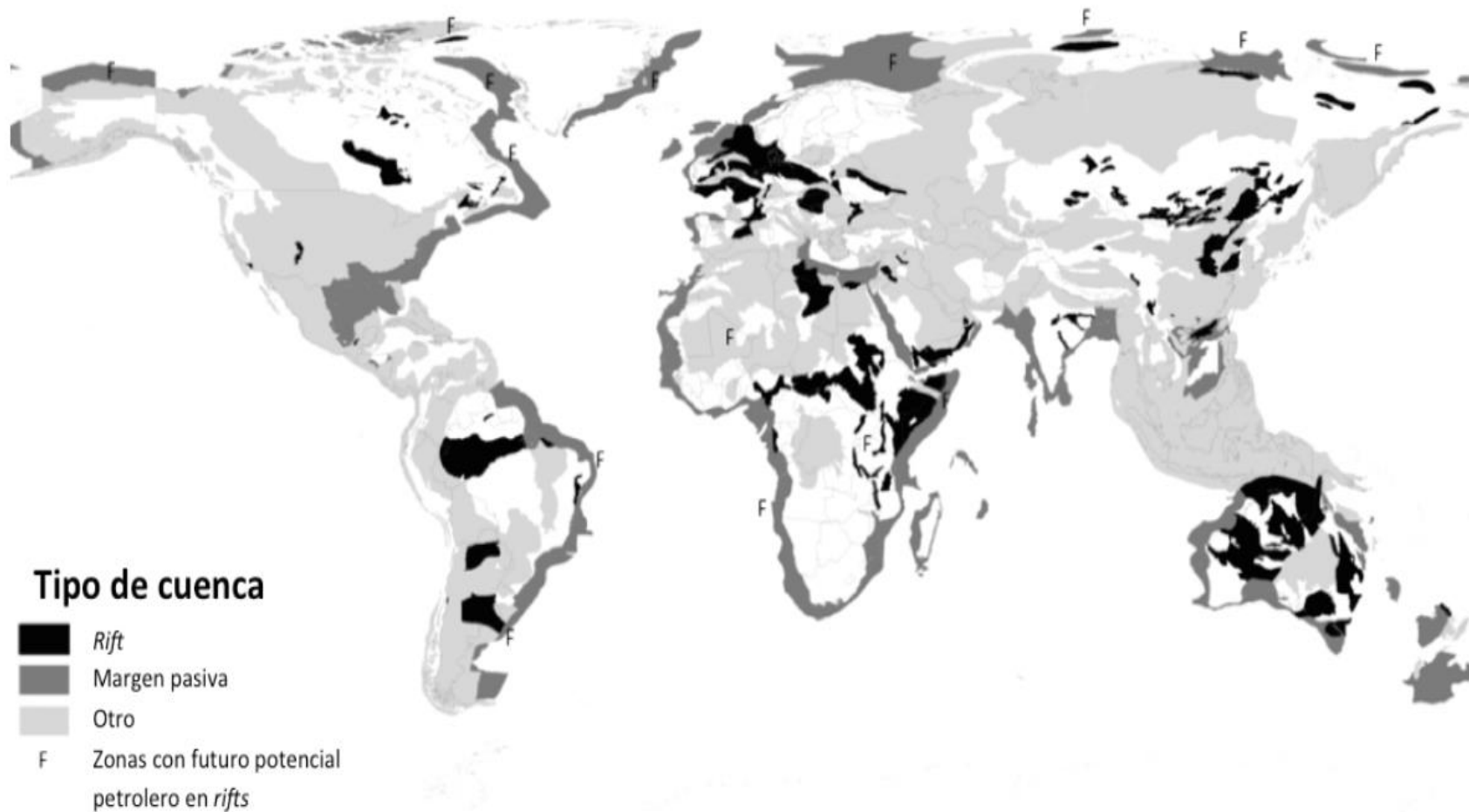


Fig. 1.13 Mapa que muestra la distribución mundial de las cuencas petroleras asociadas a entornos extensionales y márgenes pasivos (Modificada de Davison y Underhill, 2012).

Capítulo 2. Cuencas Sedimentarias

Una cuenca sedimentaria corresponde con una depresión que se genera en la parte externa de la corteza terrestre, donde ocurre acumulación de sedimentos, los que generalmente se encuentran ligeramente inclinados hacia el centro. Las cuencas sedimentarias también pueden definirse como áreas de topografía negativa donde se acumulan sedimentos, que posteriormente forman sucesiones estratigráficas, en extensiones de decenas a centenas de km².

En general hay dos formas de clasificar a las cuencas sedimentarias, la primera por sus características sedimentológicas-estratigráficas y la segunda por la tectónica de placas, sin embargo, los modelos actuales de tectónica de placas son el mejor sistema con los que se puede entender el origen y características, tomando en consideración que se pueden desarrollar en diversos marcos tectónicos, como son el divergente, intraplaca, convergente, transformantes, mixtas o híbridas, e inclusive en márgenes pasivos; cada marco tectónico tiene variantes, dependiendo del tipo de corteza que la subyace, su posición estructural, el aporte sedimentario, su herencia y la tasa de subsidencia (Centeno, 2012).

Las cuencas sedimentarias tienen una gran variación en cuanto a su tamaño, tiempo de vida y potencial de preservación, por ejemplo, las cuencas de vida corta son formadas en marcos tectónicos activos, especialmente en corteza oceánica; tienen un potencial de preservación bajo; en contraste las cuencas de vida larga que se forman en marcos de intraplaca, los cuales tienen el más alto potencial de preservación (Ingersoll, 2012).

2.1 Mecanismos de formación de cuencas sedimentarias.

La subsidencia de la parte superior de la Corteza Terrestre es fundamental para formar depresiones capaces de acumular sedimentos. De acuerdo a Dickinson (1993), algunos mecanismos pueden generar suficiente subsidencia para crear cuencas, los que afectan de manera independiente o en conjunto; los más importantes son:

1. Adelgazamiento de la corteza.
2. Engrosamiento del manto litosférico.
3. Carga sedimentaria y volcánica.
4. Carga tectónica.
5. Carga subcortical.
6. Flujo astenosférico.
7. Densificación cortical.

La diversidad de marcos estructurales y tectónicos de las cuencas sedimentarias permite explicar porque existe tanta variedad de tamaños, tiempo de vida y potencial de preservación en cada una de ellas (Ingersoll, 2012), (Figura 2.1).

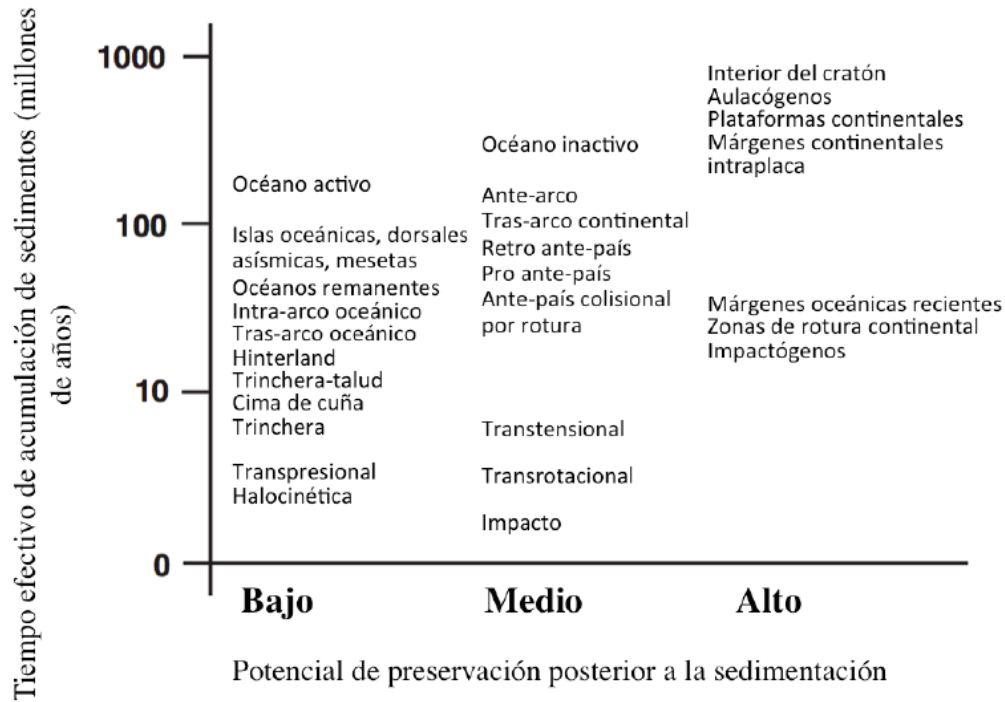


Fig. 2.1 Gráfica del tiempo de vida de las cuencas sedimentarias contra su potencial de preservación (Modificada de Ingersoll, 2012).

Los criterios de clasificación y la nomenclatura empleada se basan en las características de la cuenca al momento de la sedimentación. Entonces, las secuencias estratigráficas que conforman el relleno sedimentario son multidimensionales y multigeneracionales en términos de controles tectónicos en su evolución (Allen y Philip, 1990). En geología petrolera, es de especial interés el conocer la historia de la subsidencia en una cuenca al momento de buscar hidrocarburos considerando los diferentes mecanismos que la originaron.

2.2 Clasificación de cuencas sedimentarias.

Las cuencas sedimentarias se pueden clasificar de acuerdo a varios criterios, por lo que se le podrá definir de una manera muy general o muy específica. La clasificación de las cuencas sedimentarias de acuerdo al tipo de corteza y tipos de límites propuesta por Centeno (2012), cuyas características se indican en la Tabla 2.1.

Una de las primeras clasificaciones de cuencas sedimentarias de acuerdo al límite tectónico al que se asocia y a la cercanía a dicho límite, fue la de Dickinson en 1974 y en 1976, clasificación con el paso del tiempo fue modificada, principalmente por Ingersoll y Busby en 1995, posteriormente por Ingersoll en 2012.

Clasificación de cuencas					
Formas	Circular Elongada Irregular				
Geometría de la Sedimentación	Simetría Asimetría				
Tipos de límites	<table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="width: 30%; text-align: center;">Deposicional</td> <td>Controlada con la topografía Limitada por fallas inactivas</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">Tectónico (limitada por fallas activas)</td> <td> Limitada por una falla en uno de sus márgenes Limitada por dos fallas en sus márgenes Limitada por fallas en todos sus márgenes </td> </tr> </table>	Deposicional	Controlada con la topografía Limitada por fallas inactivas	Tectónico (limitada por fallas activas)	Limitada por una falla en uno de sus márgenes Limitada por dos fallas en sus márgenes Limitada por fallas en todos sus márgenes
Deposicional	Controlada con la topografía Limitada por fallas inactivas				
Tectónico (limitada por fallas activas)	Limitada por una falla en uno de sus márgenes Limitada por dos fallas en sus márgenes Limitada por fallas en todos sus márgenes				
Mecanismos que da lugar a la cuenca	Anorogénica: en cratones y plataformas continentales, las cuales se encuentran dominadas por el clima y los cambios eustáticos Orogénica: son controladas por procesos tectónicos				
Estado de esfuerzos	Contraccional Extensional Transtensiva (pull-apart) Transpresiva				
Tipo de corteza	Oceánica Continental Intermedia				
El límite tectónico al que se asocia y la cercanía a dicho límite	Ver tabla 2.2				

Tabla 2.1 Clasificación de cuencas (Modificada de Centeno, 2012).

Los primeros criterios que se tomaron en cuenta para la clasificación de una cuenca sedimentaria de acuerdo a Dickinson, 1974, son:

1. Tipo(s) del límite de la placa más cercana.
2. Proximidad a los límites de placa.
3. Tipo de sustrato.

Con base a los dos primeros, se sabe si se tienen cuencas en marcos divergentes, intraplaca, convergentes, transformantes, híbridos o mixtos (Tabla 2.2). Con cada una de estas categorías puede haber variaciones dependiendo en el tipo de sustrato (oceánico, transicional y continental), así como su posición estructural, aporte de sedimento, subsidencia y espacio de acomodo.

La clasificación de las cuencas y su nomenclatura se basan en las características al momento de la sedimentación. Por lo tanto, muchas sucesiones estratigráficas son multidimensionales y multigeneracionales en términos de los controles de la tectónica de placas en su evolución, por lo que una sola sucesión estratigráfica puede representar diferentes marcos tectónicos. De acuerdo a Dickinson (1974), “La evolución de una cuenca sedimentaria por lo tanto puede ser vista como el resultado de una sucesión de marcos de tectónica de placas discretos y las interacciones de las placas, cuyos efectos se mezclan en un continuo desarrollo”.

Es importante resaltar que una “cuenca” se refiere a cualquier acumulación estratigráfica de rocas sedimentarias o volcánicas, donde la arquitectura tridimensional puede aproximarse a cuñas y capas con configuraciones diversas (Ingersoll, 2012).

Clasificación de cuencas (limite tectónico al que se asocia)

Entorno	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo actual	Ejemplo antiguo
Divergentes	Rift continental (“continental rift”)	Rift dentro de la corteza continental, comúnmente asociado con magmatismo bimodal	Rift Rio Grande	Rift Keweenawan (Proterozoico)
	Cuencas oceánicas y márgenes continentales incipientes (“nascent ocean basins and continental margins”)	Cuencas oceánicas incipientes con generación de corteza máfica nueva en el fondo, rodeado por márgenes continentales recién separadas	Mar Rojo	Este de Groenlandia (Jurásico)
Intraplaca	Configuración plataforma talud-cuenca (“shelf-slope-rise”)	Márgenes continentales con bordes de plataforma cerca del límite corteza continental-corteza oceánica	La Costa Este de EE.UU.	Cordillera Americana-Canadiense (Proterozoico temprano)
	Configuración transforme (“transform configuration”)	Márgenes continentales intraplaca que se origina a lo largo de bordes transformantes	La Costa Sur de África occidental	Alabama-Oklahoma (Precámbrico-Paleozoico temprano)
	Configuración de zonas marginales progradantes (“embankment configuration”)	Márgenes continentales intraplaca progradaciones con bordes de plataforma sobre la corteza oceánica	La Costa del Golfo del Rio Misisipi	Meguma Apalaches Canadienses (Paleozoico temprano)
	Cuencas intracratónicas (“intracratonic basins”)	Extensas cuencas cratónicas con zonas de rompimiento continental subyacentes	La cuenca de Chad	La cuenca de Michigan (Paleozoico)
	Plataformas continentales (“continental platforms”)	Cratones estables con estratos delgados y extensos lateralmente	Mar Barents	Norteamérica intracontinental (Paleozoico medio)

Intraplaca	Cuencas activas (“active ocean basins”)	Cuencas con corteza oceánica en el fondo, generada en zonas divergentes activas sin relación con sistema arco-trinchera	Océano Pacífico	Complejos ofiolíticos
	Islas oceánicas, montes submarinos, dorsales asísmicas y mesetas (“oceanic islands, seamounts, aseismic, ridges, and plateaus”)	Formas de relieve originadas en entornos intraoceánicos distintos a los sistemas arco-trinchera	Montañas submarinas de Emperador-Hawái	Complejo volcánico Snow Mountain norte de California (Mesozoico)
	Cuencas pasivas (“dormant ocean basins”)	Cuencas con corteza oceánica, que no se expande ni se subduce; por lo que no hay márgenes de placas activos dentro de la cuenca	Golfo de México.	Cuenca de Tarim, China (Paleozoico)
Convergente	Trincheras (“trenches”)	Grandes depresiones formadas en las zonas de subducción	Trinchera de Chile	Islas Shumagin, Alaska (Cretácico)
	Cuencas trincheras-talud (“trench-slope basins”)	Depresiones estructurales locales complejas de subducción	Trinchera Centroamericana	Bloque Cambria, California (Cretácico)
	Cuencas de ante-arco (“forearc basin”)	Cuencas situadas entre el arco y la trinchera	Costa afuera de Sumatra	Gran Valle, California (Cretácico)
	Cuencas de intra-arco (“intraarc basins”)			
	Cuencas de intra-arco oceánicas (“oceanic intraarc basins”)	Cuencas a lo largo de plataformas de arco intraoceánicas	Arco Izu Bonin	Copper Hill, California (Cretácico)
	Cuencas de intra-arco continentales (“continental intraarc basins”)	Cuencas a lo largo de plataformas de arcos marginales	Lago de Nicaragua	Sierra Nevada, este de California (Jurásico Inferior)
	Cuencas de tras-arco (“backarc basins”)			
Cuencas de tras-arco oceánicas (“oceanic backarc basins”)	Cuencas oceánicas pos-arco magmático intraoceánico	Tras-arco de las Marianas	Ofiolita de Josephine, norte de California (Jurásico)	

Convergente	Cuencas de tras-arco continentales (“continental backarc basins”)	Cuencas pos-arco marginal sin cinturones de pliegues y cabalgaduras	Plataforma Sunda	Cordillera Americana (Triásico Superior-Jurásico Inferior)
	Cuencas foreland			
	Cuencas retro-arco en márgenes continentales (“retroarc foreland basins”)	Cuencas de ante-país del lado del continente en sistemas arco-trincheras situados en el margen continental	Pie de monte los Andes	El ante-país Sevier de la cordillera Americana (Triásico Superior)
	Cuencas de colisionales retroforeland (“collisional retroforeland basins”)	Cuencas de ante-país formadas en la placa superior durante una colisión continental	Porción oeste de la cuenca de Tarim, China	Cuenca de Ordos, China (Triásico-Jurásico)
	Cuencas rotas retroforeland (“broken-retroforeland basins”)	Cuencas formadas entre exhumaciones de basamento	Cuencas de las Sierras Pampeanas, Argentina	Cuencas Iaramide de Estados Unidos (Cretácico Superior-Paleógeno)
	Cuencas oceánicas remanentes (“remnant oceanic basins”)	Cuencas oceánicas achicándose debido a la colisión de márgenes continentales y sistemas arco trincheras, subducidas o deformadas dentro de cinturones de sutura	Bahía de Bengala	Cuenca de Ouachita (Pensilvánico-Pérmico)
	Cuencas proforeland (“proforeland basins”)	Cuencas de ante-país formadas en la corteza continental que es parte de la placa subducida durante la colisión	Golfo Pérsico	Depósito de Molasse, Suiza (Cenozoico medio)
	Cuencas cima de cuña (“wedgetop basins”)	Cuencas formadas y acarreadas en cabalgaduras	Cuenca Peshawar, Pakistán	Los Montes Apeninos, Italia (Neógeno)
	Cuencas Hinterland (“hinterland basins”)	Cuencas que se forman en la corteza continental engrosada detrás de los cinturones de pliegues y cabalgaduras	Meseta del Altiplano, Bolivia	Cuenca Zhada, Tíbet (Neógeno)

Transformante	Cuencas transtensivas pull-apart (“trantensional basins”)	Cuencas formadas por extensión a lo largo de una falla hacia la dirección del echado	Mar Muerto	Cuenca Magdalena, Golfo de San Lorenzo (Carbonífero)
	Cuencas transpresivas (“transpressional basins”)	Cuencas formadas por acortamiento a lo largo de curvas donde cambia el rumbo de las fallas	Cuencas de Santa Bárbara, California (tipo ante-país)	Ridge basin california (Mioceno)
	Cuencas transrotacionales (“transrotational basins”)	Cuencas formadas por rotación de los bloques de la corteza alrededor de ejes verticales con sistemas de fallas laterales	Ante-arco de las Aleutianas Occidentales	Cuenca de Los Ángeles, topanga (Mioceno)
Híbrido	Aulacógenos (“aulacogens”)	Rift reactivados con ángulos rectos con respecto a cinturones orogénicos	Mississippi	Aulacógeno Anadarko, Oklahoma (Paleozoico)
	Impactógenos (“impactogens”)	Rift continentales de reciente formación perpendiculares a cinturones orogénicos, sin historia preorogénica	Rift Baikal, Siberia	Graben Rhine, Europa
	Foreland colisional por rotura (collisional broken foreland)	Diversas cuencas formadas en corteza continental deformada debido a colisiones distantes	Cuenca Qaidam, China	Cuencas ancestrales de las Montañas Rocallosas (Pensilvánico-Pérmico)
	Cuencas Halocinéticas (“halokinetic basins”)	Cuencas originadas por consecuencia a la deformación de cuerpos salinos	Las mini-cuencas de Golfo de México profundo	Cuenca La Popa, México
	Cuencas de impacto por meteorito (“bolide basins”)	Depresiones en la superficie terrestre como resultado de impactos de cuerpos extraterrestres	Crater Barringer, Arizona	Cuenca del Chicxulub, México (Cretácico-Paleógeno)
	Cuencas consecuentes (“successor basins”)	Cuencas formadas en marcos intermontados tras el cese de la actividad tectónica orogénica	Cuenca Sur, Arizona	Cuenca Sustut, Columbia Británica (Paleógeno)

Tabla 2.2 Clasificación de cuencas “límite tectónico al que se asocia” (Modificada de Ingersoll, 2012).

2.3 Marco Tectónico y Cuencas sedimentarias.

2.3.1 Cuencas Convergentes.

Se subdividen en dos tipos de ambientes; las que se encuentran relacionadas a la subducción y las que se encuentran relacionadas a la colisión.

Relacionadas a la subducción: Son característicos en los márgenes continentales activos, se distinguen porque constan de una trinchera submarina y un arco volcánico activo separados uno del otro. Los sitios de depositación más importantes son las trincheras, la zona de ante-arco (situada entre el arco y la trinchera) y, en algunos casos, el tras-arco volcánico (Dickinson, 1995).

En este tipo de entornos hay acumulaciones de sedimentos principalmente siliciclásticos derivados de la actividad del arco volcánico, incluyen arenas y arcillas depositadas en la plataforma; mientras que el depósito de turbiditas ocurre en facies más profundas. Estos sedimentos pueden ser depósitos de terrígenos transportados desde la superficie por medio de corrientes de turbidez junto con sedimentos pelágicos provenientes de la placa de subducción.

Relacionadas a la colisión: Es el resultado del proceso geológico en el que una cuenca oceánica se cierra, por lo que se involucra el choque entre continentes, en sistemas de arco activos. La colisión genera fuerzas de compresión que pueden originar un cinturón de pliegues y cabalgaduras con cuencas de ante-país a lo largo de la zona de sutura, se forman en respuesta a la compensación isostática. Pueden estar aisladas del océano y contener arenas, gravas, limos no marinos; también pueden tener conexión con el mar y albergar evaporitas, carbonatos y turbiditas.

2.3.2 Cuencas Divergentes.

Las cuencas divergentes se caracterizan por presentar rasgos de propios esfuerzos que originan condiciones extensionales, como los que se aprecian en las zonas de expansión del piso oceánico a lo largo de las dorsales oceánicas y en las regiones de extensión de corteza continental donde se forma un graben.

Las etapas de rompimiento continental se caracterizan por la ruptura de la corteza y de la caída de bloques por medio de fallas normales, que forman grabens llamados valles de rift. Existe una gran variedad de ambientes sedimentarios dentro de estas estructuras: marinos (plataforma, talud), no marinos (fluviales, lacustres, eólicos) y costeros o transicionales (deltas, estuarios). Este tipo de cuencas sedimentarias pueden contener una gran variedad de litología como: conglomerados, areniscas, lutitas, evaporitas y carbonatos.

2.3.3 Cuencas Intraplaca.

Las plataformas continentales son zonas estables en donde ya no hay actividad tectónica, con una cubierta sedimentaria delgada. Las cuencas que se desarrollan en estas plataformas estables se les conocen como cuencas cratónicas. Por lo regular tienen forma de ovalo y son rellenadas por sedimentos depositados en ambientes marinos someros; pueden incluir areniscas, lutitas correspondientes a depósitos fluviales y deltaicos. Los depósitos tienden a engrosarse hacia el centro, teniendo espesores de 1 km o más.

En este tipo de condiciones tectónicas se desarrollan una gran cantidad de cuencas sedimentarias. Uno de los subtipos más importantes son las cuencas intracratónicas, que son cuencas cratónicas con rifts inactivos subyacentes; otro tipo de cuenca que también tiene importancia son las cuencas de margen pasivo las cuales tienen una transición entre la corteza oceánica y continental, la cual no es un margen de placa activa. Se construye mediante la sedimentación por encima de una antigua zona de fractura, marcada por la corteza de transición. El rifting continental crea nuevas cuencas oceánicas. Finalmente, el rift continental forma un dorsal oceánico y el locus de extensión se aleja del límite continental del océano. La transición entre la corteza continental y oceánica que se va creando originalmente por rifting se conoce como margen pasivo. Algunas de estas están son rellenas por sedimentos marinos siliciclásticos, carbonatos o evaporíticos, provenientes de mares epicontinentales.

2.3.4 Cuencas Transformantes.

Se originan a lo largo de fallas que segmentan la cresta de la dorsal, también se forman a lo largo de los bordes transformantes entre las placas tectónicas de los márgenes continentales y dentro de los continentes; se les da una clasificación o se pueden conocer como cuencas transtensivas, transpresivas y transrotacionales, esto depende si se forman extensiones, compresiones o rotaciones de bloques corticales en fallas laterales o de rumbo.

Se pueden rellenar con sedimentos marinos o no marinos debido a la gran variedad de ambientes en que se dan, estos sedimentos tienen a ser gruesos debido a la alta tasa de sedimentación que resulta el rápido desgaste entre bloques corticales, y por lo que puedan presentar cambios faciales locales.

2.3.5 Cuencas Mixtas o Híbridas.

Los aulacógenos son un subtipo de rifts que están perpendicularmente en los márgenes continentales, son zonas de rompimiento que posteriormente fueron reactivadas en un régimen tectónico convergente; donde los grandes canales que se forman brazos de los aulacógenos se extienden hacia el interior de los cratones formando ángulos rectos con respecto a cinturones plegados se caracterizan por una depositación de secuencias sedimentarias de gran espesor por un largo periodo de tiempo. Este tipo de sedimentos pueden ser marinos (abanico, aluvial, etc.), de plataforma marina o de facies más profundas como las turbiditas.

Los impactógenos son similares a los aulacógenos en el aspecto de que forman ángulos rectos con respecto a los cinturones orogénicos, esta diferencia es que los impactógenos, no tienen una historia preorogénica.

Las cuencas de ante-país son cuencas híbridas porque se forman dentro de la corteza continental por efecto de distantes procesos de colisión. Las halocinéticas se forman como consecuencias de la deformación de cuerpos de sal y las de impacto se forman con la colisión de cuerpos extraterrestres.

2.4 Modelos de cuencas y sistemas petroleros.

Para realizar un buen trabajo de exploración de yacimientos de hidrocarburos, la mejor forma de reducir el riesgo es realizando estudios geológicos y geofísicos detallados. La interpretación sísmica permite interpretar las principales características del sistema petrolero, considerando a la Estratigrafía y a la Geología Estructural.

El modelado de cuencas y sistemas petroleros es una de las metodologías predictivas que permite conjuntar todos los elementos de un sistema petrolero para interpretar la evolución de una cuenca sedimentaria desde el pasado hasta el presente, desde que ocurre la sedimentación hasta que se genera o almacenan hidrocarburos. En la Figura 2.2 se representa de manera esquemática como a través del tiempo se pueden generar hidrocarburos.

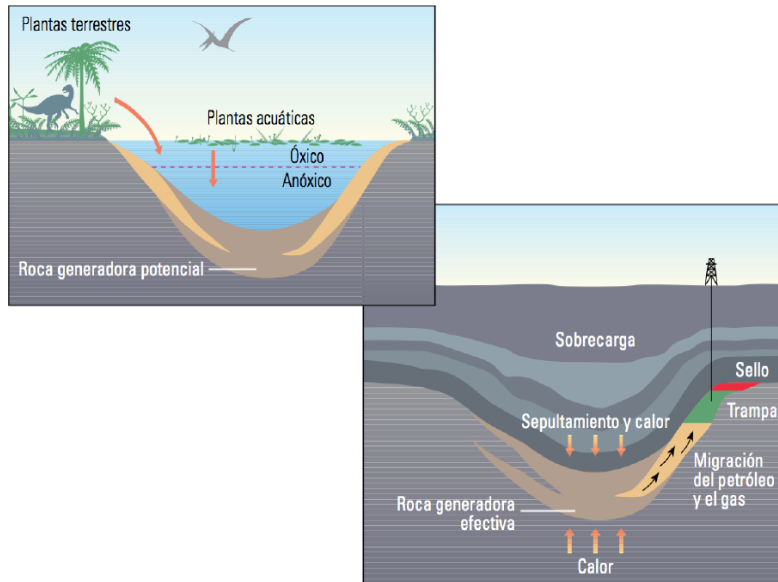


Fig. 2.2 Representación del pasado y el presente de un cuenca sedimentaria (Matlak et. al., 2009).

En la Figura 2.3 se representa de forma resumida el modelo de un proceso iterativo, compuesto de pasos múltiples e interrelacionados. Consiste en dos etapas, la primera es la construcción del modelo sedimentológico-estratigráfico con la identificación cronológica de la deposición de cada capa y sus propiedades físicas; en la segunda etapa, se tiene el modelo directo, que consiste en ejecutar cálculos sobre el modelo para simular los procesos geológicos que generan y almacenan los hidrocarburos.

Construcción del modelo

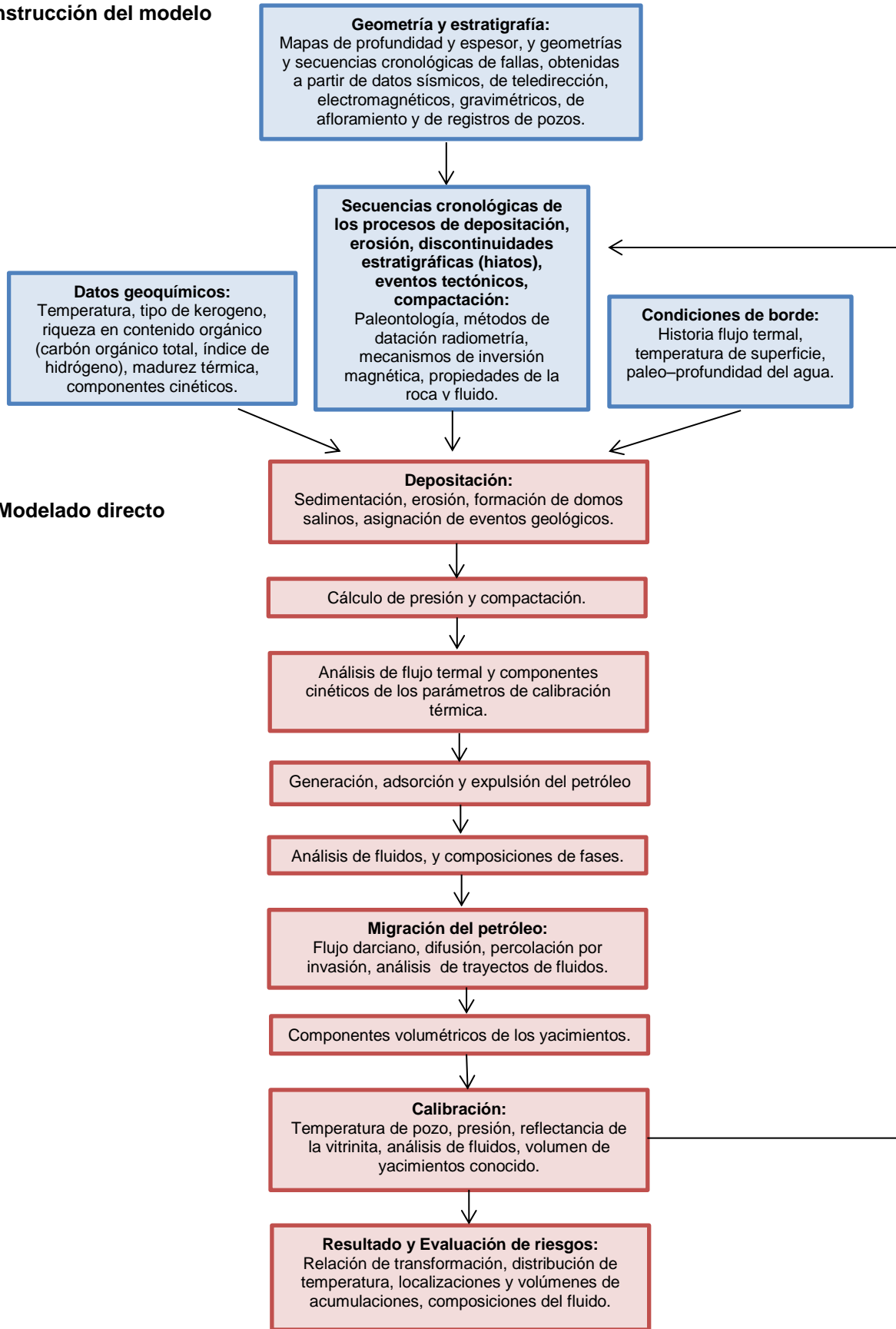


Fig. 2.3 Modelo iterativo (Modifica de Matlak et. al., 2009).

Capítulo 3. Cuencas de Margen Pasivo

3.1 Características generales de un margen pasivo.

Los márgenes pasivos o estables se sitúan dentro de una misma placa tectónica, de manera que el límite entre la corteza continental y la corteza oceánica se hace por yuxtaposición. La morfología representa la mayoría de los márgenes del Atlántico, en la cercanía de los continentes, razón por la que también se conocen con el nombre de márgenes de tipo Atlántico. Se caracterizan a partir de la línea de costa, por tener una plataforma relativamente ancha aproximadamente de 70-80 km, a la que sigue el talud con una pendiente de 4-5° y, posteriormente en la zona abisal (rise continental), área extensa de pendiente muy suave hacia el interior del océano que llega a los 4,000 o 5,000 m de profundidad, para pasar lateralmente a las llanuras oceánicas. La corteza continental de los márgenes pasivos sufre un progresivo adelgazamiento al estar sometida a una extensión igualmente progresiva. En definitiva estos márgenes presentan una dinámica extensiva por lo que también se les llama márgenes en extensión (Vera, 1994).

Tienen como piso a la corteza oceánica, la cual no sufre procesos ni de expansión, ni subducción; por lo que no hay márgenes de placa activo dentro de las cuencas (Figura 3.1), (Ingersoll y Busby, 1995). La transición entre la corteza continental y oceánica que fue creado originalmente por un rift se conoce como margen pasivo.

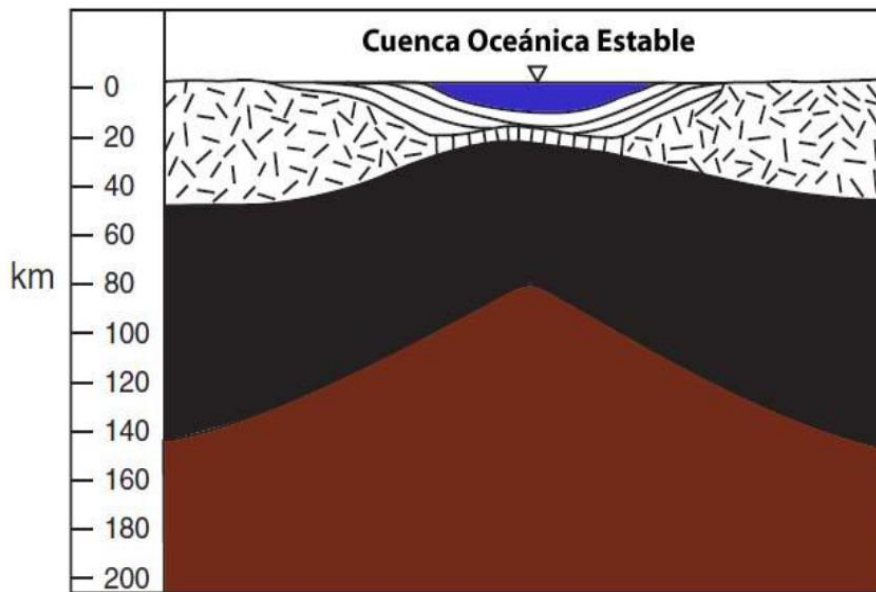


Fig. 3.1 Modelo de una cuenca actualístico "Cuenca oceánica pasivas o estables". Corteza continental=líneas dispersas, corteza oceánica=líneas verticales, manto litosférico y rocas ígneas derivadas=negro, magmas derivados=marrón (Modificado de Ingersoll, 2012).

Este marco contrasta con las cuencas oceánicas activas, que incluyen por lo menos una dorsal de expansión activa (ej. Océanos Atlántico, Pacífico e Índico); y con las cuencas oceánicas remanentes, que son pequeños océanos contraídos, delimitados por lo menos por una zona de subducción (ej. Bahía Bengala y Golfo Huon). El término “pasivo” implica que no existe actividad orogénica dentro o cerca de la cuenca, y “oceánico”, implica que la cuenca se encuentra por debajo de la litósfera oceánica, a diferencia de las cuencas intracratónicas, que están típicamente por debajo de la litósfera continental parcialmente asociada a un rift (Ingersoll y Busby, 1995).

Las cuencas pasivas son creadas por dos procesos contrastantes:

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

Este tipo de cuencas tienen en general tiempos de vida de millones de años, y pueden variar considerablemente en cuanto a su tamaño. El Golfo de México, la cuenca de margen pasivo más grande a nivel mundial, es rellenada rápidamente, principalmente por el aporte sedimentario a lo largo de su margen norte (la zona marginal continental progradante de la Costa del Golfo), sin embargo, aún contiene corteza oceánica con una delgada cubierta sedimentaria en la parte sur (Dickinson y Lawton, 2001).

Las cuencas foreland se pueden formar por encima de los bordes de las cuencas oceánicas pasivas durante la deformación contraccional (ej. Márgenes de la cuenca Tarim moderna y la cuenca Chicontepec). Las cuencas intracratónicas pueden experimentar hundimiento renovado o inversión tectónica (ej. Mar del Norte moderno), (Cooper y Williams, 1989; Cameron et al., 1992).

Los márgenes pasivos se encuentran en todos los límites del océano y un continente que no está marcado por una falla transformante o una zona de subducción. Los márgenes pasivos definen la región que rodea el Océano Atlántico, el Océano Ártico y el Océano Índico occidental, y definen la totalidad de las costas de África, Groenlandia, India y Australia. También se encuentran en la costa este de América del Norte y América del Sur, en el oeste de Europa y la mayor parte de la Antártida. En Asia del Este también contiene algunos márgenes pasivos (Figura. 3.2).

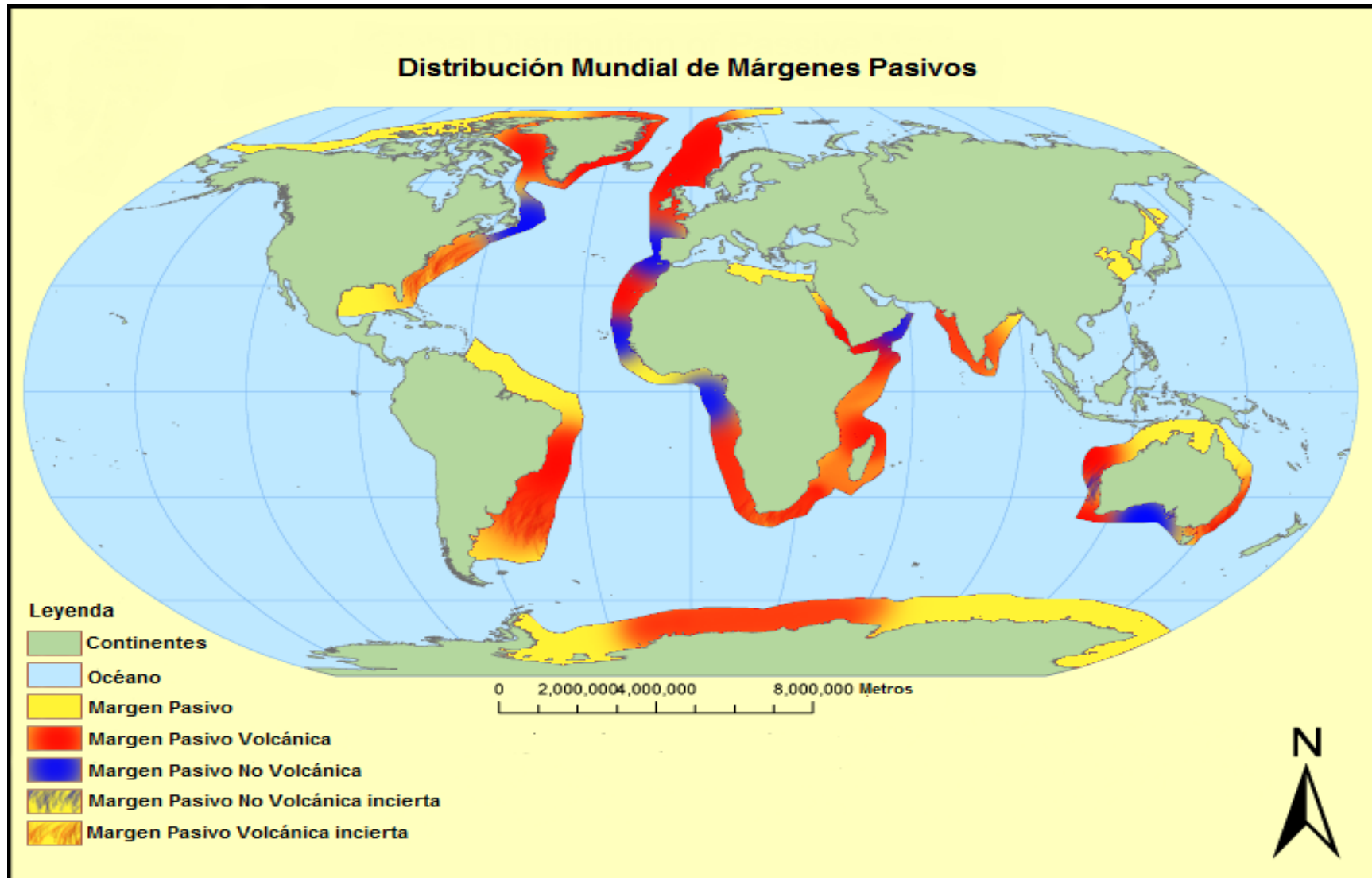


Fig. 3.2 Distribución Mundial de los márgenes pasivos (Modificada de Melluso et al., 2002)

3.2 Formación de los márgenes pasivos.

Ciclo de Wilson.

Uno de los avances más importantes en el estudio de la formación y la evolución de las cuencas sedimentarias es la construcción y evolución de los márgenes continentales propuesto por Wilson, que implica la siguiente idea esencial: los márgenes se inician, evolucionan y se destruyen, pasando sucesivamente por fases de extensión, subducción y colisión. Los distintos tipos de márgenes continentales actuales no son más que la expresión de alguna etapa de ese proceso continuo de evolución. En algunos libros (p.ej. Allen y Allen, 1990; Kearey y Vine, 1990; Einsele, 1992) se menciona el modelo de evolución con mayor fundamento conocido como ciclo de Wilson, en honor al autor que lo propuso inicialmente.

El ciclo de Wilson permite explicar cómo dentro de una misma placa con corteza continental de espesor considerable (30-35 km) se puede iniciar el proceso de formación de un nuevo límite de placas, al formarse una fosa tectónica (graben) que empieza a recibir sedimentos. Dicha fosa puede evolucionar a una cuenca de tipo rift y a la formación de corteza oceánica, para después pasar a una larga etapa de expansión oceánica con el desarrollo de dos márgenes continentales en todas sus etapas (tipo mar Rojo, tipo Atlántico y tipo Pacífico). El ciclo termina tras producirse una colisión que ocasiona la formación de una cadena montañosa intracontinental, que tiende lentamente a erosionarse con lo que se llega a una situación análoga a la inicial (Figura. 3.3). Hay otro tipo de cadenas de montañas que se forman en la fase de subducción y se localizan en el borde de un continente (p.ej. Andes), (Vera, 1994).

El ciclo se inicia dentro de un bloque continental situado dentro de una placa, en el que la corteza continental tiene 30-35 km de espesor (Figura. 3.3A). En dicho bloque se forman fallas normales que delimitan una fosa tectónica o graben dentro de un proceso de extensión (Figura. 3.3B) (Vera, 1994).

El graben se acentúa y se rellena parcialmente de sedimentos, en su mayoría en los continentes fluviales y lacustres, y en menor escala vulcanoclásticos, marinos someros y costeros. Continúa con el proceso de extensión de la corteza, con lo que se llega a la fase denominada rift continental (Figura. 3.3C), que se considera la etapa inicial del ciclo (Vera, 1994).

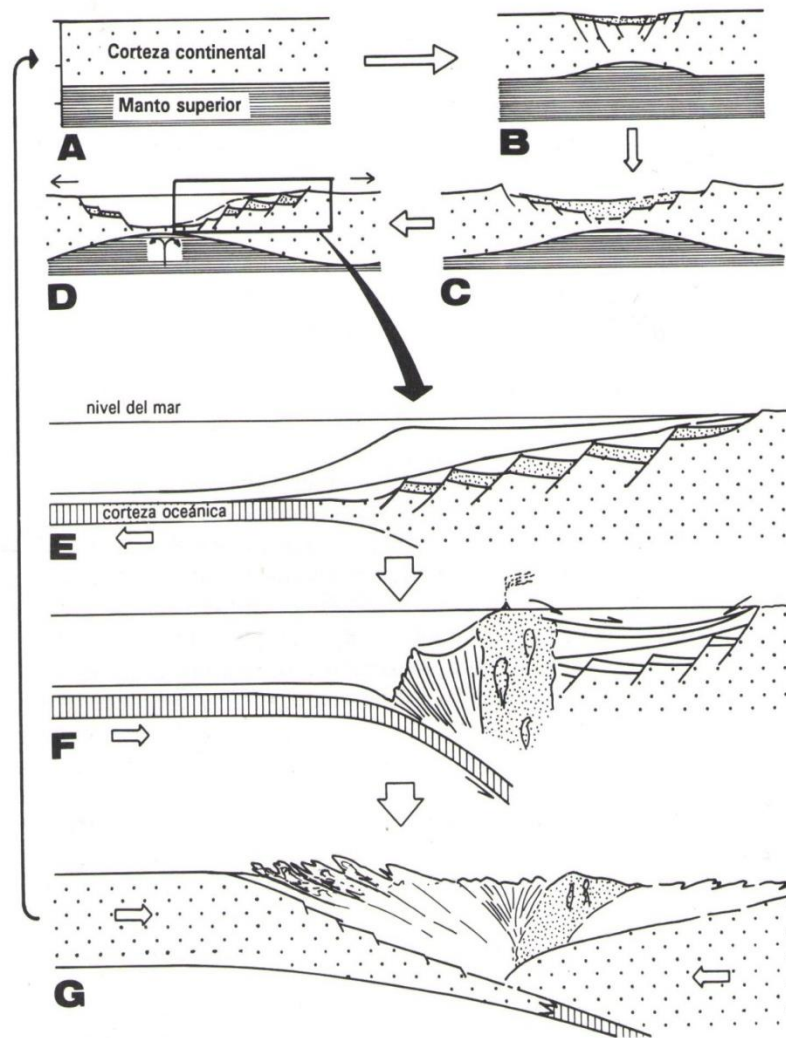


Fig. 3.3 Esquema gráfico del Ciclo de Wilson, inspirado en trabajos previos de numerosos autores. A.- Bloque continental dentro de una placa. B.- Inicio de la fracturación, adelgazamiento de la corteza continental y comienzo de la sedimentación. C.- Etapa de rift continental con la acentuación de la fracturación por extensión, adelgazamiento de la corteza y relleno sedimentario. D.- Etapa juvenil o de océano estrecho, con inicio de corteza oceánica. E.- Etapa madura, con márgenes pasivos o de tipo Atlántico. F.- Etapa de margen activo o de Pacífico. G.- Etapa de colisión (Vera, 1994).

El progresivo adelgazamiento de la corteza continental en las partes centrales de la fosa conlleva un proceso de máximo interés: la formación de corteza oceánica. De este modo se pasa a la fase de océano estrecho o etapa juvenil del margen, que Boillot (1984), divide a su vez en dos fases la fase; de “Mar Rojo” con comunicaciones difíciles con el océano abierto y la fase de océano estrecho propiamente dicha en la que se implanta un régimen claramente marino (Figura. 3.3D), (Vera, 1994).

La expansión oceánica durante un prolongado intervalo de tiempo (varias decenas de Ma) lleva a la fase de madurez. A cada uno de los lados de este océano que se van ampliando se desarrollan márgenes pasivos o de tipo Atlántico, en los cuales se acumulan importantes volúmenes de sedimentos (Figura. 3.3E), en especial en los márgenes que Boillot (1984) llama “nutridos”. Las áreas de corteza continental adyacentes (en el inicio del ciclo) en esta fase se separan de manera muy considerable (centenares o miles de kilómetros) de manera que se forman dos márgenes continentales, donde cada uno tiene o puede tener historias propias, ya que pueden tener áreas distintas e incluso, a veces, condiciones climáticas diferentes (Vera, 1994).

La propia carga de sedimentos ocasionan un desacoplamiento en el límite entre la corteza continental y la oceánica adyacentes. La litosfera oceánica se empieza a hundir por debajo de la continental con lo que el margen se transforma de uno de tipo pasivo a tipo activo. Boillot (1984), considera que para que este acontecimiento ocurra es necesario que hayan transcurrido 180-200 Ma de la fase de expansión, tiempo que tardaría en producirse el enfriamiento. Durante la etapa de margen activo o de tipo Pacífico (Figura. 3.3F) se produce una reducción progresiva de la extensión del océano en un régimen claramente convergente, que contrasta con el divergente. La prolongada subducción de la placa que contiene la corteza oceánica que se hunde siguiendo un plano no horizontal (Zona de Benioff) produce una acumulación tectónica (prisma de acreción) de rocas sedimentarias (Vera, 1994).

Del mismo modo la subducción produce que los materiales de la corteza continental (y los sedimentos más modernos) situados sobre el plano de Benioff tienen importantes modificaciones por el efecto de procesos magmáticos y metamórficos, que producen la formación de arcos volcánicos en la superficie, en los que se crea nueva corteza continental (Vera, 1994).

La subducción prolongada conlleva el progresivo acercamiento de las áreas de la corteza continental que al inicio del ciclo eran adyacentes y que se alejaron durante la expansión. La subducción termina con la colisión de las dos áreas continentales, dado que por sus densidades no es posible que una se hunda bajo la otra. La cobertura sedimentaria de ambos márgenes sufre un despegue de sus substratos, con una intensa deformación y elevación, constituyendo una cadena de montañas (Figura. 3.3G). Los bloques continentales quedan soldados, desapareciendo el límite de placas que anteriormente se localizaba en la zona de subducción y se forma una gran masa de material litosférico de poca densidad (corteza continental) que llega a profundidades de 40-50 km. El reajuste isostático de la misma y la simultánea denudación de los nuevos relieves lleva lentamente

una situación análoga a la inicial (Figura. 3.3A), con lo que termina el ciclo (Vera, 1994).

Este modelo explica de una manera integrada todos los procesos de formación de las cadenas montañosas, ya que implica movimientos laterales y verticales de masas litosféricas de centenas y miles de kilómetros. Existen múltiples variantes de evolución de márgenes continentales, en los cuales las zonas de subducción no se localizan en el límite entre la corteza continental y oceánica sino que se produce dentro de la corteza oceánica (Vera, 1994).

En el ciclo de Wilson las etapas iniciales, de rift y de tipo Mar Rojo, tienen una duración conjunta relativamente corta (20 Ma) mientras que la siguiente, de margen pasivo (o de tipo Atlántico) es mucho más larga (180-200 Ma). Por ello, en la actualidad se disponen de múltiples ejemplos de márgenes de tipo Atlántico, como también son frecuentes los antiguos márgenes pasivos que pasaron por esta fase y actualmente están en etapas más avanzadas del ciclo de Wilson (Vera, 1994).

La abundante información de geología de subsuelo (sísmica, registros geofísicos de pozos, pozos perforados) de estos márgenes permite disponer de múltiples ejemplos con un excelente grado de precisión sobre geometría de las unidades, edades de los materiales y relaciones de continuidad/discontinuidad entre las unidades según los sectores del margen. Existen numerosas publicaciones sobre márgenes continentales (Doyle y Pilkey, 1979; Boillot, 1984; Boillot et al, 1984; Berg y Woolverton, 1985; Bally, 1987; Tankard y Balkwill, 1989; Edwards y Santogrossi, 1990) con una amplia información sobre márgenes pasivos de diferente tipo y localidad. Emery y Uchupi (1984) incluyen una valiosa información sobre márgenes de muy diversas localizaciones de las costas atlánticas tanto europeas, africanas como americanas (Vera, 1994).

Según Vera (1994), los rasgos comunes que caracterizan a todos los márgenes continentales pasivos, en su fase de tipo Atlántico, son los siguientes:

- a. Individualización de dos grandes dominios paleogeográficos, uno de plataforma continental adyacente al continente con el subsuelo de la corteza continental y otro de sedimentación en la zona de mar más alejadas y profundas, cuyo subsuelo es una parte de corteza continental y la otra de corteza oceánica.
- b. Formación de unidades litoestratigráficas progradantes en el primero de los dominios paleogeográficos diferenciados.

- c. Inicio de la sedimentación de turbiditas (facies asociadas), que se intercalan entre materiales hemipelágicos.
- d. Establecimiento de corrientes oceánicas que entre otras consecuencias trae consigo el depósito de contornitas.
- e. Depósito de un prisma sedimentario con un gran espesor que se acuña hacia el continente y reduce fuertemente su espesor hacia el océano.

Con la información obtenida del ciclo de Wilson podemos mencionar que hay tres etapas principales en la formación de márgenes pasivos (Figura 3.4).

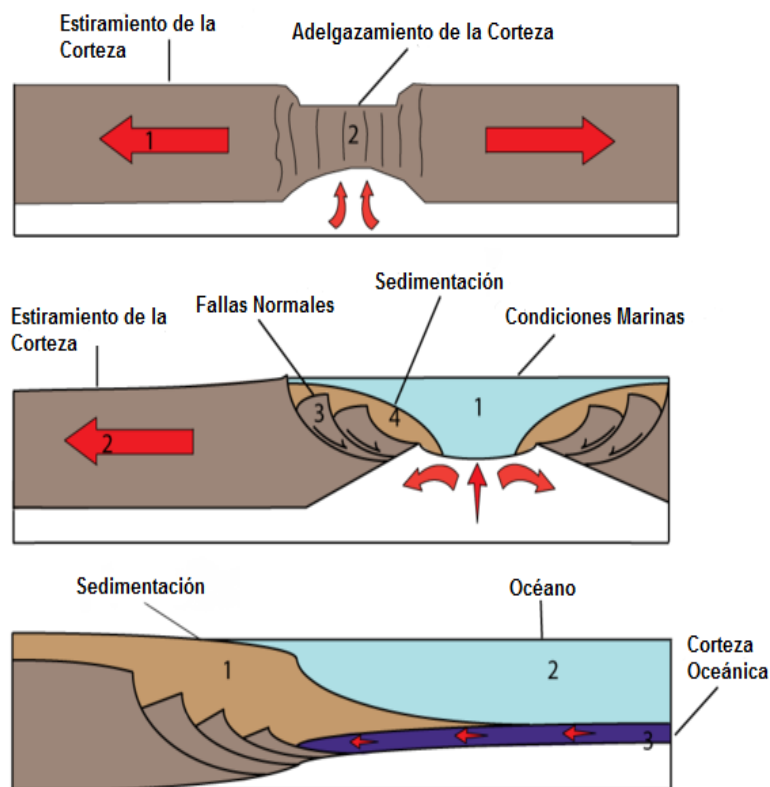


Fig. 3.4 Etapas principales para la formación de márgenes pasivos (Modificado de Mjelde R, et al., 2007)

En la primera etapa, un rift continental se establece debido al estiramiento y adelgazamiento de la corteza y litosfera como resultado del movimiento de las placas. Este es el principio de la corteza continental de subsidencia. El drenaje se genera lejos de la ruptura en esta etapa.

La segunda etapa conduce a la formación de una cuenca oceánica, similar a la del Mar Rojo. La corteza continental se deforma con fallas normales que se establecen las condiciones marinas de transición. Las zonas con restricción de

circulación de agua de mar junto con el clima árido crean depósitos evaporíticos. La sal tiene baja densidad por lo que esta tarda en migrar hacia arriba como domos de sal. La corteza y la litosfera se siguen estirando y adelgazando en esta etapa. Los márgenes pasivos volcánicos también tienen intrusiones ígneas y diques durante esta etapa.

La última etapa en la formación sólo ocurre cuando la corteza deja de estar en extensión y la corteza de transición y la litosfera disminuyen como resultado de un enfriamiento y engrosamiento. El drenaje empieza a fluir hacia el margen pasivo que causa la acumulación de sedimentos sobre él (Mjelde R, et al., 2007).

3.3 Componentes claves para identificar un margen pasivo.

3.3.1 Márgenes activos vs pasivos.

Se refiere a si existe un límite de la corteza entre las extensiones oceánicas y continentales, si son límites de placas o no. Los márgenes activos se encuentran en la vanguardia de un continente en el que se produce la subducción. Estos son a menudo marcados por la elevación de cadenas montañosas volcánicas en la placa continental, y por cadenas de islas en el arco sobre la placa oceánica. Con menor frecuencia hay una falla lateral, como ocurre en las costas Surestes de África. La mayor parte del Océano Índico oriental y casi toda el margen del Océano Pacífico, son ejemplos de márgenes activos. Mientras que una soldadura entre las cortezas oceánicas y continentales se llama un margen pasivo, considerando que no se refiere margen inactivo. La subsidencia activa, la sedimentación, las fallas de crecimiento, la formación de fluido en los poros y la migración son procesos muy activos en los márgenes pasivos. El margen pasivo sólo se refiere en que no son límites de las placas activas (Mjelde R, et al., 2007).

3.3.2 Morfología.

La morfología suele ser variada, y se relaciona con su evolución, así por ejemplo, las llanuras costeras suelen estar dominados por procesos fluviales, mientras que la plataforma continental es dominada por procesos deltaicos y litorales. En otros casos los grandes ríos que drenan en márgenes pasivos, aportan gran volumen de sedimentos; en otros escenarios se tiene “Estuarios” los que son comunes en los márgenes pasivos maduros. Aunque hay muchos tipos de márgenes pasivos, las morfologías de la mayoría de ellos no tienen muchos contrastes. Normalmente consisten en una plataforma continental, talud continental, elevación continental, y la llanura abisal. La expresión morfológica de estas características se define en gran medida por la corteza subyacente de transición y la sedimentación por encima de ella. Los márgenes pasivos definidos por un gran balance de

sedimentos fluviales y los dominados por procesos biogénicos de coral generalmente tienen una morfología similar, aunque los sedimentos son diferentes (Mjelde R, et al., 2007).

En latitudes altas y durante las glaciaciones, la morfología cerca de la costa de los márgenes pasivos puede reflejar procesos glaciales, como las estrechas entradas de mar (fiordos) de Noruega y Groenlandia.

3.3.3 Sección transversal.

Las principales características de márgenes pasivos se encuentran por debajo de los caracteres externos, por la que la transición entre la corteza continental y oceánica es una transición amplia conocida como corteza de transición. La corteza continental desaparecida está marcada por fallas normales que están inmersas hacia el mar. Las fallas transicionales en la corteza oceánica pueden ser enterradas profundamente debido a la subsidencia térmica y la masa de sedimentos que se acumula por encima de ella. La litosfera bajo márgenes pasivos se denomina litosfera de transición, la que se adelgaza hacia el mar en la transición hacia la corteza oceánica. Existen diferentes tipos de forma transitoria de la corteza, que dependen de qué tan rápido se produce un rift y lo caliente del manto subyacente. Los márgenes pasivos volcánicos representan un miembro extremo de la corteza de transición, por otro lado los márgenes pasivos volcánicos también están marcados por numerosos diques e intrusiones ígneas dentro de la corteza continental disminuida. Normalmente hay una gran cantidad de diques formados perpendicularmente a los flujos de lava hacia el mar (Mjelde R, et al., 2007).

3.4 Mecanismos de subsidencia.

Se caracterizan por originar grandes acumulaciones de sedimentos en las depresiones que forman cuencas sedimentarias. El espacio para estos sedimentos se llama espacio de acomodo y es debido al hundimiento de toda la corteza de transición. La subsidencia es causada en gran parte por el equilibrio gravitatorio que se establece en las diferentes partes de la corteza. La isostasia controla la elevación de los flancos donde ocurre ruptura y el posterior hundimiento del margen pasivo que evoluciona y se refleja sobre todo por los cambios en el flujo de calor. El flujo de calor en márgenes pasivos cambia significativamente a lo largo de su vida útil, ya que es alta al principio y con la edad disminuye. En la etapa inicial, la corteza continental y la litosfera se estiran y adelgazan debido al movimiento de las placas por lo que ocurre actividad ígnea. La litosfera se adelgaza lo que permite que la astenósfera se eleve más cerca de la superficie, lo que también ocasiona calentamiento de la litosfera suprayacente por conducción y

el desplazamiento horizontal por cuerpos intrusivos que emanan calor. El calentamiento reduce la densidad de la litosfera y eleva la corteza inferior a la litosfera. Además, las plumas del manto pueden calentar la litosfera y causar actividad ígnea. Una vez que se forma una dorsal oceánica se propaga, y comienza el inicio de rifting que se separa en márgenes pasivos conjugados y migra fuera de la zona de aporte del manto. La litosfera del manto por debajo de la transición oceánica continental adelgaza, se enfría, aumenta su densidad y por lo tanto comienza a ocasionar subsidencia. La acumulación de sedimentos por encima de la corteza de transición ocasiona un hundimiento progresivo y la litosfera ejerce presión litostática sobre corteza de transición (Mjelde R, et al., 2007).

3.5 Clasificación de los márgenes pasivos.

La diversidad de los márgenes pasivos permite clasificarlos de acuerdo a las siguientes consideraciones.

Un primer rasgo diferencial de los márgenes pasivos es el espesor de sedimentos que se han depositado en ellos, con lo que Boillot (1984) establece dos clasificaciones:

- Nutridos: Con espesores en la plataforma de 5-12 km y en el talud de 3-6 km.
- Desnutridos: Con espesores de 2-4 km en la plataforma y unos 4 km en el talud.

Vera (1994) considera que la mayoría de los márgenes europeos del Atlántico son desnutridos, mientras que los márgenes de las costas americanas son generalmente nutridos, con grandes espesores; por tanto tienen volúmenes muy considerables de sedimentos.

Un segundo rasgo diferencial es la morfología y la naturaleza de las unidades litoestratigráficas que constituyen el relleno del margen. Kingston et al. (1983) establecieron una clasificación en cuatro tipos básicos, aunque ellos mismos plantearon que muchos márgenes continentales reales presentaban rasgos mixtos de dos o más combinaciones. El primer tipo, está basado en ejemplos del suroeste de África, con depósitos clásticos (Figura. 3.5A), en los que se forman importantes volcanes de materiales detríticos progradantes. El segundo tipo, está basado en ejemplos de Senegal, contiene un banco carbonatado (Figura. 3.5B), ya que entre los sedimentos pelágicos y los carbonatos, hay una superficie erosiva correspondiente a un antiguo escarpe. El tercer tipo, está basado en el margen que contiene el Delta del Níger, donde se ha desarrollado un gran delta, los cuales

presentan rasgos de tectónica gravitacional sin sedimentación (Figura. 3.5C). El cuarto y último tipo es el de los márgenes continentales con desarrollo de la tectónica salina y está basado en los ejemplos de Gabón (Figura. 3.5D), (Vera, 1994).

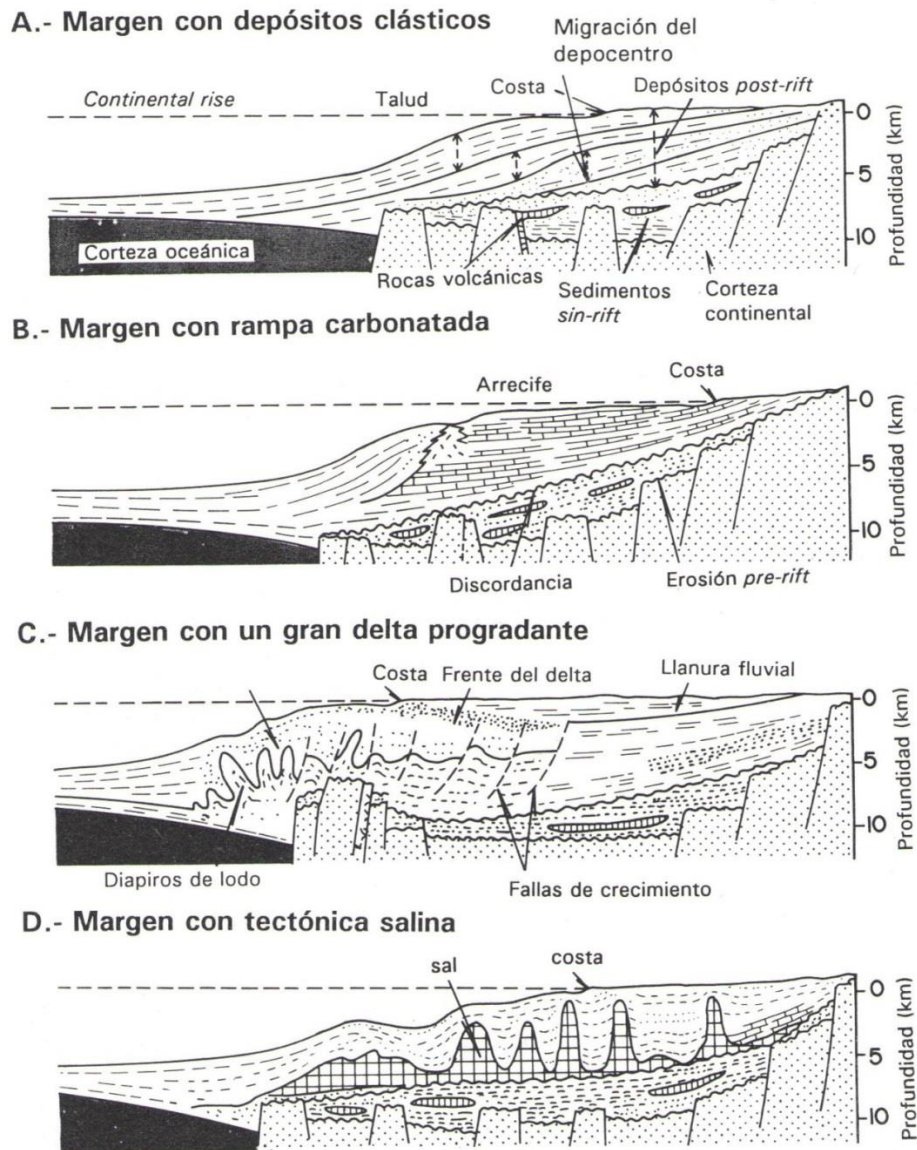


Fig. 3.5 Ejemplos de los cuatro principales tipos de márgenes pasivos o divergentes (o de tipo Atlántico). A.- Margen continental clástico normal basado en ejemplos del suroeste de África. B.- Margen continental con desarrollo de un banco carbonatado, basado en ejemplos de Senegal. C.- Margen continental con gran delta y con rasgos de tectónica gravitacional, basado en el Delta del Níger. D.- Margen continental con desarrollo de la tectónica salina basado en los ejemplos de Gabón (Vera, 1994).

En todos los casos anteriores, la interpretación de las secuencias sísmicas de los márgenes se puede diferenciar por el tipo y volumen del relleno sedimentario, por los depósitos sin-rift y los post-rift, que en general están separados por una superficie de discontinuidad. Con el término sin-rift se asocian los depósitos previos a la instauración de un océano amplio en el margen continental, por lo que incluye a los de la fase de rift propiamente dicha y la fase de tipo Mar Rojo. Con el término post-rift se denominan a los depósitos de la fase de tipo Atlántico (pasivos o estables), (Vera, 1994).

La diferencia entre ambos ocurre por:

1. Cambios bruscos de la tasa de subsidencia que es muy elevada en los depósitos sin-rift (100 m/Ma) y mucho más reducida en los post-rift en la margen pasiva (10-40 m/Ma).
2. Cambio de la naturaleza de los materiales rocosos, ya que los márgenes continentales son costeros y marinos, someros en los sin-rift mientras que los post-rift (margen pasivo) hay una amplia variación de sedimentos hemipelágicos, debido al inicio de la etapa de expansión.
3. Existencia de una discontinuidad estratigráfica que separa los materiales de la plataforma de los hemipelágicos suprayacentes.

En los análisis de antiguos márgenes continentales actualmente deformados (cadenas plegadas), la diferencia de los materiales sin-rift y post-rift se basa en la determinación de la edad de los materiales pelágicos más antiguos que cubren amplias extensiones y que se dispongan sobre los materiales marinos someros y continentales (sedimentos sin-rift). Así, por ejemplo, en la Cordillera Bética (sur de España) como en otras cordilleras alpinas mediterráneas (Alpes, Apeninos, Cárpatos, etc.) los sedimentos sin-rift son los de Triásico y una parte de Jurásico Inferior, mientras que los depósitos de post-rift de margen pasiva se iniciaron durante el Jurásico Inferior y Medio. Cuando en la interpretación de un margen continental pasivo se tienen rocas sedimentarias pre-rift se alude a los depósitos previos al rift, por lo tanto, se forman por un dominio tectoestratigráfico diferente al propio margen (Vera, 1994).

Actualmente se encuentran tres perspectivas diferentes que son necesarias para clasificar a los márgenes pasivos (Mjelde R, et al., 2007):

1. Formación Geométrica.
2. Naturaleza de la corteza de transición.
3. Sedimentación.

La primera describe la relación entre la orientación del rift y del movimiento de las placas, el segundo describe la naturaleza de la corteza de transición, y la tercera describe la sedimentación post-rift (margen pasivo). Las tres perspectivas necesitan ser consideradas en la descripción de un margen pasivo. De hecho, los márgenes pasivos son en muchos casos extremadamente extensos, y varían a lo largo de su longitud en la geometría, la naturaleza de la corteza de transición y el suministro de sedimentos. Por lo que es más apropiado subdividir a los márgenes pasivos individuales en segmentos sobre esta base y aplicar la clasificación triple a cada segmento.

3.5.1 Geometría de las márgenes pasivos.

Márgenes abiertos: Esta es la forma típica con la que se forman los márgenes pasivos, que se caracterizan por presentar extensiones continentales separadas que se mueven perpendicularmente a la línea de costa. Es así como se abrió el Atlántico central, comenzando en el Jurásico hasta construir márgenes pasivos en las proximidades de los continentes (Mjelde R, et al., 2007).

Margen cortado: Se forman donde la ruptura continental se asoció con fallas laterales. Un buen ejemplo de este tipo de margen se encuentra en la costa del oeste de África; estos márgenes son muy complejos y tienden a ser estrechos. También difieren de márgenes pasivos dislocados en el estilo estructural y de la evolución térmica durante la ruptura continental. A medida que el fondo marino del eje de propagación se mueve a lo largo del margen, la elevación térmica produce una cresta (Mjelde R, et al., 2007).

Margen transtensional: Este tipo de margen pasivo se desarrolla donde hay un rifting oblicuo a la costa, como está ocurriendo en la actualidad en el Golfo de California en las proximidades del continente (Mjelde R, et al., 2007).

3.5.2 Naturaleza de la corteza de transición.

La corteza de transición, se divide en dos materiales, corteza oceánica y corteza continental, que conforman la base de cualquier margen pasivo; estos materiales se forman durante la etapa de rifting y consta de dos elementos extremos: volcánicos y no volcánicos. Este esquema de clasificación sólo se aplica a los márgenes dislocados y transtensionales; la corteza de transición de los márgenes cortados es muy poco conocida (Mjelde R, et al., 2007).

Márgenes dislocados no volcánicos: los márgenes no volcánicos se forman cuando la extensión se acompaña de poca fusión del manto y por lo tanto tienen poca o nula actividad volcánica. La corteza de transición no volcánica consiste en la corteza continental delgada y que sufrió procesos de extensión. Los márgenes

no volcánicos se caracterizan por contener depósitos variados de rocas sedimentarias.

Margen rifted Volcánica: los márgenes volcánicos forman una parte de grandes provincias ígneas, que se caracterizan por ubicaciones masivas de rocas extrusivas e intrusivas máficas durante períodos de tiempo muy cortos. Los márgenes volcánicos se forman cuando un rifting se acompaña de fusión del manto, con vulcanismo que ocurre antes y/o durante la ruptura continental. La corteza de transición de los márgenes volcánicos se compone de rocas ígneas basálticas, incluyendo flujos de lava, mantos y diques de gabro.

3.5.3 Sedimentación.

Una tercera forma de clasificar a los márgenes pasivos es de acuerdo a la naturaleza de la sedimentación que ocurre a través del tiempo en que la cuenca esta activa, considerando que la sedimentación cambia rápidamente y de forma progresiva durante las etapas iniciales de la formación del margen pasivo, considerando que primero ocurre el rifting que fragmenta a la Corteza Terrestre, lo que ocasiona transgresiones marinas hasta que se establece un cierto margen pasivo. En consecuencia, la historia de sedimentación no siempre es el mismo, sin embargo algunos ejemplos de un margen pasivo inician como fluvial, lacustre, u otros depósitos, evolucionando con el tiempo a ambientes de transición y después marinos (Mjelde R, et al., 2007).

Los márgenes constructivos son el modo "clásico" de la sedimentación, donde la naturaleza de los sedimentos puede cambiar notablemente a lo largo de un margen pasivo, debido a las interacciones entre la producción de sedimentos de carbonato, la entrada de los ríos a lo largo de la costa y los cambios del nivel del mar. Cuando la entrada de sedimentos clásticos es pequeña, la sedimentación biogénica puede dominar especialmente cerca de la costa. El Golfo de México y el sur de Estados Unidos son un excelente ejemplo de márgenes pasivos con ambientes de pantano y arenosos al oeste, desde el delta del Río Mississippi hasta las playas de arena de carbonato al este. Las capas gruesas de sedimentos finos gradualmente van en aumento con la distancia de la costa, en función de la subsidencia del margen pasivo y la eficacia de los mecanismos de transporte tales como corrientes de turbidez y canales submarinos (Mjelde R, et al., 2007).

El desarrollo del borde de la plataforma y su migración a través del tiempo es crítico para el desarrollo de un margen pasivo. La ubicación de la ruptura de borde de la plataforma refleja la compleja interacción entre la sedimentación, el nivel del mar, y el tipo de sedimentos. En algunos casos los arrecifes de coral sirven como rompe olas que permiten que los sedimentos se acumulen entre ellos y la costa,

corta el suministro de sedimentos a aguas más profundas. Otro tipo de sedimentos es la presencia de rocas evaporitas, particularmente con abundancia de sal tal como ocurre a lo largo del margen pasivo de Texas y Louisiana (Mjelde R, et al., 2007).

Capítulo 4. Ejemplos Representativos

Las cuencas de margen pasivo son muy importantes, ya que algunas de ellas contienen importantes cantidades de reservas de hidrocarburos, como por ejemplo, el Golfo de México actual; pero en algunos casos los márgenes pasivos evolucionaron a otro tipo de cuencas como las foreland que también son muy importantes, ya que contienen yacimientos de hidrocarburos.

En este capítulo se describirán 3 cuencas con alto potencial de hidrocarburos (Golfo de México y Burgos en México, y Mars-Ursa en Estados Unidos) y otra que fue un margen pasivo pero conforme evolucionó se convirtió en una cuenca tipo foreland, pero cabe mencionar que en su etapa de margen pasivo se tienen yacimientos de hidrocarburos.

4.1 Ejemplos en México.

México se caracteriza por ser el país que cuenta con la cuenca de margen pasivo actual más grande del mundo, la cual cubre todo el territorio de la costa del Golfo de México; sus principales yacimientos petroleros se encuentran en esta zona aunque están asociados a una evolución tectónica distinta; se caracteriza por tener uno de los más grandes yacimientos de todo el mundo, esto hace que el Golfo de México sea muy importante para el país ya que durante su evolución se han tenido diferentes características tectónicas hasta determinar en la parte final del Cenozoico con un margen pasivo. A continuación se describen las características más relevantes de los ejemplos de México.

4.1.1 Cuenca de Burgos.

Se localiza en el noreste de México, tiene una extensión de 9,595 km², del lado mexicano, ya que se extiende al norte en los Estados Unidos, tiene una columna sedimentaria con más de 5,000 m de rocas clásticas del Cenozoico y 3,000 m de carbonatos, evaporitas y rocas clásticas del Mesozoico. Las sucesiones estratigráficas comprenden ciclos de depósitos transgresivos y regresivos, con discordancias que delimitan varias secuencias. Esta cuenca presenta diversos eventos tectónicos sobrepuestos. Su basamento consta de rocas metamórficas e ígneas, con fallas de extensión por un rifting vinculado con la apertura del Golfo de México durante el Triásico-Jurásico. Otro evento tectónico que se caracteriza es la subsidencia de la corteza y la acumulación de sedimentos marinos pretectónicos y sintectónicos, desde el Jurásico Tardío hasta el Eoceno. El periodo de deformación laramídica está representado por un nivel de desprendimiento superior, con pliegues suaves, fallas de crecimiento y superficies de profunda erosión (48.5 y 39.5 Ma). La etapa posttectónica presenta levantamiento de la corteza durante el Oligoceno asociado con fallas de extensión profunda, que originó el desprendimiento y desacople de la cubierta sedimentaria sobre

evaporitas del Jurásico, con discordancias mayores (30 Ma). Este evento dio origen a la formación inicial del Cinturón Plegado Perdido. Finalmente, una fase de deformación tardía, durante el Oligoceno tardío-Neógeno al Reciente, acompañada de la acumulación de potentes espesores de rocas clásticas que progradan hacia el Golfo de México, con fallas de crecimiento asociadas a diapiros de arcilla y de sal, con deformación tardía como la que se presenta en el Cinturón Plegado Perdido (Eguiluz de Antuñano, 2011).

Durante el Cenozoico, la Cuenca de Burgos es considerada un margen pasivo ya que no hubo tectonismo y solo hubo aportación de siliciclastos que conformaron areniscas y pelitas, con facies someras al occidente y facies profundas al oriente, propiciadas por transgresiones y progradaciones cíclicas que se indican en la Figura 4.1. El registro tipo indica la respuesta geofísica característica de las formaciones. Secuencias mostradas como progradaciones de arenas en términos relativos (P) y su fuente de proveniencia fluvial de los ríos Bravo (RB), Houston (RH) y Nazas y Aguanaval (NA). Las progradaciones de arenas promueven la abundancia de roca almacén, la abundancia de arcillas actúan como sellos y roca generadora, y los plays petroleros muestran su importancia de acuerdo al tamaño circular (Eguiluz de Antuñano, 2011).

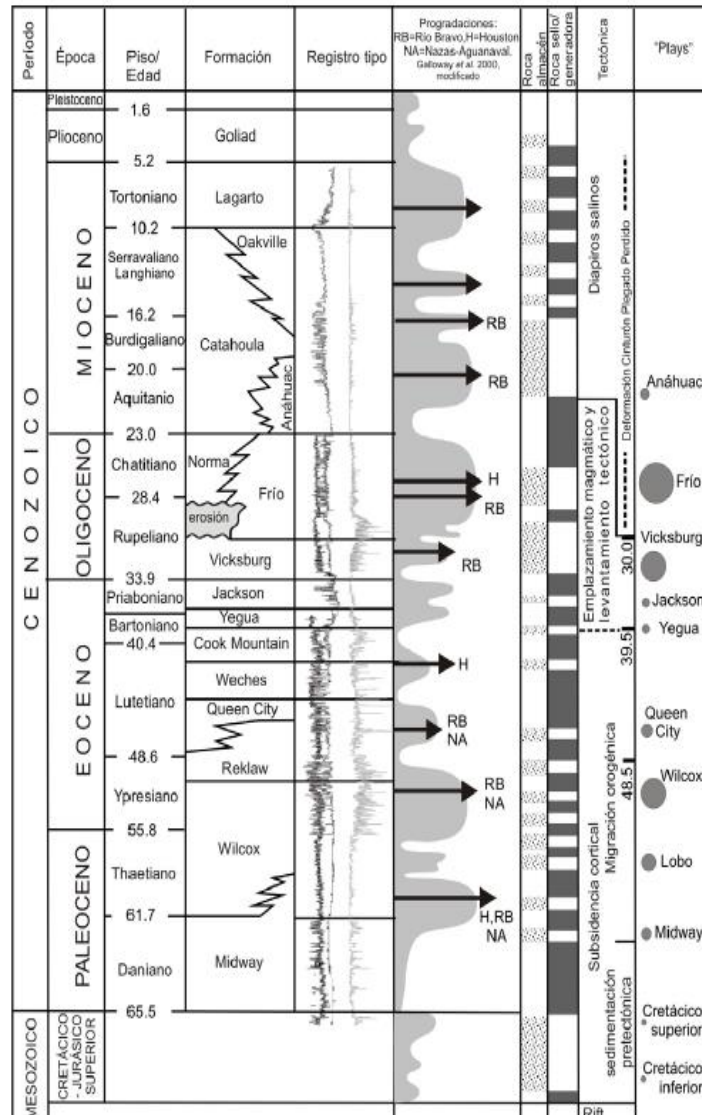


Fig. 4.1 Columna estratigráfica de las formaciones del Cenozoico en la Cuenca de Burgos. (Eguiluz de Antuñano, 2011).

Diferentes autores han estudiado a la Cuenca de Burgos encontrándose que en la parte del margen pasivo hubo múltiples aportes de sedimentos de diferentes lugares. Galloway et. al. (2000) consideran tres fuentes principales de aporte hacia el Golfo de México, son los ríos Mississippi, Houston y Bravo, apoyados con datos geoquímicos e isotópicos. Soegaard et. al. (2003), Lawton et. al. (2009) proponen que las cuencas de Parras y La Popa recibieron aporte de sedimentos que provinieron del occidente de México. Eguiluz de Antuñano (2011), considera que los ancestros fluviales de los actuales ríos Nazas y Aguanaval fueron las vías de transporte que llevaron grandes volúmenes de sedimentos elásticos a la parte central y sur de la Cuenca de Burgos.

En la Cuenca de Burgos, durante el Cenozoico, se depositaron potentes espesores de lutitas y areniscas, en ciclos de secuencias separadas por discordancias o mediante concordancias correlativas, posiblemente relacionadas con cambios del nivel del mar (Haq et. al., 1988).

Durante el desarrollo de este capítulo se describirán las formaciones que tiene la Cuenca de Burgos, dentro de su evolución como Margen Pasivo.

4.1.1.1 Ubicación.

La Cuenca de Burgos, es considerada como la principal cuenca productora de gas no asociado en el país, está localizada en el noreste de México, ubicada en el norte de los estados de Tamaulipas y Nuevo León. Se extiende al norte con EU donde se le conoce como Cuenca del Río Grande, limita al oeste con el Alto de Tamaulipas y con la Plataforma Burro Picachos, al oriente con Salina del Bravo, al sur con Tampico Misantla. Geográficamente, cubre una superficie aproximada de 110,000 km² y la actividad se centra en un área de 30,000 km² (Figura 4.2), (PEMEX, 2013-A).

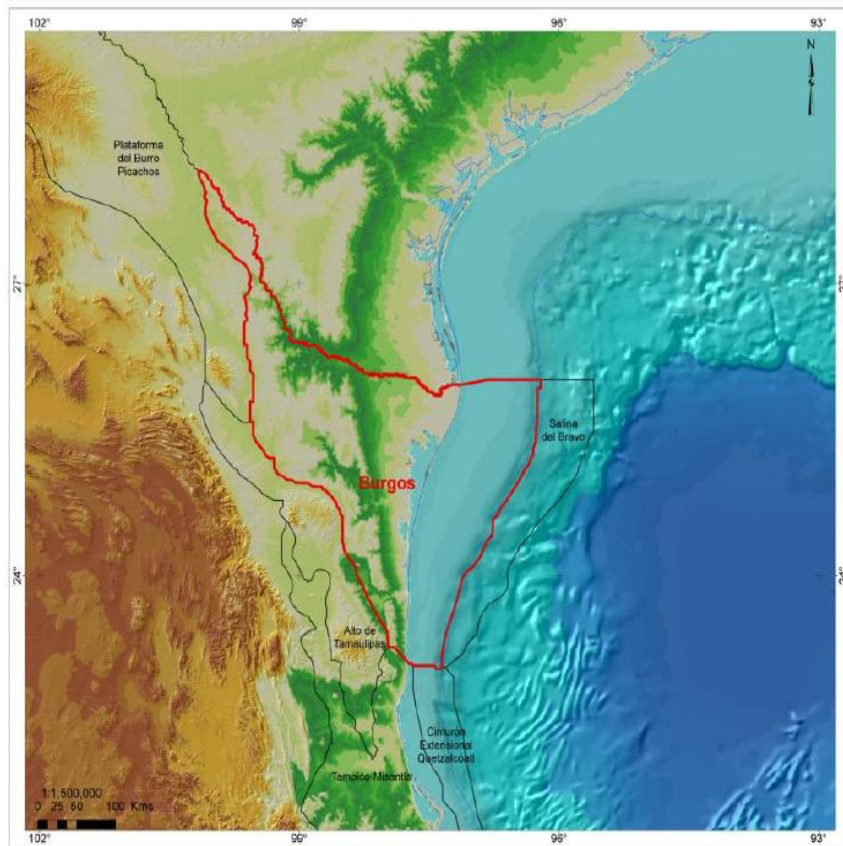


Fig4.2 Localización de la Cuenca de Burgos (PEMEX, 2013-A).

4.1.1.2 Configuración tectónica.

La Cuenca de Burgos se originó a principios del Cenozoico y en ella se depositó una columna sedimentaria del Paleógeno y Neógeno que alcanza espesores de aproximadamente 10,000 m. Su geometría estratigráfica y estructural obedece a progradaciones (Echánove, 1986) que dieron lugar a un arreglo en forma de franjas, variando cronológicamente de occidente a oriente desde el Paleoceno hasta el Mioceno (Echánove, 1986; Pérez Cruz, 1992; Eguiluz et. al., 2000; Téllez et. al., 2000) y obedecen primordialmente a regresiones marinas y a la actividad de fallas extensionales de crecimiento sin-sedimentarias (fallas normales) que desarrollaron estructuras “roll-over”. En la Figura 4.3 se observan las franjas con la distribución de las unidades estratigráficas donde se ubican campos petroleros de la cuenca en trampas estructurales, estratigráficas y combinadas (PEMEX, 2013-A)

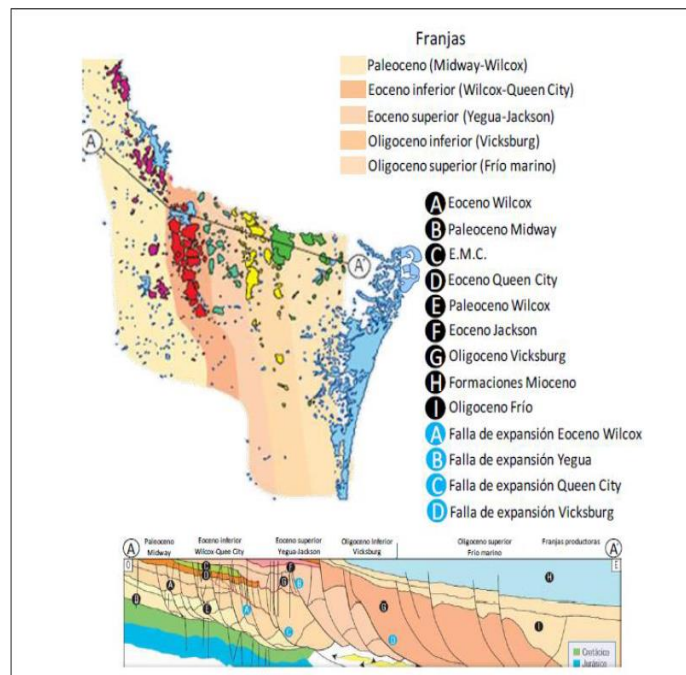


Fig.4.3 Franjas depositacional y sección estratigráfica-estructural de la cuenca de Burgos (PEMEX, 2013-A).

Estas fallas muestran una orientación NW-SE, pudiéndose distinguir en el área tres grandes estilos de fallas (Figura 4.4), uno hacia la porción occidental que involucra la franja del Paleoceno, en donde predominan las fallas normales post-depositacional, otro hacia las denominadas franjas del Eoceno y Oligoceno en las cuales son comunes las fallas sin-sedimentarias de mediano a bajo ángulo, y finalmente una zona en donde las fallas son también de crecimiento pero con trazas que tienden a la verticalidad y que afectan predominantemente la columna del Mioceno (PEMEX, 2013-A).

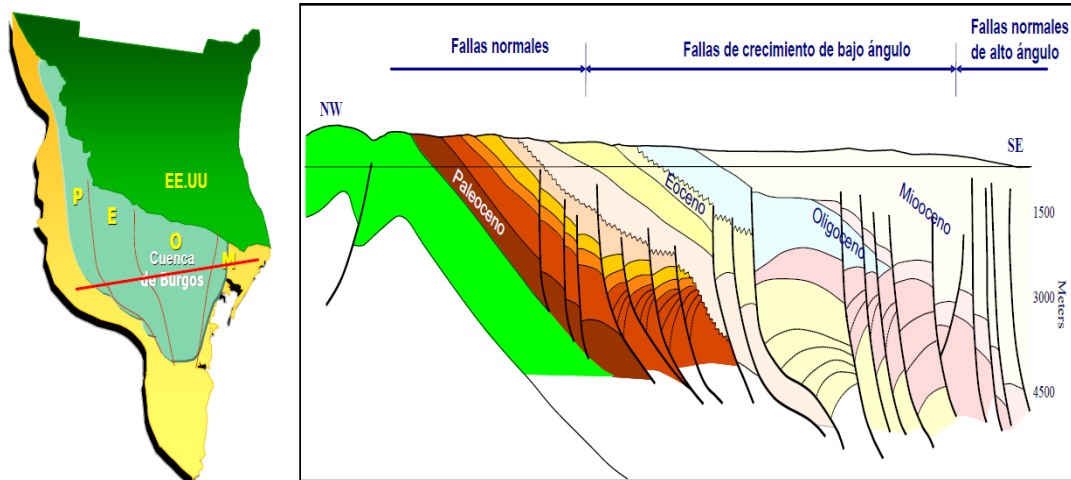


Fig. 4.4 Distribución de franjas progradantes y estilos estructurales (PEMEX, 2013-A).

La franja del Paleoceno sus fallas de crecimiento son de poca intensidad, corresponden con fallas normales, que no muestran mayor influencia en la columna sedimentaria salvo en algunas áreas en particular, sin embargo, para la Franja del Eoceno estos crecimientos son notables desarrollándose trampas estructurales de tipo “roll-over” asociadas a fallas de crecimiento de bajo ángulo que generalmente se despegan sobre los sedimentos arcillosos del Paleoceno inferior.

Para el Eoceno superior, la acción de estas fallas de crecimiento se desplaza al oriente donde se tienen expansiones considerables a nivel del Eoceno (Formaciones Yegua y Jackson), así como anticlinales de tipo “roll-over”. Esta zona de expansión del Eoceno medio-superior coincide con la zona de máxima pendiente del Mesozoico, así como con una zona en donde se presentan múltiples superficies de erosión que afectan las secuencias del Eoceno (formaciones Queen City, Cook Mountain y Yegua), así como una rápida progradación de esta última (PEMEX, 2013-A).

Durante el Oligoceno el sistema de fallas de crecimiento migran espacialmente hacia la región central de la cuenca, la columna sedimentaria se ve afectada por un gran número de fallas lítricas que tienen como característica ser de bajo ángulo, que por lo general tienen su plano de despegue sobre las rocas del Eoceno y Oligoceno, que regularmente dan lugar a gruesos depósitos de terrígenos en los bloques bajos de las mismas, así como grandes estructuras de tipo “roll-over”; en muchos casos son afectadas por fallas que contribuyen a fragmentar en bloques las estructuras. Este estilo estructural está asociado a regiones con alta tasa de sedimentación y rápido sepultamiento, seguidos por

movilización y sobre presurización de masas arcillosas, en respuesta a la rápida carga sedimentaria (PEMEX, 2013-A).

El estilo estructural para la franja del Mioceno, comprendida en la porción oriental de la cuenca, es dominado por fallas de crecimiento caracterizadas por ser de alto ángulo, de corto espaciamiento entre una y otra, dando lugar a bloques rotados y estructuras anticlinales colapsadas y afectadas por numerosas fallas, posiblemente como resultado del emplazamiento de núcleos arcillosos. Una característica de estos bloques es que los mayores espesores de sedimentos se depositaron en el Mioceno; se ubican hacia la parte occidental de la plataforma y se adelgazan hacia el noreste. Estas fallas lístricas son abundantes, de corto espaciamiento entre ellas, curvadas y discontinuas, típicas de regiones caracterizadas por fallas lístricas en el borde de la Cuenca del Golfo de México (PEMEX, 2013-A).

4.1.1.3 Evolución tectónica estructural.

La Cuenca de Burgos está situada en un margen pasivo y posee elementos tectónicos sobrepuestos. Los elementos tectónicos relevantes que lo rodean son: el Arco de Salado, el Lineamiento del Río Grande y el Cinturón Plegado Perdido (Figura 4.5), (Pérez, 2014).

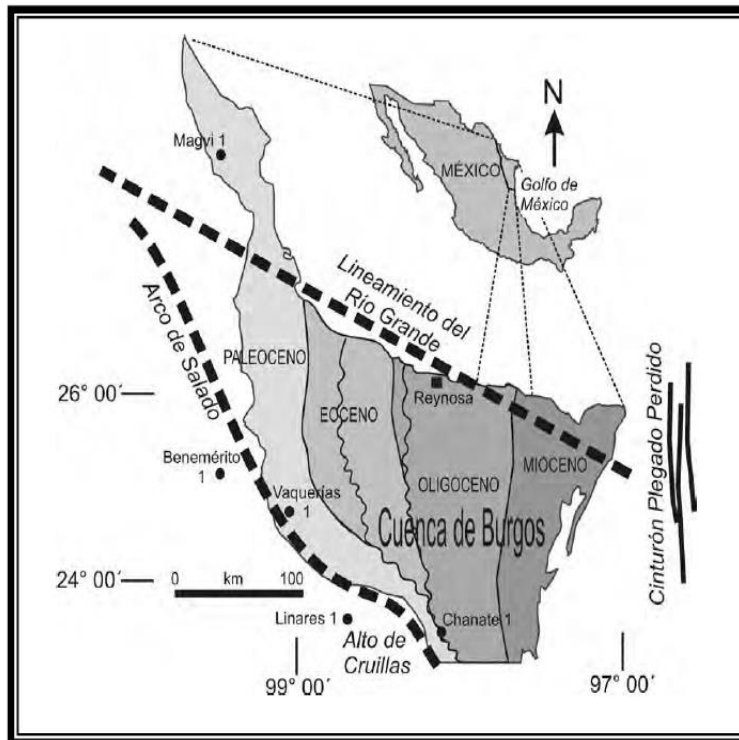


Fig. 4.5 Franjas de afloramiento sedimentarios y elementos tectónicos (Eguiluz de Antuñano, 2011).

A principios del Mesozoico en una condición muy diferente a la de margen pasivo, el área de la Cuenca de Burgos estuvo expuesta a una tectónica que ocurrió deformación por extensión, asociada a la etapa de la apertura del Golfo de México; este sector estaba limitado al occidente con elementos altos (Tamaulipas, Picachos y San Carlos) a través de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo (Pindell et. al., 2002). La sedimentación sin-rifting inició con depósitos de lechos rojos y posteriormente con sal. Del Jurásico Superior y hasta término del Mesozoico el área correspondió a una cuenca marina rift somera con amplias plataformas, donde tuvieron lugar depósitos de areniscas, evaporitas, calizas y lutitas (Pérez, 2014).

Al término del Cretácico Superior y durante parte del Cenozoico, se desarrolló el evento orogénico laramídico que ocasionó levantamiento y plegamiento en el occidente de la cuenca (Alfonso, 1976), para dar lugar a los grandes pliegues estructurales de la Sierra Madre Oriental; este levantamiento fue acompañado por el desarrollo de cuencas paralelas al cinturón plegado (cuencas de foreland), y alojándose al oriente del frente deformado se forman cuencas de Margen Pasivo, entre ellas la denominada Cuenca de Burgos hacia el frente de la Sierra Madre Oriental, que operó como centro de recepción del gran volumen de sedimentos. De esta manera gruesas secuencias de areniscas y lutitas de ambientes que varían de marginales a francamente marinos, progradaron sobre el margen de la plataforma Cretácica durante el Cenozoico. El levantamiento tectónico y la sedimentación asociada provocaron el inicio del movimiento de las fallas normales en donde la porción occidental de la cuenca a partir del Paleoceno y en el Eoceno este sistema extensional se caracterizó por fallas de crecimiento que fueron aumentando en intensidad. Los niveles de despegue del sistema extensional se ubicaban en el límite Eoceno y Oligoceno con grandes fallas de crecimiento y conformando a partir de este tiempo un sistema ligado de extensión-contracción (Figura 4.6), que provocó hacia el oriente de la cuenca grandes movilizaciones de cuerpos de arcilla y salinos en su porción marina y la formación del Cinturón Plegado Perdido más al oriente. El sistema extensional continuó migrando hacia el límite oriental de la cuenca durante el todo el Neógeno (Pérez, 2014).

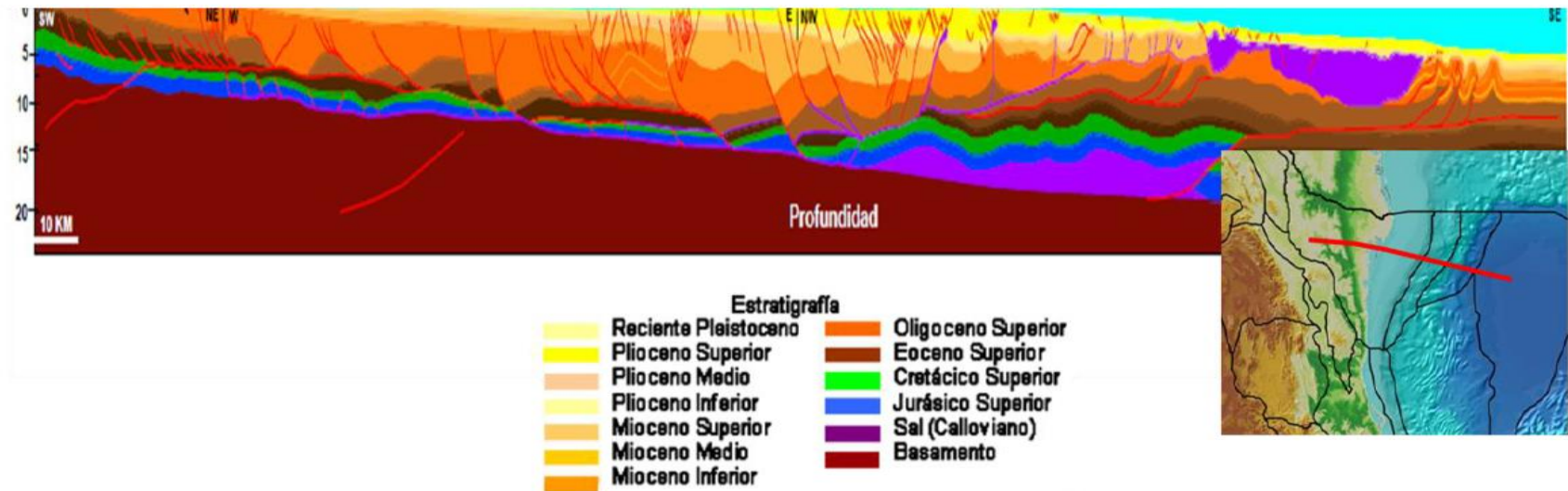


Fig. 4.6 Sistema Ligado extensión-contracción (PEMEX, 2013-A).

4.1.1.3 Marco estratigráfico y ambiente de depósito.

La Cuenca de Burgos es una región geológica en donde se han depositado una serie de secuencias de rocas sedimentarias que van desde el Jurásico, Cretácico y hasta el Cenozoico, con un espesor que varía de 8,000 a 10,000 m (Figura 4.7). La columna sedimentaria de la Cuenca de Burgos, incluye varios plays productores, ya que abarca todo el Paleógeno-Neógeno y yace sobre rocas del Mesozoico. El relleno sedimentario dentro de la Cuenca de Margen Pasivo está compuesta por una alternancia de lutitas y areniscas, depositadas en un patrón general progradante hacia el oriente (Pérez, 2014).

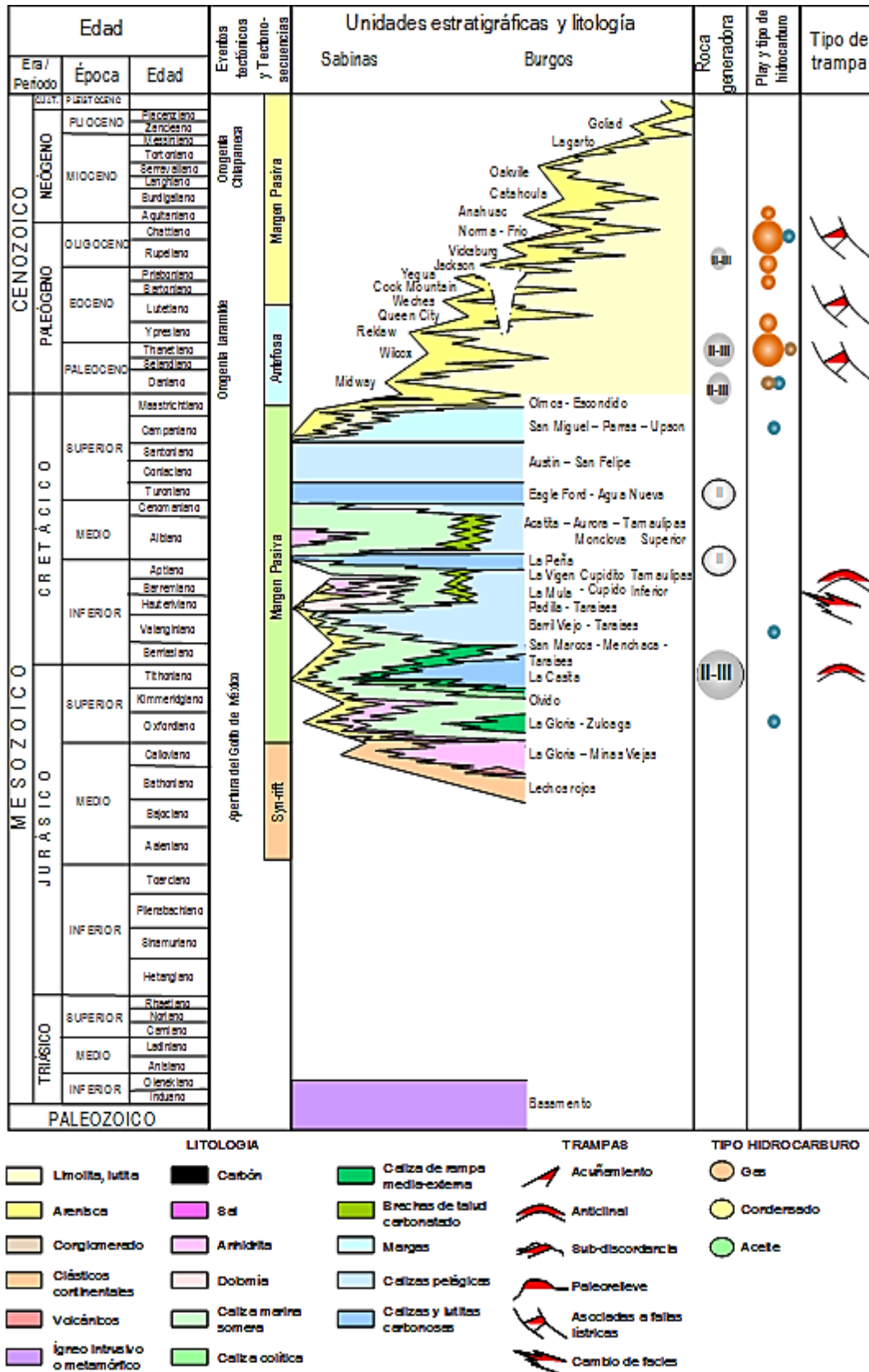


Fig. 4.7 Columna estratigráfica de la cuenca de Burgos (PEMEX, 2013-A).

El basamento está formado por esquistos y rocas plutónicas, deformadas durante el Paleozoico, combinado con magmatismo posterior; posteriormente se formó una cuenca rift que se relaciona con la apertura del Golfo de México durante el Triásico-Jurásico Medio. Su evolución estratigráfica inició con el depósito de capas continentales (perteneciente al Grupo Huizachal), acumuladas en bajos estructurales, asociadas a fosas y pilares, teniendo registros de los siguientes eventos geológicos (Pérez, 2014):

- **Caloviano-Oxfordiano:** La subsidencia cortical admitió la invasión de un mar somero que propició la acumulación de sal, anhidrita y carbonatos de alta energía (pertenecientes a las formaciones Minas Viejas y Olvido).
- **Kimmeridgiano-Tithoniano:** Se depositaron pelitas ricas en materia orgánica (formaciones La Casita y Pimienta), que son la fuente de generación más importante de hidrocarburos de esta cuenca, tanto para yacimientos convencionales como no convencionales.
- **Cretácico Temprano-Cenomaniano:** Continúa la subsidencia por lo que depositaron carbonatos micríticos de ambiente profundo (formaciones Tamaulipas Superior e Inferior y Agua Nueva), así como las pelitas del Aptiano (Formación Otates).
- **Turoniano-Maastrichtiano:** Existe un cambio en la sedimentación; el depósito de carbonatos gradualmente fue sustituido por siliciclastos (formaciones San Felipe, Méndez y Grupo Taylor).
- **Cenozoico:** Durante este periodo la cuenca recibió siliciclastos que conformaron areniscas y pelitas con facies someras al occidente y facies profundas al oriente, propiciadas por transgresiones y progradaciones cíclicas (Figura 4.8), en donde prevaleció la retirada de los mares hacia el oriente, dejando áreas continentales expuestas al occidente. Se considera que los ancestros de los actuales ríos Nazas y Aguanaval fueron las vías de transporte que llevaron grandes cantidades de sedimentos a la parte central y sur de la Cuenca de Burgos.

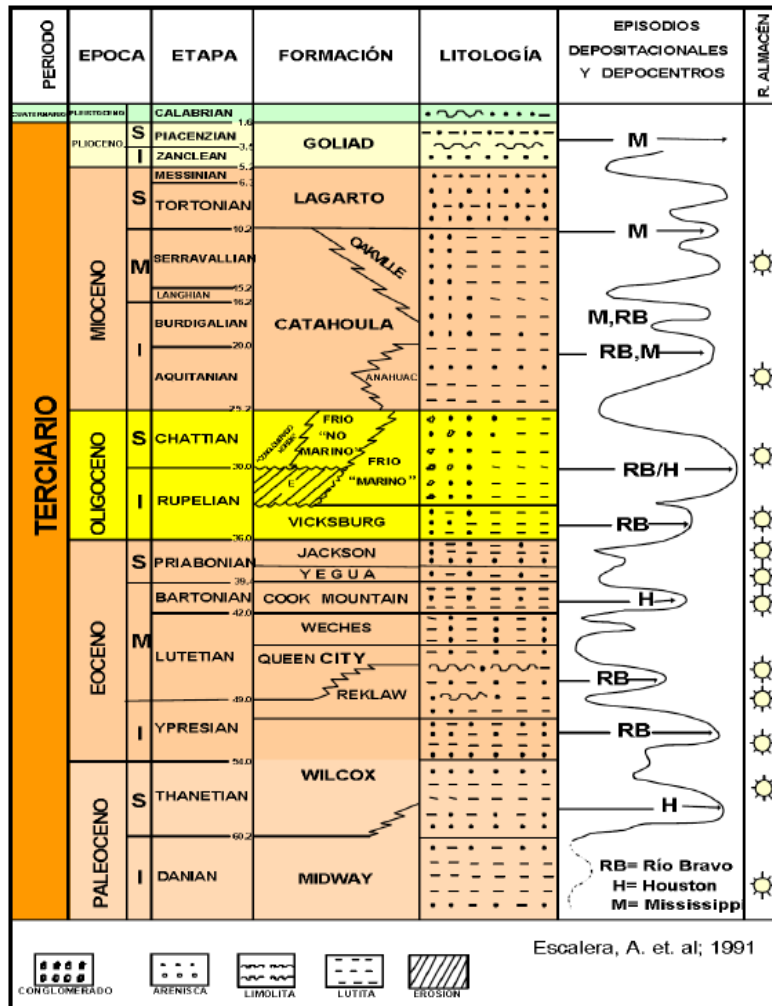


Fig. 4.8 Columna estratigráfica Cenozoica de la cuenca de Burgos y los episodios más importantes de cambios del nivel del mar (Bruno, 2010).

En cuanto a las formaciones Cenozoicas que integran la Cuenca de Burgos durante la etapa de margen pasivo tenemos las siguientes (Pérez, 2014):

- **Formación Midway:** Es del Paleoceno temprano y se trata de un depósito con diferentes facies asociadas a variaciones en los ambientes sedimentarios, en su cima tiene areniscas finas (turbiditas). Los depósitos ocurrieron desde una plataforma interna y media, con batimetrías de nerítico interno a medio, hasta abanicos de talud y piso de cuenca con batimetrías de nerítico externo a batial (Figura 4.9).

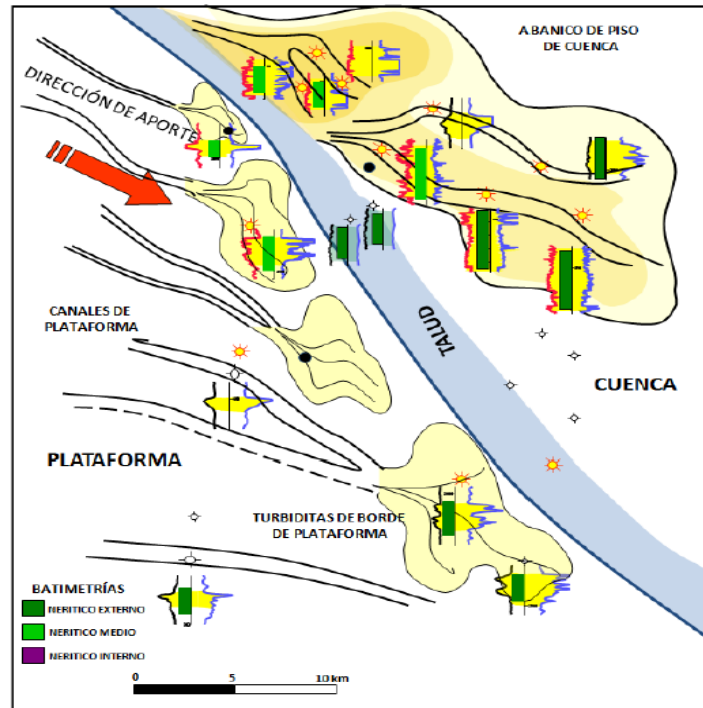


Fig. 4.9 Modelo de depósito del Paleoceno Midway (PEMEX, 2013-A).

- **Formación Wilcox:** Formada durante el Paleoceno Temprano al Eoceno dentro de un ciclo regresivo-transgresivo, con sedimentos de facies de delta progradantes hacia el oriente, dominadas por olas que conforman barras costeras de desarrollo múltiple, alargadas, con espesores variables y de amplia distribución preferencial de N-S, también se tienen facies de ambientes de plataforma interna-media (PEMEX, 2010).
- **Formación Queen City:** Es del Eoceno temprano y medio. Es una secuencia areno-arcillosa con numerosos cuerpos arenosos en ambientes de plataforma interna y por depósitos de deltas con sus respectivas facies.
- **Formación Reklaw (parte superior)-Formación Yegua (miembro medio):** Son facies de cuña progradante limitadas en su base por discordancias regionales. Las cuñas indican inestabilidad tectónica.
- **Formación Weches:** Es del Eoceno temprano y medio, cuyo depósito ocurrió en una planicie deltaica por lo que está constituida por una secuencia arcillosa, que cambia de facies a plataforma media-externa.
- **Formación Cook Mountain-Formación Yegua (miembro inferior):** Es del Eoceno Tardío y corresponden a un ciclo inicial transgresivo y final

regresivo. Se depositaron predominantemente areniscas en ambientes someros.

- **Formación Jackson:** Es del Eoceno tardío, compuesta en su base por un predominio pelítico que indica un ciclo de inundación, la parte media es un cuerpo arenoso progradante y su parte superior presenta lutitas (Figura 4.10).

MODELO SEDIMENTARIO EOCENO JACKSON

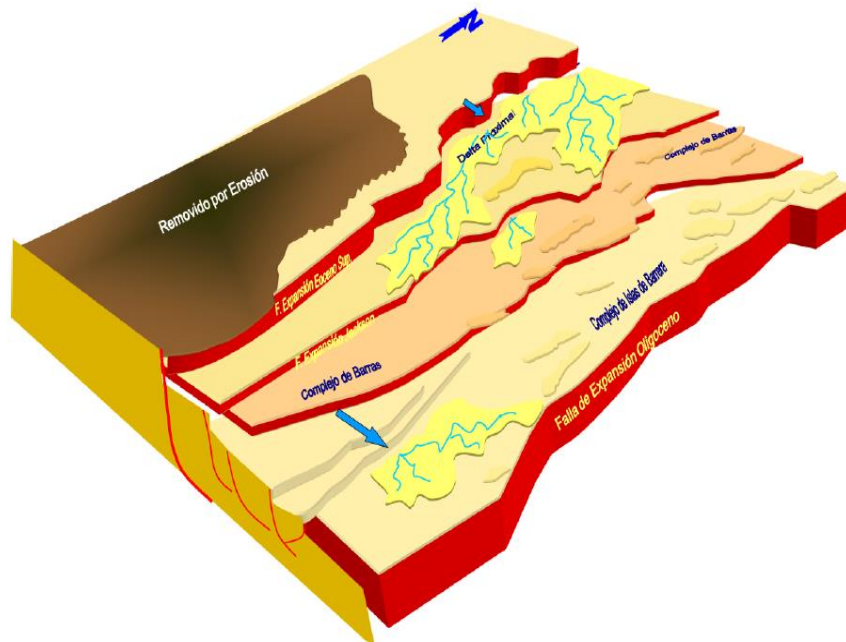


Fig. 4.10 Modelo de depósito del Eoceno Jackson (PEMEX, 2013-A).

- **Formación Vicksburg:** Es del Oligoceno, contiene tobas intercaladas entre cuerpos de lutita y arenisca que denotan ciclos transgresivos y progradantes. Su cima está cortada por una discordancia que corresponde al límite de secuencia mayor que subyace a los depósitos del Sistema Sedimentario Frío Continental y Frío Marino (Figura 4.11).

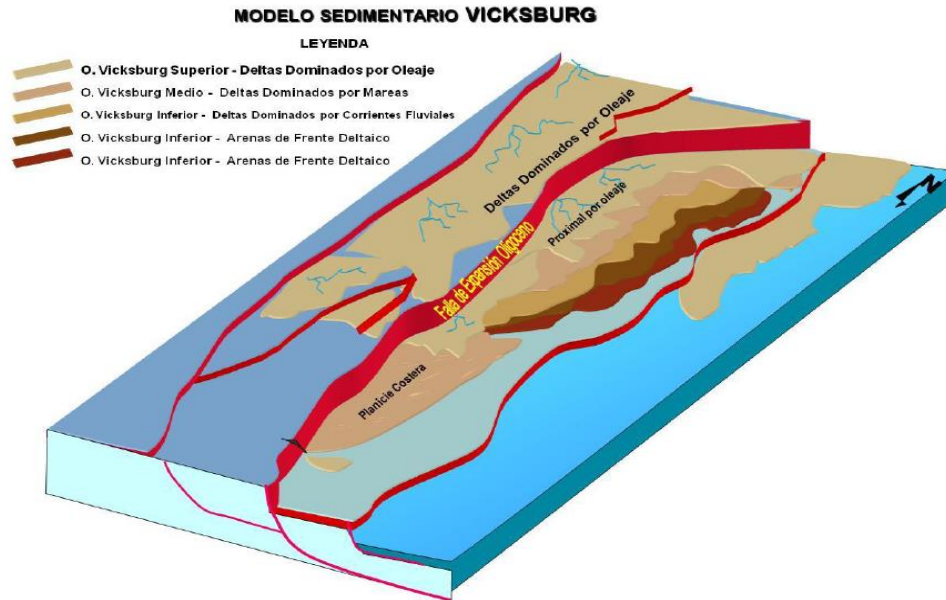


Fig. 4.11 Modelo del depósito del Oligoceno Vicksburg (PEMEX, 2013-A).

- **Formación Frío No Marino:** Representada por ciclos de lutita y arenisca, y conglomerados, con incremento de espesor hacia el oriente, cuyo ambiente de depósito varía de continental a transicional.
- **Formación Frío Marino:** Más al oriente los ambientes de depósito se vuelven más arcillosos, por lo que varían de nerítico interno a nerítico externo.
- **Formación Anáhuac:** Su depósito ocurrió en el Oligoceno tardío, durante un ciclo transgresivo-regresivo completo, afectando la sedimentación del Mioceno temprano, depositándose una secuencia arcillo-arenosa marina.

4.1.1.5 Sistema Petrolero.

En la Cuenca de Burgos dentro de las condiciones de margen pasivo y su relación con otras combinaciones tectónicas más antiguas se tienen tres plays: Pimienta-Midway, Wilcox y Vicksburg-Frío (Figura 4.12).

PERIODO	ÉPOCA	PLAYS		
TERCIARIO	PLEISTOCENO	VICKSBURG FRIO (!)		
	PLIOCENO			
	MIOCENO		U	
			M	
			L	
	OLIGOCENO		U	
			L	
	EOCENO		U	WILCOX (!)
			M	
			L	
PALEOCENO	U			
	L			
CRETÁCICO	SUPERIOR	PIMIENTA MIDWAY (!)		
	INFERIOR			
JURÁSICO	SUPERIOR			

Fig. 4.12 Columna estratigráfica asociada a los plays de la Cuenca de Burgos (PEMEX, 2004).

Se basan en la existencia común de rocas generadoras que presentan buenas condiciones de cantidad, calidad y madurez de la materia orgánica para la generación de hidrocarburos; también se tienen rocas almacenadoras y sello, así como la existencia de procesos que incluyen la formación de la trampa, generación, migración, acumulación y preservación de los hidrocarburos, por lo que existe sincronía (Bruno, 2010).

La secuencia Cenozoica está integrada por depósitos de potentes secuencias arcillosas, con intercalaciones variables de areniscas de espesor delgado a medio, acumulados sobre una amplia y extensa plataforma continental de bajo relieve y lenta subsidencia, predominantemente de ambientes mixtos y marinos internos a medios. La sedimentación se efectuó en depósitos cíclicos sucesivos transgresivos–regresivos, del Paleoceno al Reciente y que en general, representan una extensa progradación hacia el oriente (Bruno, 2010).

La secuencia se depositó sobre una amplia y extensa plataforma continental de bajo relieve y lenta subsidencia, en la que predominaron ambientes mixtos y marinos internos a medios (Echanove, 1986), que hacia el oriente cambia a depósitos de talud y de cuenca. La sedimentación se efectuó en depósitos cíclicos sucesivos transgresivos–regresivos del Paleoceno al Reciente, que en general indican una extensa progradación hacia el oriente. Las lutitas marinas son potenciales rocas generadoras y a la vez, actúan como sello; las areniscas intercaladas en la columna representan a las rocas almacenadoras (Bruno, 2010).

La principal generación de hidrocarburos proviene de las lutitas marinas del Jurásico superior y de base del Cenozoico, las que se encuentran ampliamente distribuidas e intercaladas en toda la columna sedimentaria y presentan un contenido moderado a alto de materia orgánica (Kerógeno), que en la mayor parte es de origen continental (leñosa–carbonosa) y en menor proporción marina (algácea). Los índices de alteración térmica de la materia orgánica son de moderada a fuertemente madura; correspondiente a la zona catagenética de generación predominante de gas seco, gas húmedo, condensado y ocasionalmente aceite ligero (Echanove, 1986). Los yacimientos del Mesozoico ubicados en el occidente de la cuenca son poco significativos, aun cuando las rocas del Jurásico Superior y Cretácico Superior presentan características con buen potencial como generadoras (Best y Monroy, 2008).

PLAY PIMIENTA MIDWAY (!).

El sistema petrolero Pimienta-Midway está ubicado en la porción occidental de la cuenca y tiene como principal roca generadora a las lutitas de la Formación Pimienta del Jurásico Superior, cuyo potencial generador varía de pobre a bueno con un contenido de Carbono Orgánico Total (COT) <0.5 a 2%, en tanto que su materia orgánica corresponde a Kerógeno del tipo I y II, cuyo grado de madurez es considerado alto, debido a que su Reflectancia de Vitrinita (Ro) equivalente que varía de 2 a 3%, dando origen a la generación únicamente de gas seco con alto contenido de metano termogénico; dentro de la secuencia del Cretácico; las formaciones Eagle Ford y Agua Nueva (Turoniano), San Felipe (Coniaciano-Santoniano) y Méndez (Campaniano-Maestrichtiano) presentan un comportamiento geoquímico semejante en cuanto a su contenido de carbono orgánico, superior en todos los casos al 1% y con valores considerables de S₂ en una buena proporción, lo que permite catalogarlas como rocas generadoras (Best y Monroy, 2008).

Estas rocas consisten de calizas arcillosas y lutitas calcáreas depositadas sobre una plataforma abierta y extensa, durante las últimas etapas de la transgresión regional que cubrió gran parte del territorio mexicano (Best y Monroy, 2008). Una fuente secundaria para la generación de hidrocarburos en este sistema lo constituyen los sedimentos arcillosos de la Formación Midway (Cenozoico) que presenta un potencial generador que fluctúa desde pobre en la porción occidental con valores de COT<0.5%, hasta bueno en la porción oriental con valores de COT>2% asociados a una acumulación en un ambiente reductor. La materia orgánica es del Tipo III y varía de inmadura hasta sobre madura con valores de Ro>0.5 hasta 4.0% en el sentido W–E, esto es el resultado de mayor sepultamiento (Bruno, 2010).

PLAYS WILCOX (!) Y VICKSBURG-FRIO (!).

Entre las lutitas y areniscas del Paleoceno y Eoceno, se encuentran valores de Carbono Orgánico Total (COT) superior al 1%, en las formaciones Midway del Paleoceno, Recklaw y Cook Mountain del Eoceno. En el marco de una regresión general cenozoica que rompe con la sedimentación de carbonatos mesozoicos; se inicia una fuerte subsidencia y sedimentación de terrígenos finos y arenosos acompañados de materia orgánica continental (Tipos III y IV) en condiciones marinas a mixtas, cuyo potencial generador es irrelevante (Bruno, 2010).

No obstante las facies arenosas de estas formaciones producen gas y condensado, al igual que las de la Formación Vicksburg del Oligoceno inferior, procedentes de Kerógeno Tipo II (Best y Monroy, 2008).

El sistema petrolero Wilcox se encuentra ubicado en la parte centro-occidental de la Cuenca, a manera de una franja norte-sur, y las rocas generadoras son las gruesas secuencias arcillosas de las formaciones Midway y Wilcox del Paleoceno y Wilcox del Eoceno, considerándose esta última como la principal secuencia generadora; el potencial generador de esta roca va de pobre a bueno en sentido W-E; ya que sus facies varían en este mismo sentido desde salobres hasta nerítico externo e incluso batial superior, con valores de COT que fluctúan entre <0.5 a 2.0% y materia orgánica del Tipo III y II. Por lo que respecta a su madurez, los valores de Ro varían entre <0.5% en la región occidental a 2.0 % en la porción central, ubicando a esta última en la ventana de generación de gas húmedo (Best y Monroy, 2008).

Mientras que el sistema petrolero Vicksburg-Frío es el más importante de la cuenca y se ubica parte oriental, con un subsistema generador constituido por lutitas que fueron depositadas en ambientes batiales de la formación Vicksburg con un potencial generador con valores de COT<0.5 a 1% producto de una mezcla

de kerogenos del Tipo II y III y una madurez de 0.5 a 1.2% de Ro (Best y Monroy, 2008).

La migración de los hidrocarburos se considera casi inmediata a la generación y es de carácter local. De las lutitas generadoras, los hidrocarburos se desplazaron hacia los desarrollos arenosos más próximos, siguiendo una trayectoria corta, vertical ascendente y lateral (Echanove, 1986). El proceso de Migración en el sistema Jurásico Pimienta-Paleoceno Midway, es un proceso poco conocido, pero se ha observado asociado a fallamiento normal y lateral que rompe y fragmenta las estructuras mesozoicas, permitiendo la migración de gas seco procedentes de rocas generadoras de la columna mesozoica, los cuales cargan tanto rocas almacenadoras mesozoicas (ejemplo: calizas fracturadas de las formaciones Taraises y Méndez en el Campo Cadena) y cenozoicas (ejemplos campos Emú y Alondra), asociados a tenues anomalías geotérmicas con gradientes $<30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Best y Monroy, 2008); las del Cenozoico corresponden a la cuenca de Margen Pasivo. Para el subsistema generador del Wilcox, la migración fue controlada por las fallas de crecimiento que favorecen la formación de yacimientos caracterizados por mezclas de metano de origen termogénico y biogénico, con contenidos de gas húmedo y asociados a una fuerte anomalía geotérmica expresada con gradientes de $50\text{-}60^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

En la secuencia Vicksburg–Frío, las porosidades controlan un sistema con deformación con extensión que originó fallas regionales de edad Oligoceno tardío Mioceno temprano, que actuaron como rutas de migración, las que alimentan principalmente a trampas combinadas formadas por estructuras “roll-over”, fallas antitéticas y en menor grado a trampas de carácter estratigráfico (Best y Monroy, 2008), en una cuenca de Margen Pasivo.

Las rocas almacenadoras cenozoicas son principalmente areniscas intercaladas en la secuencia arcillo–arenosa. Las areniscas presentan diferente grado de arcillosidad y madurez, de acuerdo a las características del ambiente de depósito y al ciclo sedimentario correspondiente, lo cual influye notablemente en su porosidad y permeabilidad. En la Cuenca de Burgos se ha establecido que la mayoría de las areniscas corresponden a los siguientes modelos sedimentarios (Bruno, 2010):

1. Sistema integrado y constructivo de barras alargadas y angostas, subparalelas entre sí y a las líneas de costa; favorece la existencia de yacimientos múltiples.
2. Areniscas asociadas a fallas de crecimiento; favorecen una mayor acumulación de clásticos en el bloque bajo y una mejor selección de los

granos, lo que se refleja positivamente en la porosidad y permeabilidad. La mayoría de los principales campos en el Cenozoico en el margen pasivo, se encuentran asociados a fallas de crecimiento.

3. Areniscas de turbiditas que representan un factor importante en la acumulación de hidrocarburos.

Existen otros modelos sedimentarios en la cuenca que pueden considerarse como locales, sin embargo, los desarrollos arenosos presentes, son buenos almacenadores de hidrocarburos (Echanove, 1986). Se han identificado paquetes de areniscas pertenecientes a canales distributarios, complejos deltáicos de poco desarrollo y antiguas playas. De acuerdo con la edad de las rocas almacenadoras, en esta cuenca se diferencian cinco franjas en dirección norte-sur, correspondientes al Jurásico-Cretácico, Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Mioceno, siendo la más importante la del Oligoceno, por sus reservas y por el mayor volumen de producción (Figura 4.13).

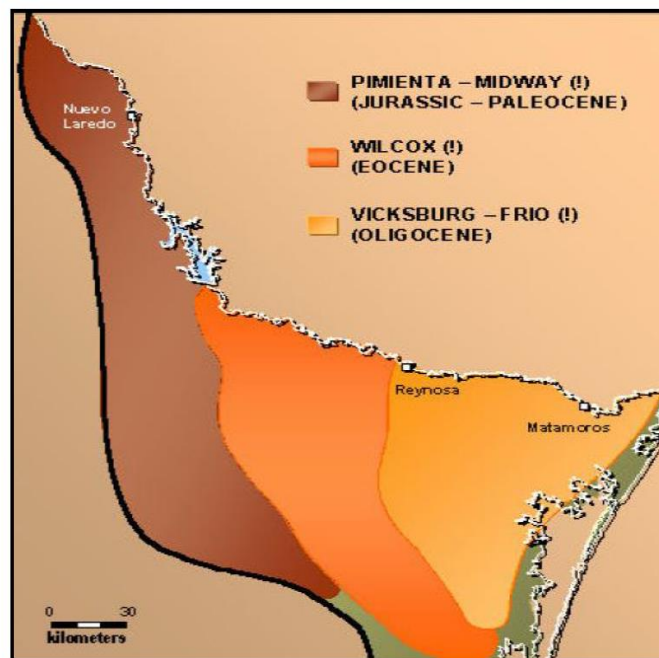


Fig. 4.13 Distribución de rocas almacenadoras de la Cuenca de Burgos (PEMEX, 2005).

Los hidrocarburos se producen, principalmente de areniscas cenozoicas encajonadas por potentes paquetes de arcilla, ampliamente distribuidas e intercaladas en toda la columna sedimentaria y con un contenido moderado a alto de materia orgánica (Kerógeno), que en la mayor parte es de origen continental (leñosa-carbonosa) y en menor proporción marina (algácea), (Best y Moroy, 2008).

El Cenozoico se caracteriza por presentar potentes secciones arcillosas marinas de amplia distribución que van aproximadamente de 20 hasta 100 m, que constituyen lutitas que corresponden con excelente roca sello, al cubrir a las areniscas almacenadoras.

La gran mayoría de las trampas en la secuencia del Cenozoico en la cuenca, son de tipo combinado estratigráfico–estructural y las principales se encuentran asociadas a fallas de crecimiento y/o estructuras anticlinales de suave relieve (rollover), frecuentemente seccionadas en menor o mayor grado por fallas normales, de gravedad y pos–depositacionales (Echanove, 1986).

El fallamiento originó una serie de bloques alargados y escalonados, sobre los que se forman estructuras secundarias y cierres independientes. Igualmente, y en menor proporción, se han identificado algunas trampas de tipo estratigráfico, de distribución restringida. En general, los yacimientos se presentan alargados y con una alineación predominante norte–sur, perpendiculares a la dirección del depósito sedimentario y al sistema principal de fallamiento. Asimismo, los yacimientos se presentan estratigráficamente más jóvenes hacia el oriente, como consecuencia del depósito secuencial y progradante del Paleógeno-Neógeno en este mismo sentido (Echanove, 1986).

4.1.2 Cuenca del Golfo de México Profundo.

La Cuenca del Golfo de México Profundo se considera desde el Paleógeno como una Cuenca de Margen Pasivo, que tiene un registro estratigráfico desde principios del Jurásico Superior, hace 160 Ma, en el Oxfordiano Inferior, cuando funcionó como una cuenca tipo rift; en el Cretácico hubo estabilidad tectónica con subsidencia en su parte central. La subsidencia se debió al enfriamiento del piso oceánico y posteriormente a la carga litostática de depósitos de gran espesor provenientes del noroeste, norte y sur que se acumularon sobre las margenes de la cuenca.

Cabe mencionar que el Golfo de México Profundo es dinámico por lo que actualmente se sigue modificando por la subsidencia en que se encuentra.

4.1.2.1 Ubicación.

En los últimos años Petróleos Mexicanos ha iniciado la perforación de pozos exploratorios en la parte profunda del Golfo de México, en tirantes de agua mayores a 500 m. En esta región se tienen identificadas 7 provincias geológicas (Figura 4.14) de las cuales las siguientes 6 tienen potencial de contener yacimientos de hidrocarburos: Salina del Bravo, Cinturón Plegado Perdido,

Cordilleras Mexicanas, Pliegues de Catemaco, Salina del Istmo y Planicie Abisal (PEMEX, 2013-B).

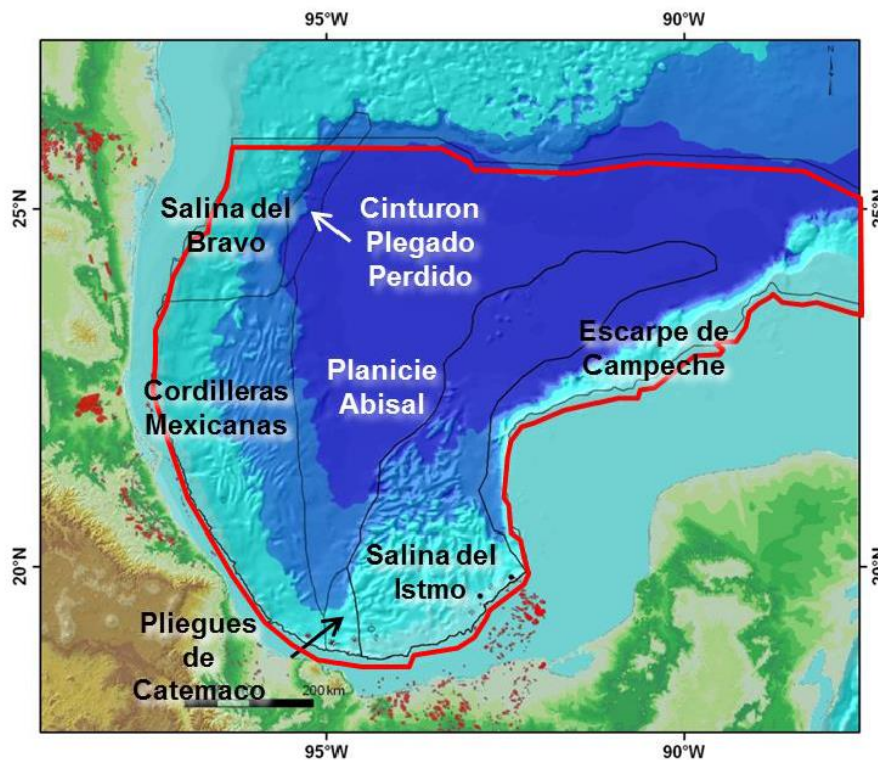


Fig. 4.14 Localización de la Cuenca del Golfo de México Profundo (PEMEX, 2013-B).

4.1.2.2 Configuración Tectónica.

EL basamento está constituido por corteza oceánica, la cual está flanqueada por todos lados por corteza continental (Figura 4.15). Esta arquitectura de basamento se originó del Triásico Tardío al Neocomiano, durante la ruptura de la Pangea a medida que África-América del Sur se separaba de América del Norte; para este tiempo la cuenca es de tipo rift. Basándose en su naturaleza y grado de extensión la corteza del Golfo de México se ha dividido en cuatro tipos: corteza continental, corteza continental transicional gruesa, corteza continental transicional delgada y corteza oceánica, las tres últimas están presentes en el subsuelo de la cuenca (PEMEX, 2013-B).

El tipo de corteza y su evolución es uno de los factores que junto con los eventos de mayor sedimentación han controlado las diferentes tasas de subsidencia y el flujo de calor en el Golfo de México, esto a su vez tiene relación directa con la evolución de la madurez de la materia orgánica de las diferentes rocas generadoras.

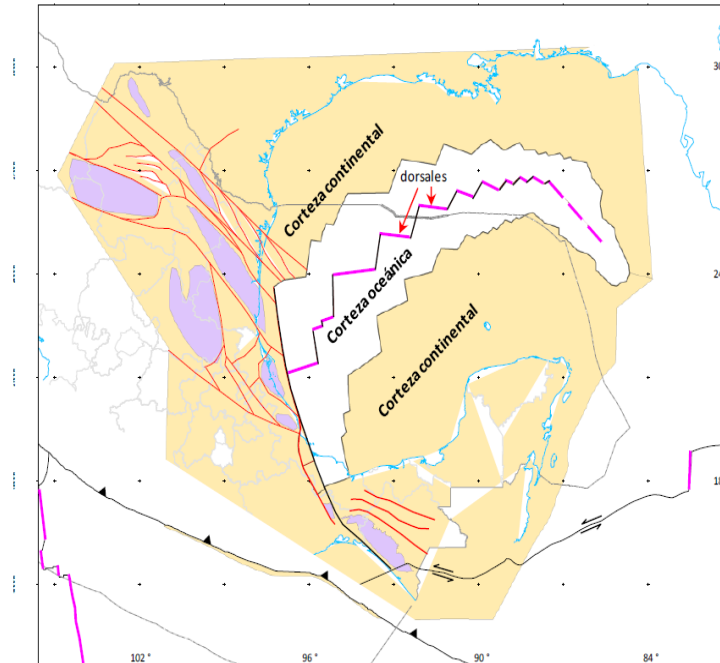


Fig. 4.15 Mapa tectónico mostrando la distribución de las cortezas oceánica y continental en el Golfo de México así como las principales fallas y bloques relacionados con su formación (PEMEX, 2013-B).

Otro elemento importante que impacta en el flujo de calor y en los estilos de deformación es la sal depositada en el Golfo de México durante el Caloviano, que de acuerdo al modelo de evolución del Golfo de México, la extensa zona con depósito de sal fue segmentada durante la etapa de generación de la corteza oceánica quedando dos grandes áreas salinas conocidas como la Sal Louann y la Sal del Istmo (Figura 4.16), los límites originales de estos cuerpos salinos se han modificado por la deformación que han experimentado posteriormente a su depósito (PEMEX, 2013-B); durante el depósito de la sal continuó el desarrollo de la cuenca tipo rift. La sal se movilizó a gran escala en el Cenozoico cuando la margen es de tipo pasivo, donde la sobrecarga (presión litostática) influyó en la mencionada movilidad.

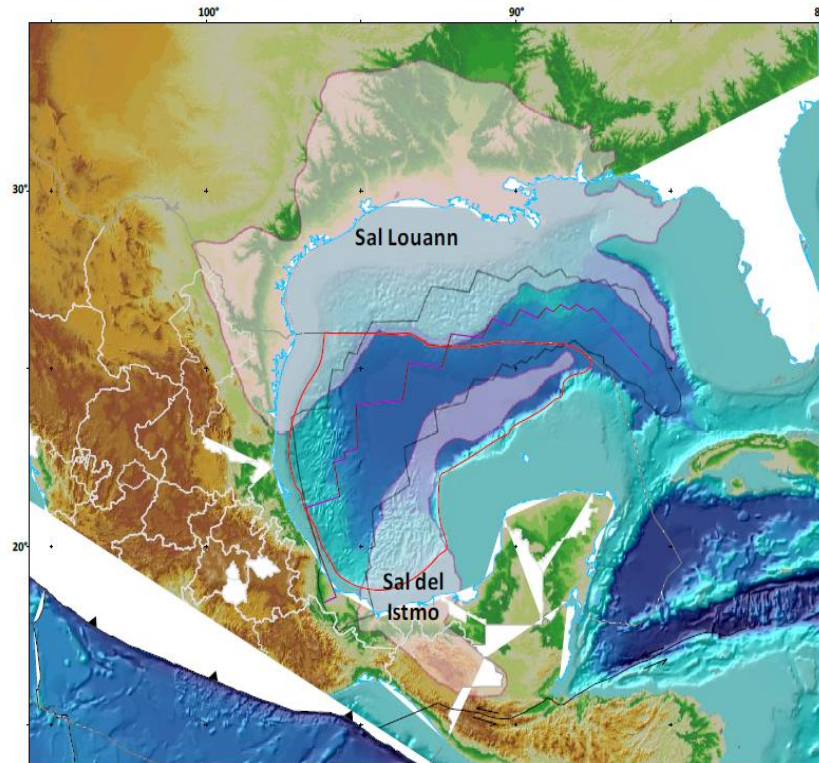


Fig. 4.16 Distribución de los depósitos salinos y corteza oceánica en el Golfo de México (PEMEX, 2013-B).

4.1.2.3 Evolución estructural.

Según el modelo de apertura del Golfo de México, esta cuenca evolucionó a partir de una etapa de rift que desarrolló altos y bajos de basamento en el Triásico Tardío–Jurásico Medio, pasando después a la etapa de deriva hasta principios del Cretácico Temprano (Figura 4.17). Durante estas etapas, el Bloque Yucatán junto con el Macizo de Chiapas y las Cuencas Mesozoicas del Sureste, se desplazaron rotando en contra de las manecillas del reloj hasta alcanzar su posición actual en el Berriasiano (Buffler y Sawyer, 1985; Salvador, 1987; Pindell et. al., 2002; Pindell et. al., 2008). También ocurrieron los primeros movimientos de sal que influyeron en la sedimentación jurásica en su porción sur-sureste como en su parte noroeste. Con el término de la apertura a principios del Cretácico, la cuenca entró en una etapa de subsidencia térmica que influyó en el establecimiento de ambientes profundos en la cuenca. Para fines del Cretácico, la cuenca experimentó un cambio en el régimen sedimentario de carbonatado a siliciclástico por la influencia de la Orogenia Laramide que comenzó a afectar el occidente de México (PEMEX, 2013-B).

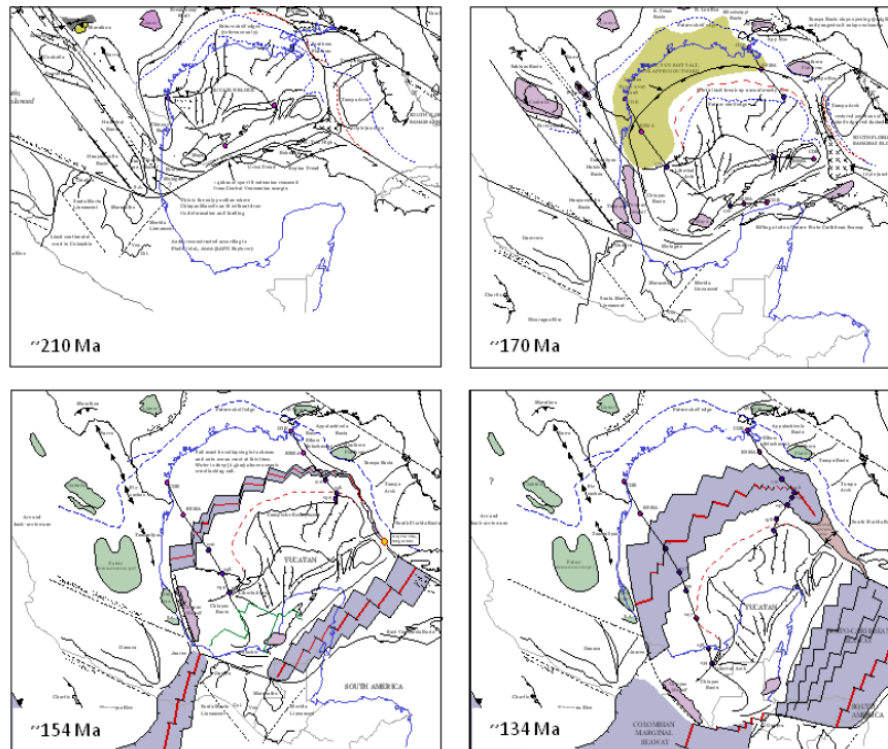


Fig. 4.17 Evolución del Golfo de México en el Jurásico y Cretácico (PEMEX, 2013-B).

Durante el Eoceno, la formación del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y el basculamiento del basamento hacia la cuenca en el noreste de México, marca el inicio del sistema gravitacional en una margen pasiva que provocó el desarrollo de diapiros y minicuevas secundarias a partir de cuerpos de sal alóctonas emplazadas en el Paleoceno (Cruz et. al., 2010); mientras que en el sur ocurre la reactivación de la sal en forma de intrusivos salinos de diferentes formas y geometrías. Este proceso continuó durante el Oligoceno-Mioceno inferior. Para estos tiempos, la generación del sistema deltaico a partir del aporte del ancestral Río Bravo en la Cuenca de Burgos indujo un cambio gradual en la orientación del sistema de fallas normales que pasó de casi norte-sur a noreste-suroeste en la plataforma continental; las primeras fallas normales, de este sistema se propagaron y despegaron en el límite basamento-sal, mientras que el segundo localizado en el límite Paleoceno-Eoceno o dentro del Eoceno (Cruz, et. al., 2010). Este sistema generó diapiros comprimidos y domos de sal plegados en el sector del Cinturón Plegado Perdido y en el área Salina del Bravo (PEMEX, 2013-B).

La deformación compresiva Chiapaneca ocurrida en sur de México durante el Mioceno Medio-Tardío, terminó de estructurar la Provincia Geológica del Cinturón Plegado de Chiapas, y transfirió acortamiento hacia el norte generando un amplio cinturón plegado que abarca desde el Cinturón Plegado Catemaco pasando por la Cuenca Salina del Istmo hasta el Pilar Reforma-Akal (Figura 4.18). El límite

oriental de este cinturón plegado lo constituyó una rampa lateral con despegue a nivel de sal madre, ubicada en el borde suroccidental de la Plataforma de Yucatán, en su límite con Macuspana, generando transtensión dextral (Pindell et. al., 2002). El levantamiento, acentuado en el Cinturón Plegado de Chiapas, se vió reflejado con un mayor aporte de sedimentos hacia la cuenca a finales del Mioceno (PEMEX, 2014).

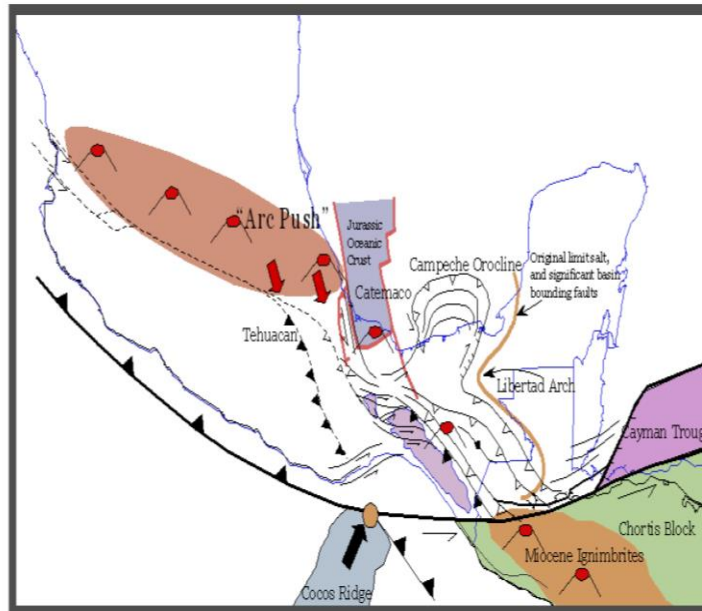


Fig. 4.18 Deformación Chiapaneca del Mioceno medio (PEMEX, 2013-B).

Para el resto del Neógeno, el escenario tectónico que dominó en la megacuenca del Golfo de México fue la tectónica de margen pasivo, con mayor afluencia gravitacional que generó sistemas de fallas normales. Así en el sur, el sistema de fallas laterales con extensiones que generó la Cuenca Geológica Macuspana y el área de evacuación de sal de la Cuenca de Comalcalco en el Mioceno Tardío al Reciente; produjo hacia la cuenca la formación de pliegues orientados noreste-suroeste con fallas inversas y cabalgaduras que despegan en la sal alóctona y diapiros comprimidos que evolucionan a rampas de sal (Pindell et. al., 2002; Robles, 2009; Cruz et. al., 2010).

Con base en sus características actuales la Cuenca del Golfo de México Profundo se subdivide en 7 Sectores Geológicos, cada una con estilos estructurales propios, de las que actualmente 6 tienen un interés petrolero (PEMEX, 2014).

1. Salina del Bravo: Se localiza en el sector nororiental del Golfo de México, frente al delta del Río Bravo (Figura 4.19), en tirantes de agua que varían de 500 a 2500 m. Se caracteriza por la presencia de mantos tabulares de sal, domos y diapiros, evacuados desde el poniente; que de acuerdo al modelo regional,

traslapan a un cinturón plegado subsalino que hacia el oriente se denomina Cinturón Plegado Perdido. Hacia el occidente esta provincia presenta una franja, casi paralela al borde del talud continental, dominada por una tectónica salina representada por diapiros y paredes de sal con sus depresiones o minicuevas asociadas, que atraparon la sedimentación del Neógeno. Estos cuerpos de sal evolucionaron a partir de mantos de sal alóctona que se emplazaron a niveles más someros en diferentes tiempos en las secuencias del Paleógeno y Mioceno (Cruz et al, 2010). En esta cuenca se han realizado estudios de manifestaciones superficiales y muestreo de fondo marino que indican la presencia de hidrocarburos líquidos que pueden estar migrando de areniscas turbidíticas Cenozoicas con complejos de canales, lóbulos y otros depósitos sedimentarios relacionados con los abanicos submarinos (Guzmán, 1999; Holguín et. al., 2005), las cuales se encuentran conformando trampas estratigráficas, estructurales y combinadas tales como los acuñamientos contra diapiros y estructuras domicas (PEMEX, 2013-B).

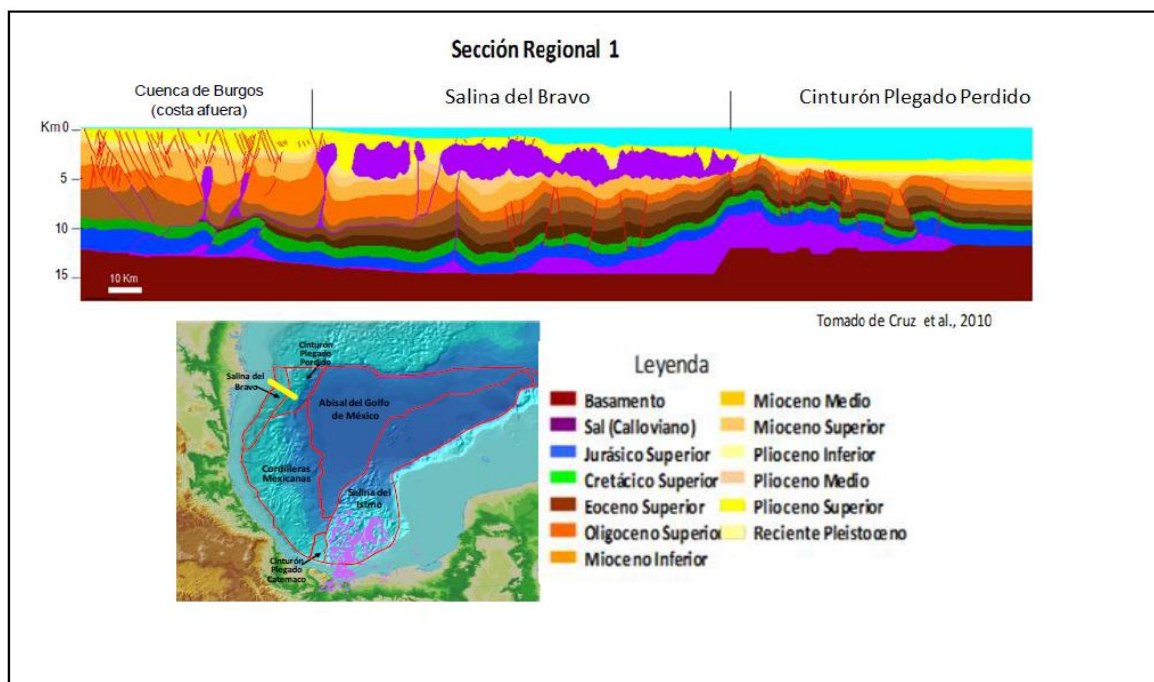


Fig. 4.19 Sección estructural de Salina del Bravo y Cinturón Plegado Perdido (PEMEX, 2013-B).

2. Cinturón Plegado Perdido: Se localiza al oriente de Salina del Bravo y se caracteriza por presentar pliegues y fallas inversas orientadas de suroeste a noreste, que despegan en la sal del jurásico (Figura 4.19). Este cinturón plegado se asocia a la compresión y al mecanismo de inflación de la sal originado por la tectónica gravitacional ocurrida al occidente del área, por la sedimentación terrígena de la Cuenca de Burgos, durante el Oligoceno-Mioceno (Cruz et. al.,

2010). Las trampas de este cinturón ubicado en aguas profundas, son grandes estructuras anticlinales (con áreas de 100 a 250 km²) nucleadas por sal, alargadas (más de 40 km) y apretadas, con tirantes de agua de entre 2,000 y 3,500 m. El cinturón de pliegues se extiende hacia la parte estadounidense del Golfo de México (PEMEX, 2013-B).

3. Cordilleras Mexicanas: Se localiza al oriente de la plataforma continental del Golfo de México, frente a la costa de los estados de Veracruz y Tamaulipas, donde se formó un amplio cinturón plegado desde la parte sur del sector Salina del Bravo hasta el límite noroccidental de Catemaco, generado como respuesta a la extensión gravitacional de la faja extensional conformada por fallas normales desarrolladas en la parte sur de la Cuenca de Burgos y en el Cinturón Extensional de Quetzalcoatl. Este cinturón plegado se extiende a lo largo de 500 km y cubre cerca de 70,000 km² en tirantes de agua entre 1,000 y 3,000 m. Se caracteriza por anticlinales asimétricos largos y angostos, generalmente convergen al oriente y en algunos casos en sentido opuesto. El sistema ligado extensión-compresión que propició la formación Cordilleras Mexicanas se transmite a través de más de una superficie de despegue dentro del Cenozoico, interpretándose la más importante en el Eoceno superior (Figura 4.20), (PEMEX, 2013-B) .

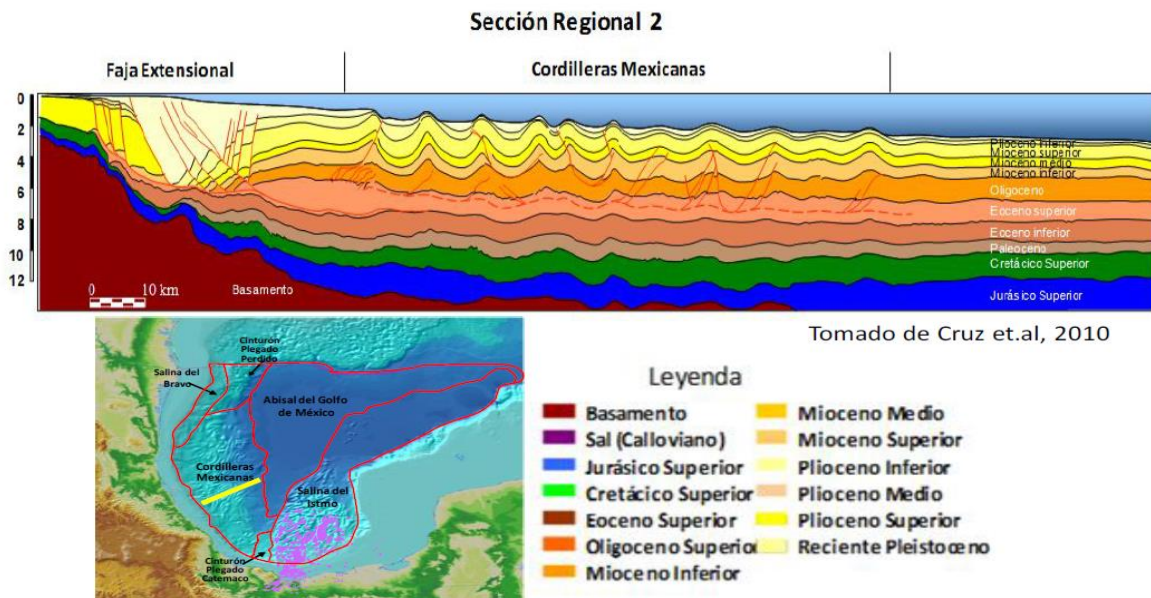


Fig. 4.20 Sección estructural de las Cordilleras Mexicanas (PEMEX, 2013-B).

En las Cordilleras Mexicanas, las estructuras están confinadas a la sección Cenozoica y son de edad del Mioceno al Reciente, siendo los pliegues más jóvenes y de mayor amplitud los que se localizan hacia el centro de la cuenca (Salomón et. al., 2004). Se perforó un pozo en este sector, con lo que se corroboró la presencia de hidrocarburos en fase gaseosa en las secuencias del Mioceno,

mientras que en trampas preservadas por debajo del despegue del Eoceno, el pronóstico es de aceites medios a ligeros que pueden estar almacenados en areniscas turbidíticas depositadas en aguas profundas como sistemas de nivel bajo (Guzmán, 1999; Salomón et. al., 2004; Holguín et. al., 2005).

4. Salina del Istmo: Este sector se encuentra hacia aguas profundas como continuidad de la Cuenca Salina del Istmo y se distribuye desde la isobata 500 m hasta la planicie abisal; es la contraparte sur de Salina del Bravo. Se caracteriza por presentar diferentes estilos de tectónica salina, que en una dirección sur-sureste a norte-noroeste, que evolucionó de diapiros comprimidos, algunos colapsados, que están conectados con la sal madre por su origen asociado a procesos de “downbuilding” y formación de minicuenas; presentan también geometrías de domos de sal alóctona emplazados cerca del fondo marino y estructuras contraccionales con inflación de sal (Figura 4.21). Estas estructuras corresponden al acomodo de bloques por fallas normales asociadas a extensión gravitacional del Plioceno-Pleistoceno, lo que es más evidente en las Provincias Petroleras del Sureste como un sistema ligado a procesos sedimentarios (Pindell et. al., 2002). Estas fases tectónicas generaron una estructuración continua, al menos, desde el Mioceno al Reciente, con la creación de un número considerable de oportunidades exploratorias asociadas a trampas combinadas y estructurales para las secuencias sedimentarias del Cenozoico y Mesozoico (PEMEX, 2013-B).

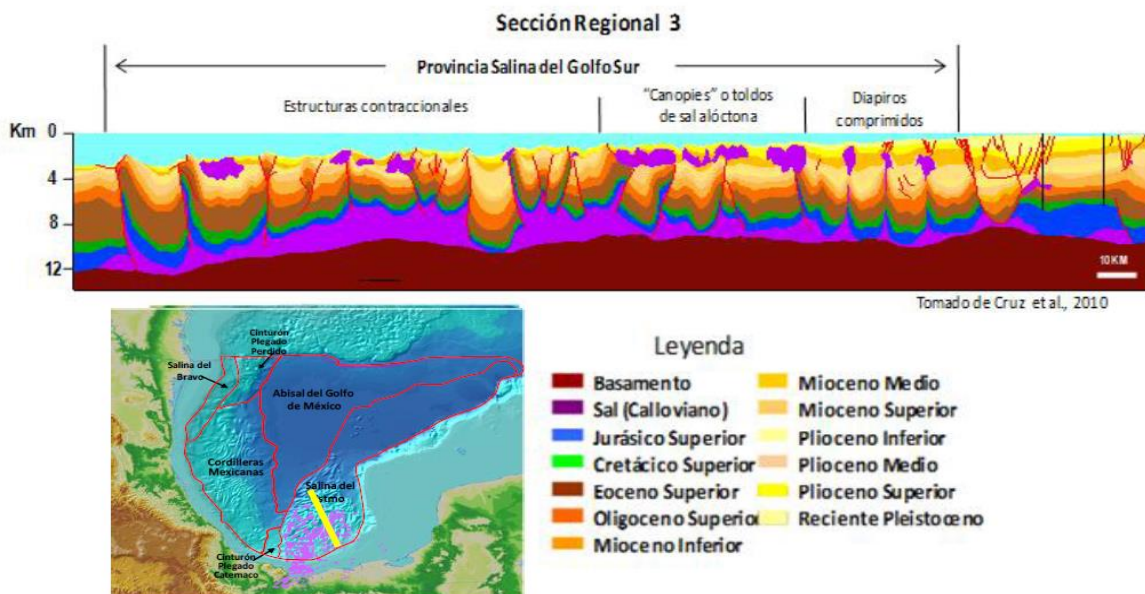


Fig. 4.21 Sección estructural Salina del Istmo (PEMEX, 2013-B).

5. Cinturón Plegado Catemaco: Se localiza al norte del Complejo Volcánico de los Tuxtlas, en la porción marina profunda. Es un cinturón deformado con pliegues asimétricos con orientación noreste-suroeste y convergencia al noroeste,

afectados por fallas inversas y cabalgaduras que despegan de superficies ubicadas en la base del Paleoceno y el Eoceno (Figura 4.22). De acuerdo con las secuencias estratigráficas y su asociación con la deformación, este sistema plegado se formó durante el Mioceno, de manera contemporánea a la deformación Chiapaneca dislocada por fallas normales asociadas al colapso gravitacional del Neógeno. Estos eventos tectónicos estructuraron la columna sedimentaria cenozoica que contiene areniscas de canales y lóbulos de los abanicos submarinos en la sección del Oligoceno al Mioceno superior, formando trampas estructurales y combinadas. Los recientes descubrimientos en el área han corroborado la presencia de gas en trampas neógenas y se postula que en trampas más antiguas puede existir la presencia de aceite ligero (Holguín et al., 2005).

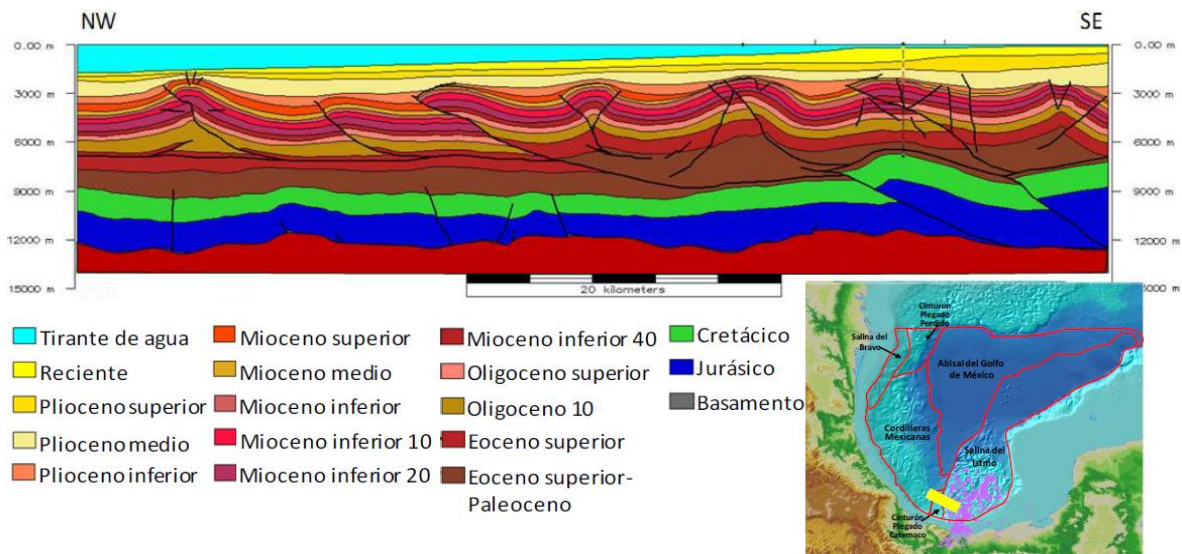


Fig. 4.22 Sección estructural Cinturón Plegado Catemaco (PEMEX, 2013-B).

6. Abisal del Golfo de México: Se localiza en la parte central y más profunda del Golfo de México (Figura 4.23), en esta área la columna sedimentaria no tiene una deformación importante, por lo que solo pudieran existir estructuras de muy bajo relieve o trampas estratigráficas que pudieran ser de interés económico, se infiere que en ella están contenidas rocas arcillosas y desarrollos de areniscas de abanicos de piso de cuenca, por su tirante de agua (mayor a 3,000 m), representa grandes retos para la explotación de posibles yacimientos en el Golfo de México Profundo (PEMEX, 2013-B).

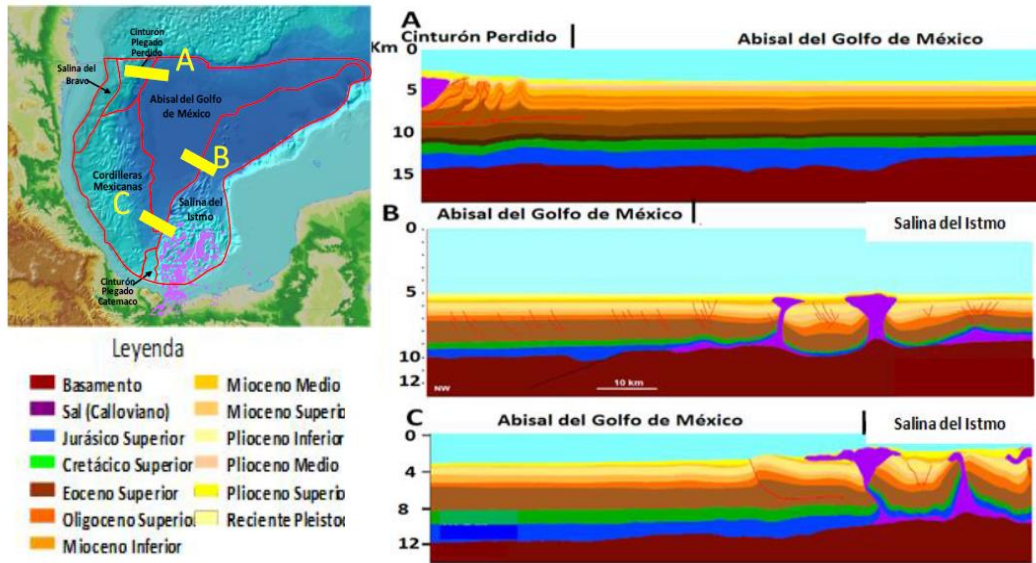


Fig. 4.23 Sección estructural Abisal del Golfo de México (PEMEX, 2013-B).

4.1.2.4 Marco estratigráfico y ambiente de depósito.

De acuerdo con el modelo de apertura del Golfo de México en una cuenca tipo rift (Pindell et al., 2002; Pindell et al., 2008), la estratigrafía de la cuenca profunda cubre dos tipo de cortezas (Figura 4.24), en el centro de la cuenca por medio de correlación sísmica se establece que rocas de probable edad Jurásico Tardío sobreyacen una corteza oceánica, mientras que hacia las márgenes del bloque Yucatán y Norteamérica, rocas evaporíticas y lechos rojos cubren una corteza continental adelgazada.

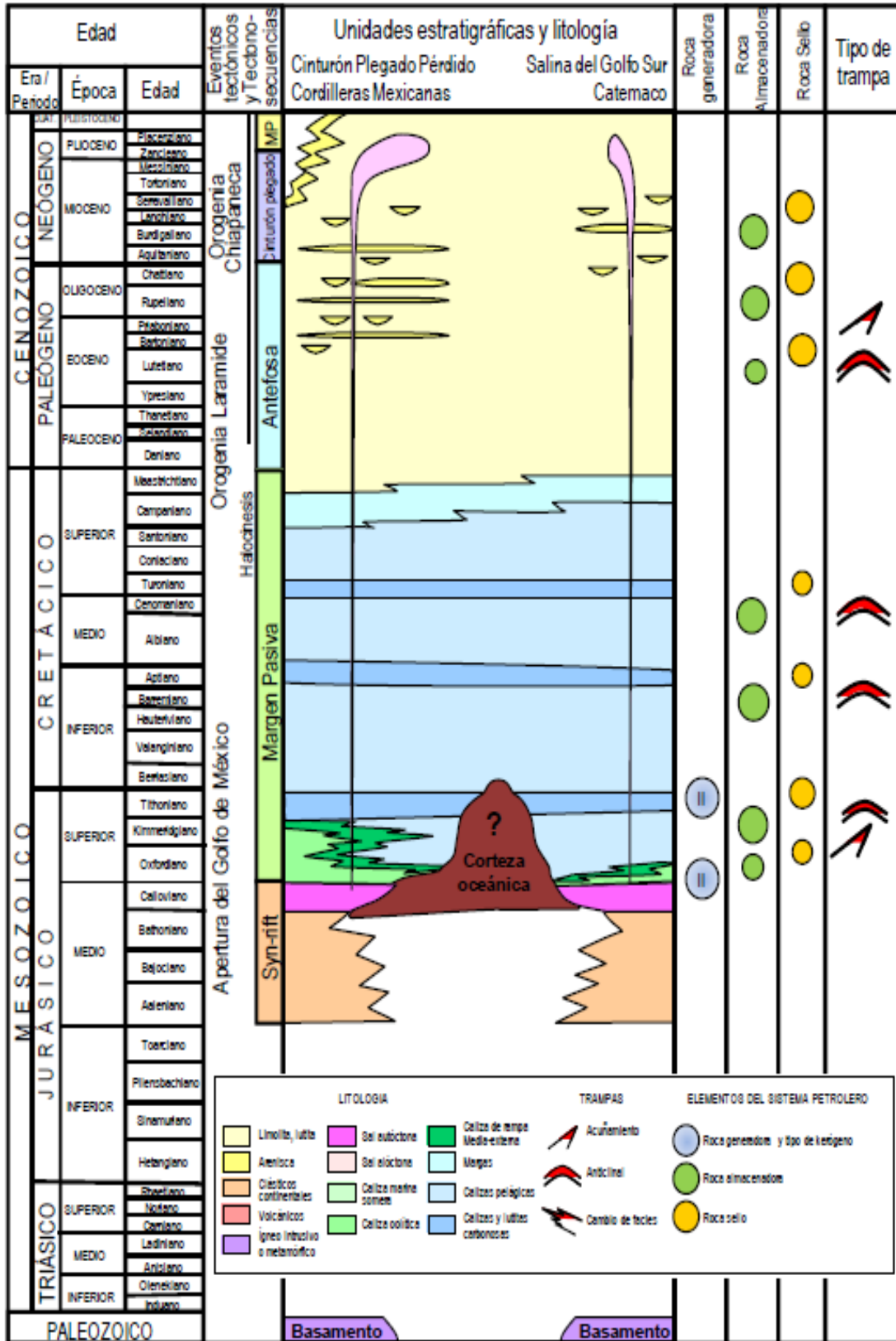


Fig. 4.24 Columna estratigráfica de la Cuenca del Golfo de México Profundo (PEMEX, 2013-B).

Para el Jurásico Tardío con mayor entrada de aguas marinas en la cuenca se desarrollaron rampas en rocas carbonatadas y siliciclásticas hacia los bordes, mientras que hacia el centro de la cuenca se considera que prevalecieron ambientes de mar abierto, donde se depositaron calizas arcillosas que pueden constituir rocas generadoras. A finales del Jurásico Tardío una transgresión marina establece ambientes de cuenca euxínica donde se depositaron calizas arcillosas y lutitas calcáreas ricas en materia orgánica. Para el Cretácico, se generaron condiciones de cuenca abierta en ocasiones oxigenada donde se depositaron carbonatos arcillosos de cuenca en el sector profundo del golfo (PEMEX, 2013-B).

En el Cenozoico, la cuenca comenzó a recibir sedimentación siliciclástica que se depositó en facies de canales y abanicos de piso de cuenca, principalmente durante el Eoceno al Mioceno tardío y hasta el Plioceno en las zonas Salina del Bravo, Cinturón Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Cinturón Plegado Catemaco y la parte suroeste de la Cuenca Salina del Istmo (PEMEX, 2013-B).

4.1.2.5 Sistema Petrolero.

La evolución de la generación de los hidrocarburos hacia el Golfo de México Profundo se ha calculado únicamente con modelado de cuencas, considerando los parámetros geológicos y geoquímicos que se han obtenido de los pozos perforados, de esta forma, se ha calculado que hacia la plataforma, donde las rocas generadoras del Tithoniano son cubiertas por menores espesores de roca sedimentaria, la generación de hidrocarburos inicia en etapas muy recientes, o incluso no ha iniciado todavía, y donde se han alcanzado condiciones de generación esta ocurrió hace menos de 5 millones de años, iniciando su expulsión durante los últimos 3 o 2 millones de años hasta la época actual. En la porción central del Golfo de México Profundo, se han identificado zonas de generación de hidrocarburos; sin embargo, la expulsión de los mismos está limitada hacia los depocentros más profundos, donde la generación de hidrocarburos puede haber ocurrido entre 8 y 10 millones de años en el pasado, y la expulsión en épocas más recientes, conforme la roca generadora se va sepultando por intervalos más gruesos. Al oeste del Golfo de México en las Cordilleras Mexicanas y Cinturón Plegado Catemaco, se encuentra ya en una etapa metagenética, la generación de los hidrocarburos se ha dado en etapas muy antiguas hace aproximadamente 55 millones de años, y la expulsión hace 25 millones de años, alcanzando incluso el agotamiento del potencial de generación de hidrocarburos (PEMEX, 2013-B).

La migración de los hidrocarburos se ha dado a través de fallas, fracturas o por la interface entre los cuerpos salinos y las rocas donde se encuentran emplazados (PEMEX, 2013-B).

Roca generadora:

En el Cinturón Plegado Perdido y a través de los análisis realizados en muestras de hidrocarburos de los pozos Trión 1, Supremus 1 y Maximino 1, se identificaron aceites saturados ligeros a superligeros, con características que permiten interpretar de que roca generadora provienen, interpretándose que se depositaron en un ambiente subóxico–arcilloso a partir de kerógeno rico en materia orgánica marina con aporte continental (PEMEX, 2013-B).

Hacia las zonas no perforadas del Golfo de México Profundo, se ha identificado la presencia de posibles sistemas petroleros, ya que se tienen abundantes manifestaciones superficiales de hidrocarburos. Los análisis geoquímicos en estas muestras han permitido determinar también su afinidad con las rocas generadoras del Tithoniano, proporcionando evidencias geoquímicas que ésta roca generadora está activa y es eficiente generando termogénicamente, hidrocarburos (PEMEX, 2013-B).

Hacia el Golfo de México Profundo se ha documentado, la presencia de hidrocarburos en sedimentos del fondo marino, que se distribuyen en diferentes porciones, por ejemplo, entre las costas de Tuxpan y Tampico, las manifestaciones se ubican en dirección a la cuenca, entre los campos marinos de la Faja de Oro, desde la Isla de Lobos, Bagre y Atún. Por otro lado, hacia las Cordilleras Mexicanas, al este de Poza Rica, se encuentran varias manifestaciones de hidrocarburos cuyos biomarcadores correlacionan con aceites almacenados en campos del continente, cerca de la costa y en el Golfo de México, por la que se interpreta que proceden de rocas generadoras del Tithoniano (PEMEX, 2013-B).

Se han encontrado también manchas de aceite en la superficie del océano, que están ampliamente esparcidas en el Golfo de México hacia las áreas de Coatzacoalcos y el Golfo Profundo. Hacia el área de Coatzacoalcos se recolectaron solo muestras de gas donde la sal somera ha sido evacuada, en la trayectoria de las fallas que alcanzan la superficie del piso marino, por lo que la migración de los hidrocarburos puede provenir de acumulaciones existentes cerca del amalgamiento de la sal y a partir de las rocas generadoras. Hacia el norte y noreste de los diapiros salinos se recuperaron abundantes muestras de aceite y gas a lo largo de fallas asociadas a tectónica salina somera. Los aceites filtrados, analizados tanto en el área de Coatzacoalcos como en el Golfo Profundo, presentan biomarcadores que permiten correlacionarlos con las rocas generadoras del Tithoniano rico en carbonatos (PEMEX, 2013-B).

Roca almacenadora:

En el Cinturón Plegado Perdido, las principales rocas almacenadoras son areniscas turbidíticas siliciclásticas del Oligoceno depositadas en canales y desbordes de canal (Supremus 1), así como areniscas turbiditas siliciclásticas pertenecientes a abanicos submarinos (Trión 1) y de canales amalgamados (Maximino 1) del Eoceno inferior (PEMEX, 2013-B).

Otras posibles rocas almacenadoras son las calizas de cuenca del Jurásico y Cretácico, que además pueden estar fracturadas por la tectónica salina y la compresión asociada a procesos gravitacionales. Se ha establecido producción de hidrocarburos extrapesados en los Campos Tamil y Nab, ubicados al sureste de esta provincia, en carbonatos de cuenca fracturados del Albiano-Cenomaniano y brechas del Cretácico Superior, respectivamente. Para el Cenozoico se tienen como rocas almacenadoras areniscas turbidíticas Cenozoicas de complejos de canales y abanicos submarinos depositados en esta zona como sistemas de nivel bajo, las cuales, para el Cinturón Plegado Catemaco a nivel del Mioceno corresponden a areniscas productoras de gas, probadas en los pozos Noxal y Lalail. Estas mismas facies se consideran rocas almacenadoras en las Cordilleras Mexicanas y Cinturón Plegado Perdido pero distribuidas en el Eoceno y Mioceno (PEMEX, 2013-B).

Roca sello:

Las rocas sellos para el Mesozoico son lutitas calcáreas del Tithoniano con espesores que pueden variar de 30 a 100 m y a los horizontes intraformacionales de calizas arcillosas del Cretácico, cuyos espesores pueden ser de 30 a 80 m. Para el Cenozoico la roca sello son lutitas que están dispuestas en forma interestratificada o alternada de manera vertical y lateral con las areniscas que conforman la roca almacén, cuyos espesores pueden ser de 50 hasta 1000 m aproximadamente, estas secuencias fueron formadas principalmente por material fino en suspensión y sedimentos arcillosos depositados como parte de los sistemas turbidíticos (PEMEX, 2013-B).

Trampa:

Dada la extensión geográfica de la cuenca y de acuerdo a los eventos tectónicos involucrados y a los ambientes de depósito, están presentes diferentes tipos de trampas, las estructurales que corresponden a pliegues con fallas inversas en sus flancos, nucleados con sal o pliegues de rampas con sal evacuada que estructuran la secuencia del Mesozoico y el Paleógeno en el Cinturón Plegado de Catemaco y en la Cuenca Salina del Istmo. En los sectores Salina del Bravo y Salina del Istmo se postulan trampas estructurales en acuñamientos de arena

contra diapiros, troncos salinos y domos salinos formado por evacuación de sal. Las trampas estratigráficas se atribuyen a las areniscas porosas confinadas en secuencias arcillosas o acuñamientos contra sal, asociados a las facies de canales y abanicos de piso de cuenca depositados del Eoceno al Mioceno de la cuenca y por último, las trampas combinadas que corresponden a facies arenosas estructuradas por la tectónica salina o la componente asociada a deformación por efecto de gravedad (PEMEX, 2013-B).

En el Cinturón Plegado Perdido las trampas están conformadas por pliegues de flexura con despegue en la sal Jurásica, estas estructuras tienen orientación NE-SW producto de la contracción del Oligoceno al Reciente.

Hasta la fecha se ha comprobado que existe carga en las rocas del Neógeno con producción de hidrocarburos gaseosos en el área de Cordilleras Mexicanas y del Cinturón Plegado Catemaco. Con base en los resultados del modelado geológico existen otras potenciales áreas favorables para el entrapamiento de hidrocarburos líquidos, sobre todo hacia el Cinturón Plegado Perdido donde se ha comprobado su existencia del lado de EUA, Salina del Bravo, Cordilleras Mexicanas por debajo del despegue del Eoceno, y en la Salina del Istmo (PEMEX, 2013-B).

4.2 Ejemplos en el Mundo.

A nivel mundial hay varios ejemplos representativos de las cuencas de margen pasivo, ya que se encuentran en la actualidad en todos los límites del océano y un continente que no está marcado por una falla transformante o, una zona de subducción o un rift. Los márgenes pasivos definen la región que rodea el Océano Atlántico, el Océano Ártico y el Océano Índico occidental, y definen la totalidad de las costas de África, Groenlandia, India y Australia. También se encuentran en la costa este de América del Norte y América del Sur, en el oeste de Europa, en la mayor parte de la Antártida y en Asia del Este donde algunas zonas corresponden a márgenes pasivos.

Pero no todos estos ejemplos cuentan con yacimientos petroleros o potencial de hidrocarburos, debido al proceso de formación y de las condiciones en que fueron evolucionando.

4.2.1 Cuenca de Mars-Ursa, Estados Unidos.

La cuenca de Mars-Ursa es una cuenca con mucho potencial de hidrocarburos principalmente de gas y condensado, es considerada un margen pasivo ya que su formación se originó en el Golfo de México y no hay actividad tectónica, solo hay actividad por la sal.

4.2.1.1 Ubicación.

La Cuenca de Mars-Ursa se encuentra a 210 km al sur-sureste de Nueva Orleans, Luisiana, al noroeste del Golfo de México con un talud continental con una cortina de agua entre 800 a 1400 m de profundidad (Figura 4.25), (Sawyer, 2006).

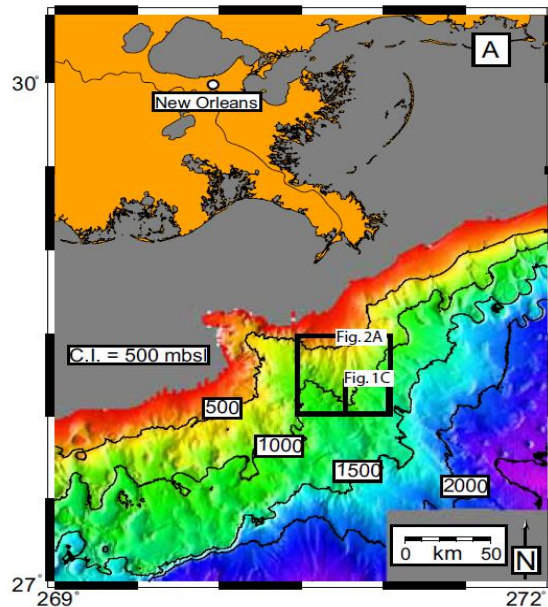


Fig. 4.25 Ubicación de la cuenca Mars-Ursa (Sawyer, 2006).

Se compone principalmente de depósitos de turbiditas y está rodeada de cuerpos salinos alóctonos. Es una parte estructural de la cuenca donde existen las denominadas mini cuencas saladas tabulares (Diegel et. al., 1995). Esta cuenca cubre gran parte del talud continental. Se caracteriza por tener minicuenas rodeadas de cuerpos de sal con capas con baja inclinación. La sal superficial tiene una geometría tabular (alargada con una superficie plana y/o una base de sal), (Bouroullec et. al., 2004).

La formación de las mini cuencas ocurre cuando tres o más diapiros de sal se originan al mismo tiempo que ocurre sedimentación por lo que están asociados a la tectónica salina. La sedimentación se dio del norte-noreste durante el Mioceno con lo que inicio la movilización sal lo que originó la formación de las mini cuencas (Bouroullec et. al., 2004).

4.2.1.2 Marco estratigráfico y ambiente de depósito.

La mayoría de los sedimentos en el Neógeno son turbiditas y se clasifican como depósitos de abanicos submarinos en aguas profundas (Martin et. al., 2004). La actividad tectónica local y los efectos de gravedad han jugado un papel importante en la inclinación de las secuencias sedimentarias. La sedimentación fue en parte

controlada por la forma de las minicuevas producidas por el movimiento de sal y de la etapa de evolución de los sistemas que rodean la sal. En la Tabla 4.1 se muestra un resumen de la configuración de depositación de la cuenca de Mars-Ursa desde el Mioceno, incluyendo una breve descripción de siete secuencias de depósito que se han asignado a través de una porción del área de la prolongación del Cañón de Mississippi (MC), incluyendo la cuenca del Mars-Ursa (Martin, 2002).

Edad Geológica	Secuencia en Ma	Facies dominantes	Sistema depositacional
Pleistoceno	N/A	N/A	Abanicos submarinos
Pleistoceno Tardío	N/A	Complejo	Talud continental
Pleistoceno Medio	4.1 – 3.6	Depósitos de arena mas gruesos	Talud continental
Pleistoceno Temprano	5.4 – 4-1	Destrucción de facies, pérdida de masa	Talud continental
Mioceno Tardío	6.2 – 5.4	Sistema de canal de desbordamiento; incremento en el aporte de arena	Abanico submarinos con depósitos en la plataforma alimentado por un delta
Mioceno Tardío	7.45 – 6.2	Sistema de canal de desbordamiento; incremento en el aporte de arena	Abanico submarinos con depósitos en la plataforma alimentado por un delta
Mioceno Tardío	8.2 – 7.45	Sistema de canal y desbordamiento	Abanico submarinos con depósitos en la plataforma alimentado por un delta
Mioceno Tardío	9.0 – 8.2	Desbordamiento	Abanico submarinos con depósitos en la plataforma alimentado por un delta
Mioceno Tardío	10.75 – 9.0	Sistema de canal de desbordamiento; en el norte dominado por el canal y desbordamiento, y en el sur por desbordamiento	Abanico submarinos con depósitos en la plataforma alimentado por un delta
Mioceno Medio	N/A	N/A	Abanicos submarinos
Mioceno Temprano	N/A	N/A	Piso de la cuenca

Tabla 4.1 Resumen de la información estratigráfica de la cuenca Mars-Ursa (Modificada de Pell, 2007).

Durante Mioceno temprano, la Cuenca de Mars-Ursa era una zona de acumulación de sedimentos lento (Galloway et al., 2000); el área estaba en un ajuste isostático no confinado (Risch et al., 1994). Probablemente fue dominada por un sistema de depósito de corrientes asociados a un complejo turbidítico (Raymond, 2002). Galloway et al. (2000) han clasificado el sistema de depósito como una zona en el piso de la cuenca, donde los sedimentos se "alimentan de manera uniforme" de una serie de paleocanales (Galloway, 1998).

Al sur de la Cuenca de Mars-Ursa se registró un aumento en la velocidad de la sedimentación en el Mioceno medio, que estuvo acompañado por la movilización de la sal y la formación de minicuenas (Risch et al., 1994). Galloway et al. (2000) han propuesto la existencia de abanicos submarinos que se extiende a través de la cuenca y en las zonas de, Atwater Valley y los bloques de Lund. Este complejo de abanicos submarinos se caracteriza por tener depósitos de turbiditas parcialmente canalizados asociados a un sistema turbidítico fangoso (Galloway et al., 2000). Risch et al. (1994) reportaron la aparición de bloques de arena durante la perforación de la columna de la Cuenca de Mars-Ursa hacia centro-sur (Pell, 2007).

Para el Mioceno Tardío, se interpretan 3 sistemas de depósito; abanico de cuenca (abanico McAVLU), plataforma (plataforma central del Golfo de México) y en límite del sur progradando por la plataforma de un delta (Galloway et al., 2000). Las cinco secuencias que se forman en el del Mioceno Tardío están dominadas por sistemas de canales de desbordamiento. Martin (2002) interpretó los desbordamientos en la mitad del sur de la cuenta entre los 10.75 a 9 Ma, con límites de secuencia y con depósitos de canal de desbordamiento en la parte norte de la cuenca. Debido a la presencia de depósitos del desbordamiento generalizado, Martin (2002) propone que las principales zonas de transferencia de sedimentos fueron al este de la cuenca. La sedimentación que predominó en el lapso 9 a 8.2 Ma, fue por el desbordamiento esporádico ya que hubo bajas tasas de sedimentación. Entre los 8.2 a 7.45 Ma se tienen secuencias de desbordamiento principalmente intercaladas con capas de arena de relleno en el canal (Pell, 2007).

Risch et al. (1994) identificaron abanicos submarinos en el piso de la cuenca a finales del Mioceno y pliegues sedimentarios en la pendiente en el sur de la Cuenca. Mahaffie (1994) ha descrito las principales características de los yacimientos en edades Mioceno-Plioceno en la parte norte de la cuenca. Martin (2002) interpreta depósitos de rellenos de canal y de desbordamientos, en secuencias terrígenas que van de 7.45 Ma hasta los 6.2 Ma. La cuenca Mars-Ursa recibió una gran cantidad de arena durante este tiempo sobre todo en su sector norte) (Martin, 2002). Entre los 6.2 Ma hasta 5.4 Ma las de la cuenca del Mars-

Ursa tienen abundantes depósitos arenosos (Martin, 2002). Estas secuencias del Mioceno superior están dominadas por los abanicos, lóbulos y zonas de desborde (Pell, 2007).

Durante el Plioceno Temprano, la cuenca sufrió una rápida depositación de terrígenos que ocasionó la retracción de la sal (Risch et. al., 1994). La entrada de arena disminuyó cuando el delta del Río Mississippi emigró al oeste, por lo que la depositación del abanico se detuvo. La región del sur de la Cuenca fue rodeada por retrogradaciones del sistema de plataforma (Galloway et. al., 2000). Martin (2002) interpreta un engrosamiento hacia el norte de la cuenca durante 5.4 Ma hasta 4.1 Ma. Esta cuenca es arenosa a comparación con las demás durante este intervalo de tiempo (Martin, 2002). En el sector suroeste de la Cuenca hubo una disminución en el depósito de terrígenos. La sal se fue movilizaba hacia el norte durante los 5.4-4.1Ma, también hay evidencia de transporte de sedimentos a través del occidente de la cuenca (Martin, 2002). Para las secuencias 4.1-3.6 Ma, la cuenca de Mars-Ursa recibe los depósitos de arena más gruesa en la región (Pell, 2007).

En el Pleistoceno hacia el sur de la Cuenca ocurrió sedimentación asociada a un sistema depositado. Se desarrollaron cañones durante este tiempo al noroeste quienes suministraban sedimentos (Galloway et. al., 2000).

Roca generadora:

Corresponde con secuencias arcillosas mesozoicas y cenozoicas, por la naturaleza de la roca generadora mesozoica, las manifestaciones han sido principalmente de aceite como los que produce el pozo Ñú. La presencia de gas está asociada a rocas del Oligoceno y Eoceno. Esta roca generadora está asociada a la apertura del Golfo de México en donde se observa que la distribución de la sal está contenida la mayoría de las manifestaciones, desde las cuencas del sur de México hasta las costas de Louisiana (Figura 4.26), (Valencia, 2005). La roca generadora Jurásica se formó cuando la Cuenca era tipo rift.

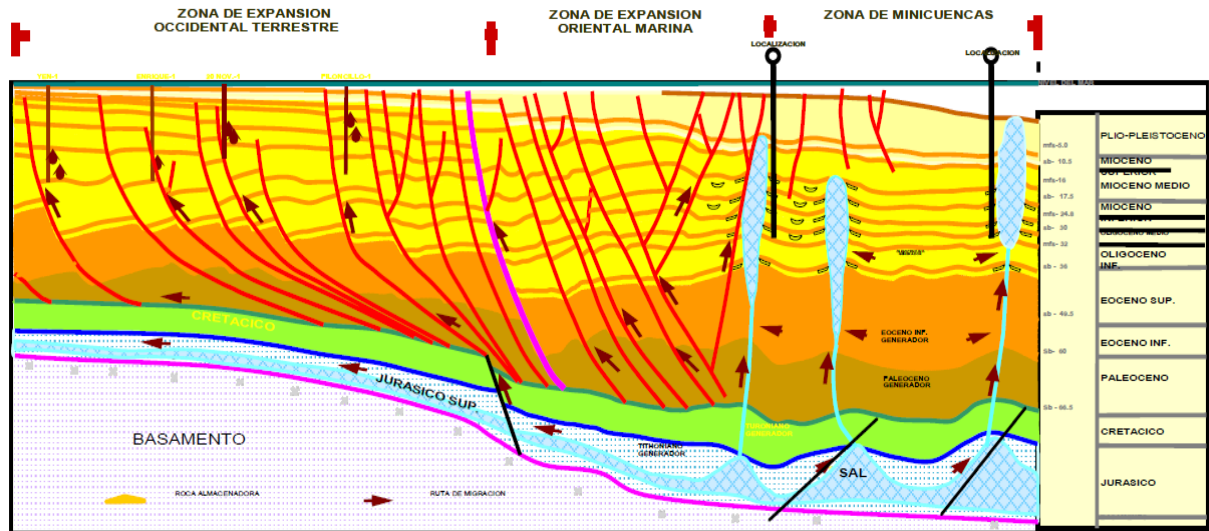


Fig. 4.26 Distribución de la sal (Boletín de Geociencias, 2005).

Roca almacén:

En diferentes épocas geológicas la roca almacenadora siendo las más importantes las que se asocian a un margen en el Cenozoico como las del Mioceno y Pliopleistoceno, cuando el depósito de terrígenos fue más abundante, con espesores de miles de metros; los depocentros fueron migrando por la tectónica que está actuando desde la apertura del Golfo, por reacomodo del fondo marino. El principal aporte de sedimentos proviene del Río Mississippi, que en la mayoría de la historia geológica, ha proporcionado abundantes clásticos que al acumularse han originado espesores muy grandes; otros ríos importantes que han contribuido a los sedimentos son los ríos Brazos y el ancestral Bravo (Figura 4.27), (Valencia, 2005).

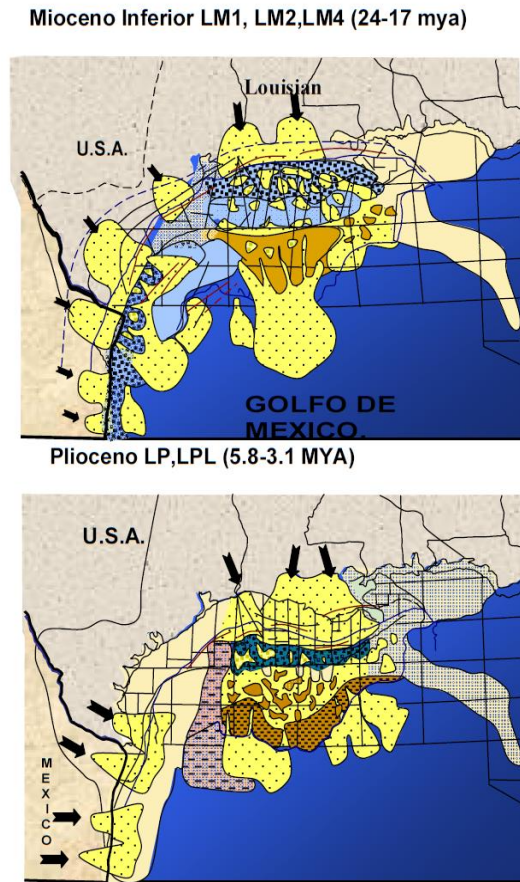


Fig. 4.27 Paleografía que indica la distribución de los ríos y la zonas donde se tienen a las rocas almacenadoras (Boletín de Geociencias, 2005).

Estos ríos durante su evolución han cambiado, lo que puede estar controlado por los eventos tectónicos-estructurales, siendo las principales fuentes de suministro de sedimentos arenosos que constituyen a las rocas almacenadoras. Las facies dominantes en el Mioceno y Plioceno son: la plataforma expandida en la porción interna y costera, su borde de talud y hacia aguas con batimetrías cercanas a los 1000 m o más fue donde se acumularon facies de canal y abanicos submarinos; estas mismas facies se tienen presentes desde el levantamiento de Lankahuasa hasta las costas de Louisiana.

Roca sello y trampa:

En el área se tienen gran variedad de trampas asociadas a sus sistemas de depósito como son desde la margen de plataforma, talud y los abanicos submarinos: en la margen de plataforma ocurrió una serie de repeticiones sedimentarias, con un crecimiento de terrígenos que contienen varios horizontes almacenadores, en donde el sello superior son facies finas. Un factor de riesgo son las fallas, que al ser verticales no permiten estructuras cerradas, evidenciando

que el hidrocarburo este migrando y no se entrampe en volúmenes adecuados para una explotación económica (Valencia, 2005).

Sistema de talud: Su característica es que es una zona en donde la roca almacén no se deposita en grandes volúmenes ya que la pendiente, la fuerza de gravedad y los flujos de turbidez no lo permiten, formando barras o arenas turbidíticas de extensión muy limitada y errática. Los sellos son lutitas.

Sistemas de abanicos y acuñamientos: Se tiene una distribución de arenas que desembocan de zonas de alta pendiente procedentes de cañones, existentes desde la plataforma estos van graduando en su calidad, tamaño y extensión de la roca almacenadora, cambiando de granos gruesos a grano fino; otros son también por el transporte por corrientes submarinas y que normalmente son paralelas al talud, esta distribución está limitada por sellos de lutitas, que en conjunto forman las mejores trampas (Valencia, 2005).

Sincronía y migración:

Una de las etapas más importante para que el sistema petrolero este completo es la fase de la sincronía, en donde debe estar conformada la trampa, haber ocurrido la migración, tener la presencia de trampas y rocas almacenadoras, lo que favorece la existencia de un play. El play es el contenedor de todo el sistema petrolero. Los campos asociados a los diferentes plays que tienen se encuentran en aguas someras y profundas, y son principalmente productoras el Hally Beach, La Luz y Santa Fe, estos últimos por tener producciones marginales se tienen como campos de baja productividad. También se tiene el campo de Father Island South (Figura 4.28), (Valencia, 2005).

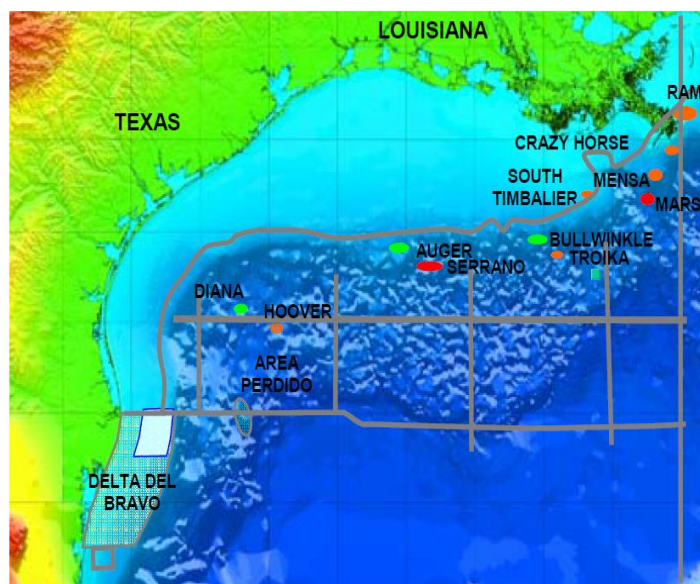


Fig. 4.28 Incrementos de sal y campos análogos (Boletín de Geociencias, 2005).

La franja salina proporciona evidencia de que la migración de hidrocarburos se tiene desde el Jurásico, ya que algunos campos del sector norte del Golfo de México tiene producciones de aceite que se asocia con rocas generadoras del Oxfordiano, por ello es importante saber sobre la deformación y expansión de los diapíros, mismos que se asocian a la existencia del sistema petrolero; los diapíros de sal fueron evaluados con base en métodos gravimétricos y magnetométricos, cuya distribución se muestra en la Figura 4.29 (Valencia, 2005).

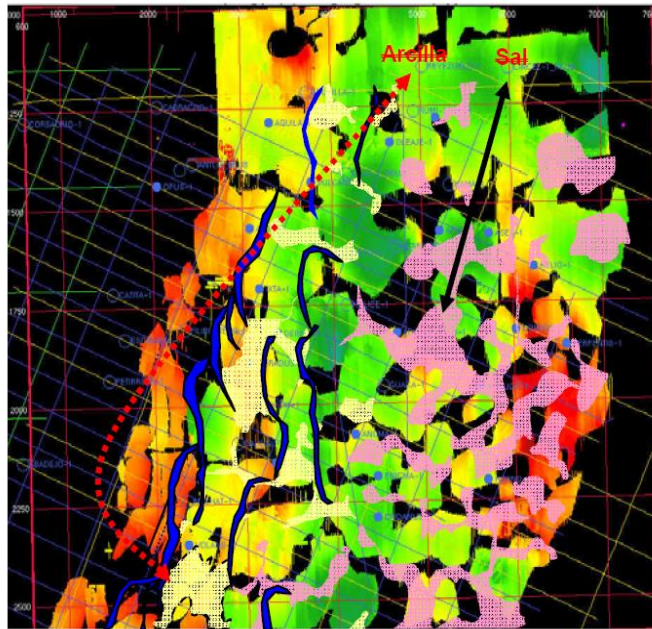


Fig. 4.29 Horizontes del Mioceno, diapíros de arcillas y sal (Boletín de Geociencias, 2005).

Los diapíros se forman por migración salina, tomando en consideración de que cuando la sal es expulsada forma lo que se llama soldadura de sal; esta es también es muy importante porque de ahí migra el hidrocarburo asociado con la sal y se entrampará en estructuras donde se tiene presencia de sedimentos arenosos.

Para las secuencias puramente arcillosas solo crean fallas de crecimiento donde la migración puede darse solo por las fallas, pero el crecimiento no necesariamente será solo de arcillas sino también se forman areniscas en las facies de aguas profundas, que en algunos casos se asocian con trampas petroleras (Valencia, 2005).

4.2.2 Cuenca de Tarim, China.

La Cuenca de Tarim ubicada en China, es considerada de margen pasiva durante el Paleozoico, donde hubo la formación de hidrocarburos. Las rocas carbonatadas pérmicas y las capas de carbón de las facies alternadas marina-terrestre actúan

como rocas generadoras; las rocas carbonatadas del Triásico Medio-inferior actúan como rocas almacenadoras; las lutitas del Pérmico Medio y Triásico Superior actúan como rocas sello (Zhang et. al., 2004).

Después de su formación como margen pasivo fue evolucionando a cuenca tipo foreland donde hay una mayor presencia de hidrocarburos y se considerada una fuente importante de recursos naturales para China.

4.2.2.1 Ubicación.

La cuenca sedimentaria de Tarim es la cuenca intracratónica más grande de China, además de ser la mayor cuenca donde el agua no tiene salida fluvial hacia el océano. Se encuentra en la Región Autónoma de Uigur de Xinjiang (República Popular China), al oeste de China (Figura 4.30), (Sequero, 2013-B).



Fig. 4.30 Localización geográfica de la cuenca de Tarim (Sequero, 2013-B).

Comprende una superficie de unos 906,500 km², extendiéndose 1500 km de este a oeste y 600 km de norte a sur. Su altitud con respecto al nivel del mar es de unos 800 a 1300 metros. Está limitada al norte por las montañas Tian Shan, al sur por las montañas Kunlun y Pamires al oeste. Sobre esta cuenca se encuentra el desierto de Taklamakan, que ocupa una superficie de unos 333,000 km², cubriendo un 47% del área total de China, y es el 2º desierto más grande del mundo después del Sáhara (Sequero, 2013-B).

4.2.2.2 Marco estratigráfico y ambiente de depósito.

Está formada por la superposición de muchos tipos de cuencas en diferentes periodos geológicos, y es el resultado de una amalgamación durante los periodos Carbonífero y Pérmico, entre un antiguo microcontinente (India) y el entonces creciente continente euroasiático (Sequero, 2013-A).

Antes de la fragmentación de la Pangea, India era parte de Godwana, en el Hemisferio Sur, y al separarse de ese continente la India se movió rápidamente (desde el punto de vista geológico, pues se desplazaba a tan solo una velocidad de 15 cm por año) en dirección norte. De acuerdo con la teoría de la Tectónica de Placas, a medida que la India se desplazaba en dirección norte, se producía la subducción de corteza oceánica por debajo de la corteza continental. La subducción continuada a lo largo del borde de Asia creó un borde de placa de tipo andino, que contenía un arco volcánico bien desarrollado y un prisma de acreción. El borde norte, por su parte, era un borde continental de margen pasivo compuesto por una gruesa plataforma de sedimentos de aguas someras y rocas sedimentarias (Sequero, 2013-A).

La placa que subduce contiene un continente, la subducción continuada transportando el bloque continental. Aunque la litosfera oceánica es relativamente densa y subduce con facilidad, la corteza continental contiene cantidades importantes de material de baja densidad, por lo que no puede experimentar una subducción apreciable. Por consiguiente, la llegada de la litosfera continental se traduce en una colisión con el bloque continental suprayacente, produciéndose un fenómeno denominado "obducción", y la interrupción de la subducción (Sequero, 2013-A).

Formaciones en el margen pasivo (Carbonífero-Pérmica).

Sequero (2013-A), identifico 3 formaciones en la Cuenca de Tarim, cuando era un margen pasivo, las cuales son:

- **Formación Sishichang – Kangkelin (Carbonífero):** Constituido por 2000 metros de facies carbonatadas y siliciclásticas. Esta sucesión va desde gravas fluviales a turbiditas siliciclásticas, que luego pasa a areniscas en la plataforma superpuestas por carbonatos.
- **Formación Kangkelin (Carbonífero superior):** Conglomerados fluviales, areniscas y calizas marinas someras.
- **Formaciones Kupukuziman, Kaipazileke y Shajingzi (Pérmico):** Cada serie tiene al menos unos 150-200 m de espesor, y están intercalados con

intervalos de sedimentos continentales. En la parte más baja encontramos sedimentos carbonatados, con raíces de árboles fosilizadas. Además, se encuentran capas de lavas basálticas correspondientes a episodios de erupciones volcánicas.

Capítulo 5. Desarrollo de Yacimientos

A continuación se describe la forma en que se desarrollan los yacimientos de margenes pasivos ubicados en la Cuenca de Burgos y en la Cuenca del Golfo de México Profundo, los que corresponden con ejemplos diferentes, ya que en la Cuenca de Burgos se encuentra principalmente gas no asociado y en la Cuenca del Golfo de México Profundo se encuentra principalmente gas asociado y condensados, un factor muy importante son la forma de desarrollar los yacimientos y los equipos que se utilizan tanto en la perforación como en la producción de los hidrocarburos, ya que en el Golfo de México Profundo se está perforando con tirantes de agua mayores a 500 m y se tiene mayor presencia de domos, diapiros y canopies salinos.

5.1 Cuenca de Burgos.

Desde el año 2001, la Cuenca de Burgos incorporo un total de 66.8, 173.7 y 317.7 miles de millones de pies cúbicos de gas de reservas probadas, probables y posibles, respectivamente. La producción promedio diaria de la Cuenca de Burgos durante el 2009 fue alrededor de 1,000 millones de pies cúbicos de gas, que representa 21.9 % de la producción total de gas del país (Bruno, 2010).

En el año 2003 se descubrió un volumen de reservas 3P de 164.8 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, 705.4 miles de millones de pies cúbicos de gas, que representa 61.9 % de la totalidad de reservas 3P encontradas en la Región Norte en el año 2003. El pozo exploratorio Nejo-1, es de los más importantes ya que reveló la existencia de un yacimiento de aceite súper ligero de 46 °API a una profundidad de 2,650 metros. La incorporación estimada del yacimiento descubierto con el pozo asciende a 28.8 millones de barriles de petróleo crudo equivalente de reservas 3P (Reservas de hidrocarburos de México, 2004).

Durante el 2004 se incorporaron reservas de gas no asociado con los pozos Cúpula-1, Vagabundo-1, Tequis-1, Visir-1, Talud-1, Azabache-1, Pame-1, Santander-1, Casta-1, Bayo-1, Patlache-1 y Nejo-101, los cuales aportaron un volumen de reservas 3P de 417.5 miles de millones de pies cúbicos de gas natural, que equivalen a 93.0 millones de barriles de petróleo crudo equivalente (Bruno, 2010).

La Cuenca de Burgos sigue siendo la más importante en términos de reservas descubiertas y producción de gas no asociado, en el 2004 se incorporaron con la perforación de doce pozos exploratorios 34.9, 181.5 y 417.5 miles de millones de pies cúbicos de gas no asociado de reservas 1P, 2P, y 3P, respectivamente (Reservas de hidrocarburos de México, 2005).

En el año 2006 la Cuenca de Burgos contribuyó con reservas de gas no asociado de los pozos Rusco-1, Fogonero-101, Hidalgo-1, Mareógrafo-1, General-8, Cachas-1, Cheché-1, Quintal-1, Explorador-115, Rosal-2, Antiguo-7, Arcabuz- 560 y Algodonero-1, los cuales aportaron un volumen de reservas 3P de 351.8 miles de millones de pies cúbicos de gas natural, que equivalen a 67.3 millones de barriles de petróleo crudo equivalente (Bruno, 2010).

Durante los años 2007 y 2008 se perforaron pozos relevantes que resultaron exitosos, por lo que a continuación se describen sus principales características.

YACIMIENTO BATO.

El yacimiento se descubrió con el pozo Bato-1, el que se localiza aproximadamente 55 kilómetros al Sureste de la ciudad de Reynosa, en el municipio de Río Bravo, Tamaulipas, dentro del área correspondiente al proyecto de inversión Burgos-Reynosa y en el cubo sísmico 3D Mazorca-Pesero.

Su objetivo fue el de incorporar reservas de gas en secuencias arenosas deltaicas, asociadas a barras y canales dentro del play Vicksburg de edad Oligoceno (margen pasivo). La estructura del yacimiento donde se perforó el pozo Bato-1 fue producida por el sistema de rotación de bloques asociada a una falla de crecimiento de dirección Suroeste a Noreste, generando un anticlinal con la misma orientación y su cierre se presenta contra esta falla de crecimiento y hacia el Sur y al Este por el echado de la estructura. El pozo se perforó hasta alcanzar 5,500 metros de profundidad, la columna geológica penetrada está constituida por sedimentos que van de la Formación Vicksburg del Oligoceno hasta el Plio-Pleistoceno que se encuentra aflorando. Las pruebas de producción realizadas resultaron satisfactorias y corresponden a la Formación Vicksburg de edad Oligoceno (Bruno, 2010).

El modelo geológico que se interpretó para las rocas del primer intervalo, es el de facies de barras asociadas a un sistema fluvio deltaico. Para los otros dos intervalos, se interpretan como de facies canalizadas (Reservas de hidrocarburos de México, 2008).

La roca generadora de hidrocarburos para esta área corresponde a lutitas pertenecientes a la Formación Wilcox del Eoceno, con buenas características de roca generadora, ya que contienen abundante de materia orgánica tipo III, con rangos de carbono orgánico total entre 13 y 43 % (Bruno, 2010).

La roca sello del play corresponde a paquetes arcillosos con espesores considerables de hasta 100 metros, lo que está documentado por los registros geofísicos de pozos, por los núcleos y por las muestras de canal. La trampa está asociada a la rotación de bloques producida por la falla de crecimiento. En el lado del bloque bajo de la falla se encuentra la zona donde se desarrollan las trampas en los diferentes niveles estratigráficos, donde los desarrollos arenosos se acuñan conforme se alejan de la falla principal limitando la extensión de la trampa (Bruno, 2010).

La trampa es de tipo estructural con componente estratigráfica, donde las rocas almacenadoras presentan buena calidad petrofísica en las arenas. Los yacimientos están constituidos por areniscas gris claro de grano fino de cuarzo, subredondeados, regularmente clasificados, con una porosidad promedio de 13.7 %, saturación de agua de 43 % y una permeabilidad de 0.5 milidarcies (Bruno, 2010).

El volumen original 3P de gas es 61.8 miles de millones de pies cúbicos, en tanto las reservas originales 1P, 2P y 3P estimadas son de 10.2, 19.9 y 37.0 miles de millones de pies cúbicos de gas, respectivamente (Reservas de hidrocarburos de México, 2008).

YACIMIENTO CALI

Se localiza a aproximadamente a 33 kilómetros al Suroeste de la ciudad de Reynosa, en el municipio de Gustavo Díaz Ordaz, Tamaulipas, que se descubrió por la perforación del pozo cali-1. El objetivo del pozo fue incorporar reservas de gas en secuencias arenosas deltaicas, asociadas a un complejo progradante de barras de desembocadura y canales distribuidos dentro del play Jackson de edad Eoceno (margen pasivo). El pozo fue terminado en una estructura asociada a un bloque alto, adyacente a una falla de crecimiento del Eoceno Jackson y producida por la convergencia de dos segmentos de fallas extensionales, con inclinación hacia el Oriente, dando lugar a una estructura de tipo rampa de relevo (Reservas de hidrocarburos de México, 2009).

La trampa es de tipo estructural con componente estratigráfica y está asociada a un alto estructural con cierre contra falla. La acumulación de sedimentos estuvo privilegiada hacia los márgenes de la falla producto de la expansión; derivado de ello, la mayor acumulación de sedimentos ocurrió hacia los bloques bajos de los segmentos de falla (Bruno, 2010).

El pozo fue perforado hasta alcanzar una profundidad de 2,411 metros bajo el nivel del mar. La columna geológica atravesada está constituida por sedimentos terrígenos pertenecientes a la Formación Jackson Medio de edad Eoceno, hasta la Formación Frío No Marino del Oligoceno, misma que se encuentra aflorando. Una prueba de producción resultó positiva dentro de la Formación Jackson Medio. El modelo geológico de las areniscas apoyado por la interpretación de los registros geofísicos, fue el de barras de desembocadura asociadas a un delta dominado por olas (Bruno, 2010).

La roca almacén en estos yacimientos está litológicamente compuesta por areniscas de grano fino, de cuarzo y fragmentos líticos, subredondeados y regularmente clasificados (Bruno, 2010).

La roca generadora de hidrocarburos para esta zona corresponde a las lutitas pertenecientes a la Formación Wilcox del Paleoceno (margen pasivo), con buenas características para la generación de hidrocarburos, ya que contiene una cantidad considerable de materia orgánica (Bruno, 2010).

La roca sello para este play corresponde a paquetes arcillosos con espesores considerables, de hasta 200 metros, pertenecientes a la Formación Jackson Superior. Esto ha sido corroborado con la interpretación de los registros geofísicos de pozo y con las muestras de canal (Bruno, 2010).

Los yacimientos están constituidos por areniscas de grano fino de cuarzo y fragmentos líticos, con una porosidad promedio de 20 %, saturación de agua de 44% y permeabilidad de 5 milidarcies. En este tipo de areniscas, los valores de porosidad que se presentan generalmente son buenos. En la prueba de producción realizada, el pozo alcanzó un gasto inicial de 23.1 millones de pies cúbicos de gas por día (Bruno, 2010).

El volumen original 3P de gas en este yacimiento es de 230.1 miles de millones de pies cúbicos, en tanto que las reservas originales 1P, 2P y 3P, estimadas son 22.0, 22.0 y 160.7 miles de millones de pies cúbicos de gas respectivamente (Reservas de hidrocarburos de México, 2009).

A continuación se presentará en las tablas 5.1 a 5.7 la información de un programa de perforación de un yacimiento en un margen pasivo de la Cuenca de Burgos. En la Figura 5.1 se muestra la localización del pozo Escorpión-34, localizado en el Campo Escorpión, ubicado en la Cuenca de Burgos.

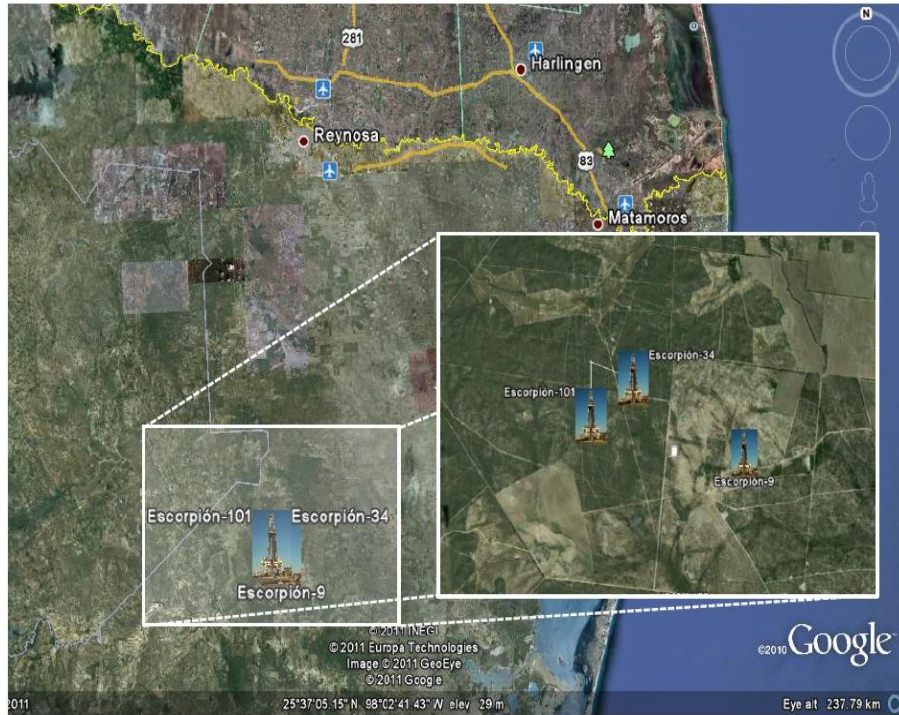


Fig. 5.1 Ubicación del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

POZO:	ESCORPIÓN-34
CLASIFICACIÓN:	Desarrollo
EQUIPO:	F.I. - 630
TIPO:	Direccional
LOCALIZACIÓN	Localización Escorpión
MUNICIPIO	Méndez
ESTADO	Tamaulipas
PROYECTO	Burgos UNAM-A

Tabla 5.1 Nombre y datos principales del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

	ESCORPIÓN-34
Movimiento:	6 al 13 de diciembre de 2010
Inicio de la perforación:	13 de diciembre de 2010
Término de la perforación:	26 de diciembre de 2010
Días programados:	14 días
Días de operación:	11 días

Tabla 5.2 Resumen de tiempos de movimientos de equipo y perforación del pozo Escorpión 34 (Morales, 2013).

ESCORPIÓN-34	
<p>Optimizar la producción en la arena Ov-3 productora en los pozos Escorpión-1, Escorpión-4, Escorpión-15, y Escorpión-101 de la formación Vicksburg de edad Oligoceno. De acuerdo a la columna geológica probable, el objetivo Ov-3 se estará perforando a la profundidad de 1727 [m.v.b.m.r.], 1791 [m.d.b.m.r.] y una profundidad programada total de 2000 [m.v.b.m.r.], 2064 [m.d.b.m.r.]</p>	

Tabla 5.3 Objetivo programado del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

Objetivo	Programa		Real	
	[m.v.b.m.r.]	[m.d.b.m.r.]	[m.v.b.m.r.]	[m.d.b.m.r.]
Primario Ov-3	1727	1791	1725	1787

Tabla 5.4 Objetivo programado vs real del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

Profundidad	Programa		Real	
	[m.v.b.m.r.]	[m.d.b.m.r.]	[m.v.b.m.r.]	[m.d.b.m.r.]
Prof. Total	2000	2064	2060	2142

Tabla 5.5 Profundidad programada vs real del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

En la Figura 5.2 se muestra la sección sísmica con una orientación NE-SW, ilustrando la trayectoria del pozo y el horizonte objetivo, mismo que se encuentra compartimentalizado por una falla normal con caída al oriente y un poco de desplazamiento en la Arena Ov-3, con una profundidad de 1727 m y con una profundidad programada de 2000 m (Morales, 2013).

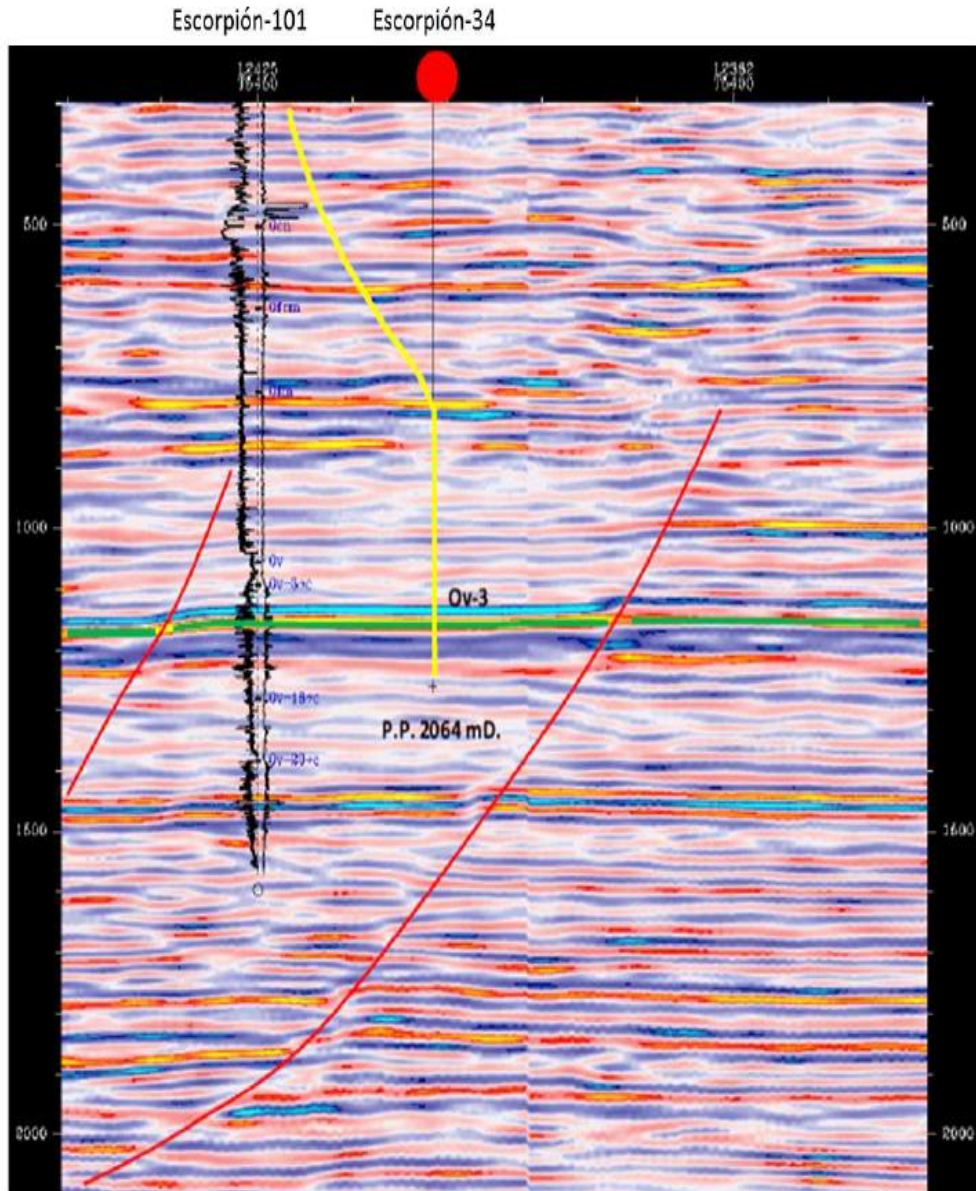


Fig. 5.2 Sección sísmica con orientación NW-SE Escorpión-34 (Morales, 2013).

En la Figura 5.3 se observa la sección estratigráfica del pozo Escorpión-34, en el que se realiza la correlación con otros pozos ya perforados en la margen pasiva.

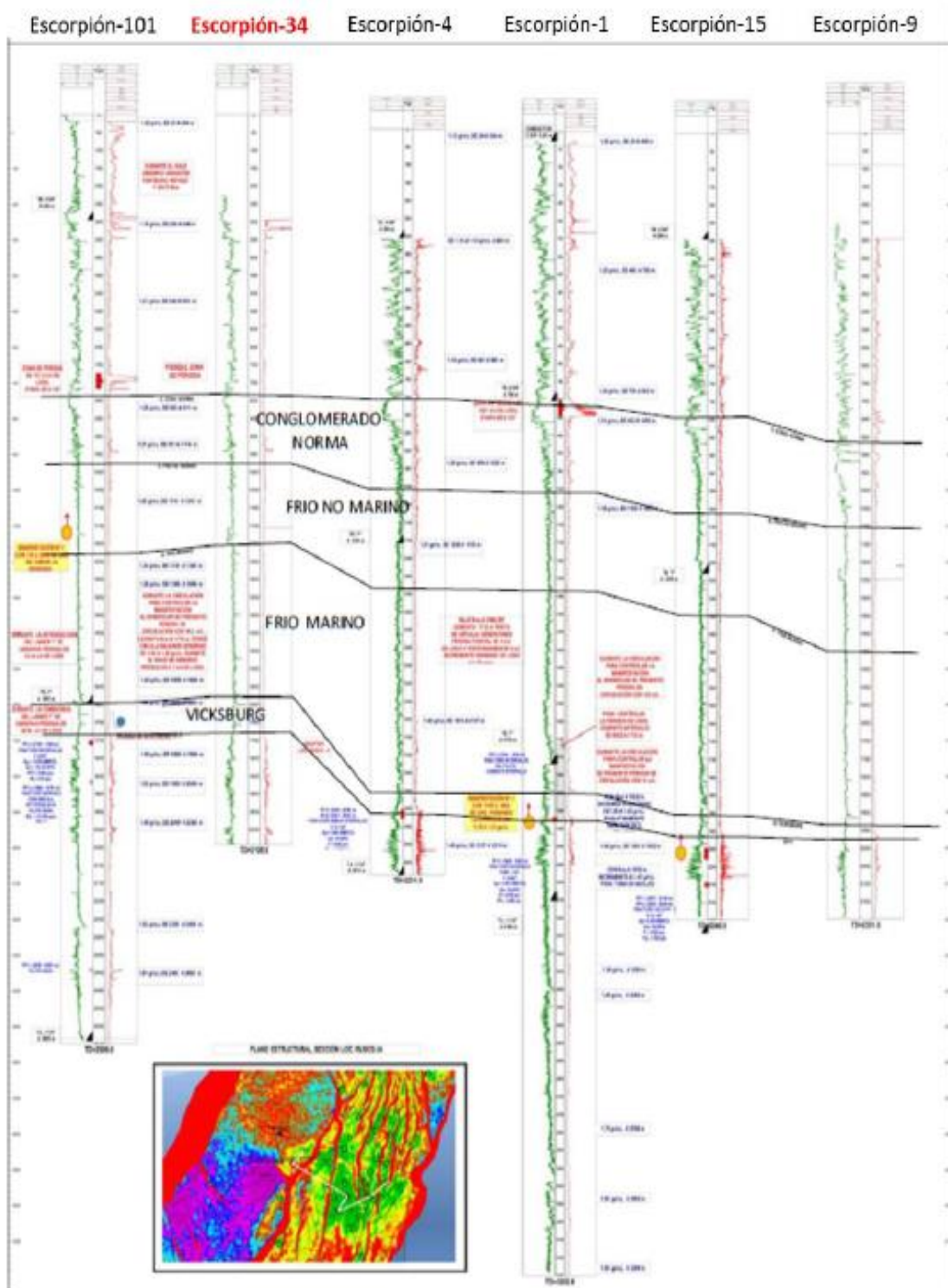


Fig. 5.3 Sección estratigráfica del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

Formación	Profundidad				Espesor [m]	Litología	Barrena
	Programada		Real				Tipo
	[m.v.b.m.r.]	[m.d.b.m.r.]	[m.v.m.r.]	[m.d.b.m.r.]			IADC
M. Catahoula	Aflora	Aflora	Aflora	Aflora	783	60% Arenisca, 40% Lutita	20-294 m M123 294-1255 m M423
O. Conglomerado Norma	781	800	783	801	191	60% Arenisca, 40% Lutita	M423
O. Frío No Marino	1013	1051	974	1007	227	60% Arenisca, 40% Lutita	M423
O. Frío Marino	1252	1309	1201	1253	395	70% Lutita, 30% Arenisca	M423 1255-2142 m M422
O. Vicksburg	1659	1723	1624	1696	436	60% Arenisca, 40% Lutita	M422
Ov-3	1727	1791	1724	1787	270	80% Arenisca, 20% Lutita	M422
Prof. Total	2000	2064	2060	2142			

Tabla 5.6 Columna geológica programada y real del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

ESCORPIÓN-34	
Presión del Yacimiento.	En el pozo Escorpión-1, a la profundidad de 1920 m (OV-3) se tiene una presión de 4064 psi.
Temperatura del Yacimiento.	En el pozo Escorpión-1 se tiene una temperatura de 94 °C a la profundidad de 1925 m.

Tabla 5.7 Información estimada del yacimiento, Presión y Temperatura Escorpión-34 (Morales, 2013).

Para el cálculo de geopresiones en el pozo Escorpión-34 se utilizaron datos de registros de los reportes de perforación de pozos vecinos; se correlacionó con eventos geológicos interpretados a partir de secciones sísmicas estructurales, tales como fallas y zonas anómalas. Se usaron métodos conocidos en la industria como el de Ben Eaton para el cálculo de presión de poro, así como del gradiente de fractura (Morales, 2013).

El proceso para el cálculo de geopresiones en forma general se lleva a cabo a través de 3 etapas:

1. Calcular la Sobrecarga.

2. Estimar el Esfuerzo Efectivo (σ_e) de información de registros: sónico, resistivos y vsp.
3. Calcular la presión de poro. (Presión de poro = Sobrecarga – Esfuerzo Efectivo).

La Figura 5.4 muestra el estado mecánico y los cálculos de presión de poro realizados para el pozo Escorpión-34. Se utilizaron registros, reportes de perforación de los pozos vecinos y posteriormente se utilizaron los registros obtenidos durante la perforación. Morales (2013) describe las principales características y los rasgos que se distinguieron durante la perforación y que fueron observados en diferentes zonas desde el punto de vista de presión de formación, los que a continuación se describen:

Zona 1: Presión normal: 0 – 1150 m. Esta zona se caracteriza por presiones de formación normal, y se usaron pesos de lodo de 1.10 g/cc a 1.15 g/cc. Para contener a las formaciones más someras y llevar una buena limpieza de agujero, considerando que los sedimentos que las conforman pudieron haber ocasionado atrapamientos de la sarta de perforación o bien pérdidas de fluido, tal como ocurrió en el pozo Escorpión-101 al atravesar a la secuencia sedimentaria de la Formación Frío no Marino.

Zona 2: Presión anormal: 1150 – 2142 m. Inicia la zona de presión anormal alta, esta zona comienza a partir de la Formación Frío No Marino e incluye las formaciones Frío Marino y la formación de interés del Oligoceno Vicksburg. Los pesos de lodo utilizados fueron de 1.3 g/cc a 1.45 g/cc. No se presentaron problemas durante la perforación.

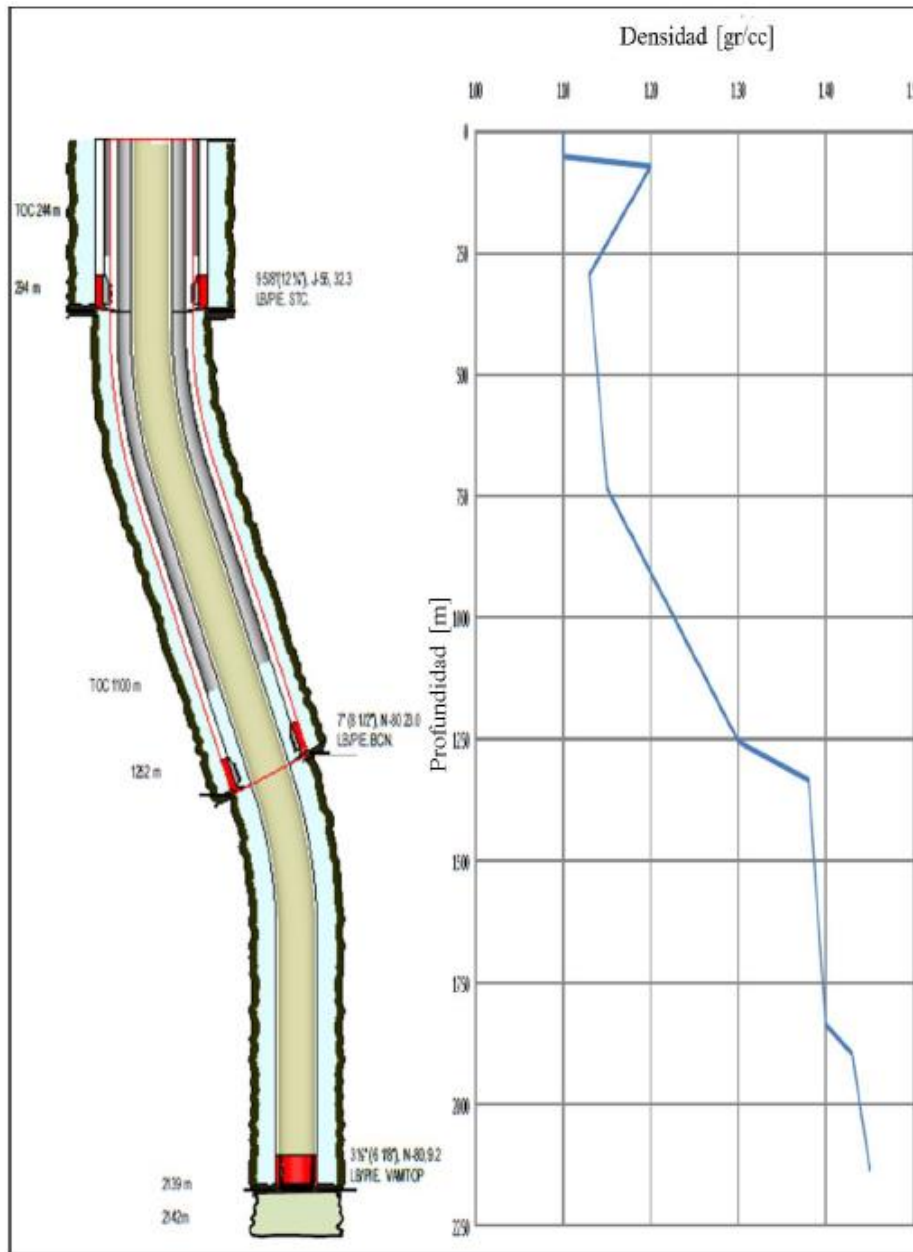


Fig. 5.4 Estado mecánico del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

En las tablas 5.8 a 5.13 se describen los programas de los asentamientos de las tuberías de revestimiento, las características de las tuberías de revestimiento, los factores mínimos de diseño, el tipo de barrenas utilizadas y la toma de registros que se hicieron en el pozo Escorpión 34.

TUBERÍA DE REVESTIMIENTO	PROFUNDIDAD				DIÁMETRO	GRADO	PESO	TIPO JUNTA	APRIETE ÓPTIMO
	PROGRAMADA		REAL						
	[m.v.b.m.r]	[m.d.b.m.r]	[m.v.b.m.r]	[m.d.b.m.r]	[pg]		[lb/pie]		[lb-pie]
Conductor	0 - 20	0 - 20	0 - 20	0 - 20	20"	B	15.7	Sold.	Sold.
Superficial	0 - 300	0 - 300	0 - 294	0 - 294	9 5/8"	J-55	32.3	STC	3390
Intermedia	0 - 1200	0 - 1253	0 - 1199	0 - 1252	7"	N-80	23	BCN	Geométrico
Producción	0 - 2000	0 - 2064	0 - 2073	0 - 2139	3 1/2"	N-80	9.2	VAM TOP	2900

Tabla 5.8 Distribución de tuberías de revestimiento (Morales, 2013).

CARACTERÍSTICAS DE TR							
ESCORPIÓN-34	Diámetro	Diámetro Int.	Drift	Presión Int.	Colapso	Tensión	
	[pg]	[pg]	[pg]	[psi]	[psi]	cuerpo	junta
	9 5/8	9.001	8 5/6	3120	1570	502	502
	7	6.366	6.241	6340.000	3830	532	532
	3.5	2.992	2.867	10160.000	10540	207	207

Tabla 5.9 Características de las tuberías de revestimiento (Morales, 2013).

FACTORES MÍNIMOS DE DISEÑO								
ESCORPIÓN-34	Presión Int.		Colapso		Tensión		Triaxial	
	req.	calc.	req.	calc.	req.	calc.	req.	calc.
	1.2	3.02	1.125	3.43	1.8	5.01	1.25	3.85
	1.2	2.64	1.125	3.31	1.8	5.00	1.25	3.32
	1.2	2.97	1.125	2.64	1.8	2.61	1.25	2.6

Tabla 5.10 Factores mínimos de diseño (Morales, 2013).

PROFUNDIDAD	DIÁMETRO	GRADO	PESO	TIPO JUNTA	APRIETE ÓPTIMO
[m.v.b.m.r]	[pg]		[lb/pie]		[lb-pie]
294	9 5/8"	J-55	32.3	STC	3390
1252	7"	N-80	23	BCN	Geométrico
2130	3 1/2"	N-80	9.2	VAM TOP	2900

Tabla 5.11.p Asentamiento de tuberías de revestimiento del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

	No. Corrida	Diám. Bna. [pg]	Tipo Barrena	Código IADC	Serial Barrena	Toberas 32'avos	TFA	Prof. Etapa [m.d.b.m.r.]	Longitud Corrida [m]
	ESCORPIÓN-34	1	12 1/4	FM2565	M324	11239191	(8) 11/32	0.742	294
2		8 1/2	FMX453	M423	11378871	(5) 14/32	0.752	1255	961
3		6 1/8	FMX453	M423	11317622	(5) 14/32	.0752	2142	887

No. Corrida	Diám. Bna. [pg]	Tiempo Corrida [hr]	ROP [m/hr]	Peso		Rotaria		Gasto		Presión Bba.		Máx. Desv. Vertical [°]
				menor [ton]	mayor [ton]	menor [rpm]	mayor [rpm]	menor [gal]	mayor [gal]	menor [psi]	mayor [psi]	
1	12 1/4	3.33	82.82	1	2	60	160	385	600	100	1350	0
2	8 1/2	15.66	61.37	1	7	50	80	290	453	800	3000	21.98
3	6 1/8	17.51	50.66	2	5	50	80	200	280	2100	3100	1.49

Tabla 5.12 Reporte de barrenas del pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

ETAPA	Ø _{BNA} [pg]	REGISTRO	NEMÓNICOS	INTERVALO [m.b.m.r.]		PROGRAMA	INTERVALO [m.b.m.r.]		REAL
				DE	A		DE	A	

2	8 1/2"	Registro Inductivo Multilecturas	HDIL	300	1253	★	294	1255	★
		Rayos Gama	RG	300	1253	★	294	1255	★
		Sónico de Porosidad	DAL	300	1253	★	294	1255	★
		Desviación y Rumbo Continuo	ORIT	300	1253	★	294	1255	★
		Registro Sónico de Cementación y Densidad Variable	CBL-VDL	300	1253	★	294	1255	
		Registro Sónico de Cementación y densidad Variable	CBL-VDL	300	1650	★	294	1255	
		Sónico de Porosidad	DAL	300	1650	★	294	1255	

3	6 1/8"	Registro Inductivo Multilecturas	HDIL	1253	2064	★	1252	2142	★
		Rayos Gama	RG	1253	2064	★	1252	2142	★
		Sónico de Porosidad	DAL	1253	2064	★	1252	2142	★
		Litodensidad	ZDEN	1253	2064	★	1252	2142	★
		Neutron Compensado	CN	1253	2064	★	1252	2142	★
		Desviación y Rumbo Continuo	ORIT	1253	2064	★	1252	2142	★
		Registro Sónico de Cementación y Densidad Variable	CBL-VDL	1253	2064	★	1252	2142	★
		Caliper	CAL	1253	2064		1252	2142	★

Tabla 5.13 Programa de registros por etapa en el pozo Escorpión-34 (Morales, 2013).

En el año 2011 la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) propuso alternativas para alcanzar una producción acumulada de 4,253 mmpc de gas, que equivale a un volumen a recuperar de 828.2 mmbpce de gas en el periodo 2011-2025, por lo que se dividió el proyecto en tres grandes áreas, denominadas Occidental, Central y Oriental (Figura 5.5).

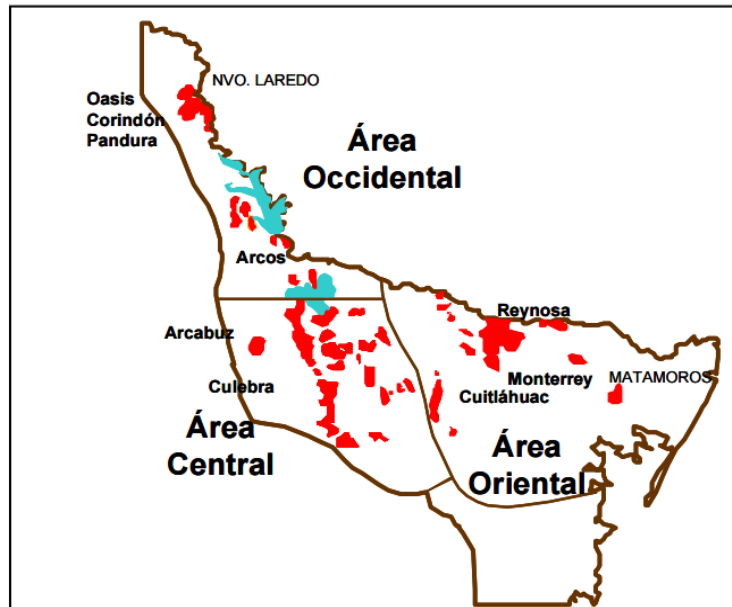


Fig. 5.5 División de la Cuenca de Burgos por áreas (Dictamen CNH, 2012).

El proyecto considera la perforación de 1,598 pozos de desarrollo, 2,082 intervenciones mayores y 1,078 taponamientos, así como construir la infraestructura complementaria necesaria para recuperar un volumen de gas de 4,253 mmpc de gas y 60 mmb de condensado, mediante una inversión de 136,034 millones de pesos en la componente de explotación (Dictamen CNH, 2012).

Para el desarrollo del proyecto PEMEX analizó y evaluó tres alternativas:

Alternativa 1. Terminación tubingless. Se basa en la utilización de pozos con terminación tubingless, la cual impacta directamente en la reducción del costo de perforación hasta en un 30%, excluyendo los costos de fracturamiento, los indirectos y los gastos administrativos; entre las ventajas operativas se tiene el reducir los volúmenes del lodo, fluidos de terminación, cemento y tubería de acero. Las ventajas económicas son la reducción de costos por menores volúmenes de lodo, cemento, acero, entre otros, y la reducción del tiempo necesario para empezar la producción. En cuanto al cuidado del medio ambiente, reduce el volumen de recortes generados y el de lodos a tratar (Dictamen CNH, 2012).

Alternativa 2. Perforación de pozos no convencionales. Considera la perforación de pozos no convencionales (principalmente incrementar la perforación de localizaciones horizontales y multilaterales), lo mismo que la utilización de macroperas para perforar de 2 a 4 localizaciones, minimizando el daño al medio ambiente. La ventaja de esta opción es el alto índice de productividad de los pozos con alto ángulo de desviación y horizontales al tener mayor contacto con los yacimientos productores, para lo cual, se requieren herramientas de geonavegación avanzadas, registros azimutales y periscópicos (Dictamen CNH, 2012).

Alternativa 3. Perforación convencional con aparejo de producción, produciendo por dos ramales. Considera la perforación convencional con aparejo de producción, produciendo por dos ramales, tubería de producción y espacio anular. El diseño de los pozos de esta opción, consiste en un arreglo de tuberías que sean capaces de explotar independientemente los yacimientos profundos cuyas presiones superan las 5,000 libras por pulgada cuadrada en la tubería de producción y de 3,000 libras por pulgada cuadrada por el espacio anular, entre tuberías de 5½” y 2⅞” (Dictamen CNH, 2012).

Una vez evaluadas las alternativas de la componente de explotación, PEMEX identificó que la mejor es la Alternativa 1. En la Tabla 5.14, se presentan los perfiles de producción que se esperan seleccionando la Alternativa 1.

Año	Qo (mbpd)	Qg (mmpcd)
2011	22	1,640
2012	22	1,611
2013	19	1,414
2014	17	1,248
2015	16	1,155
2016	15	1,099
2017	14	1,008
2018	12	820
2019	9	546
2020	6	386
2021	4	260
2022	3	176
2023	2	122
2024	1	94
2025	1	72
Total	60 (mmbls)	4,253 (mmpc)

Tabla 5.14 Producción de la alternativa seleccionada (Dictamen CNH, 2012).

5.2 Cuenca del Golfo de México Profundo.

Entre los múltiples objetivos petroleros de la Cuenca del Golfo de México Profundo se encuentra el proyecto Trion Exploratus, que comprende a los campos con los mismos nombres (Trion y Exploratus). Los sectores de dichos campos se ubican dentro del área perdida en el Golfo de México (Figura 5.6), esta área se localiza frente al litoral del estado de Tamaulipas cubriendo un área de 26,892 km².

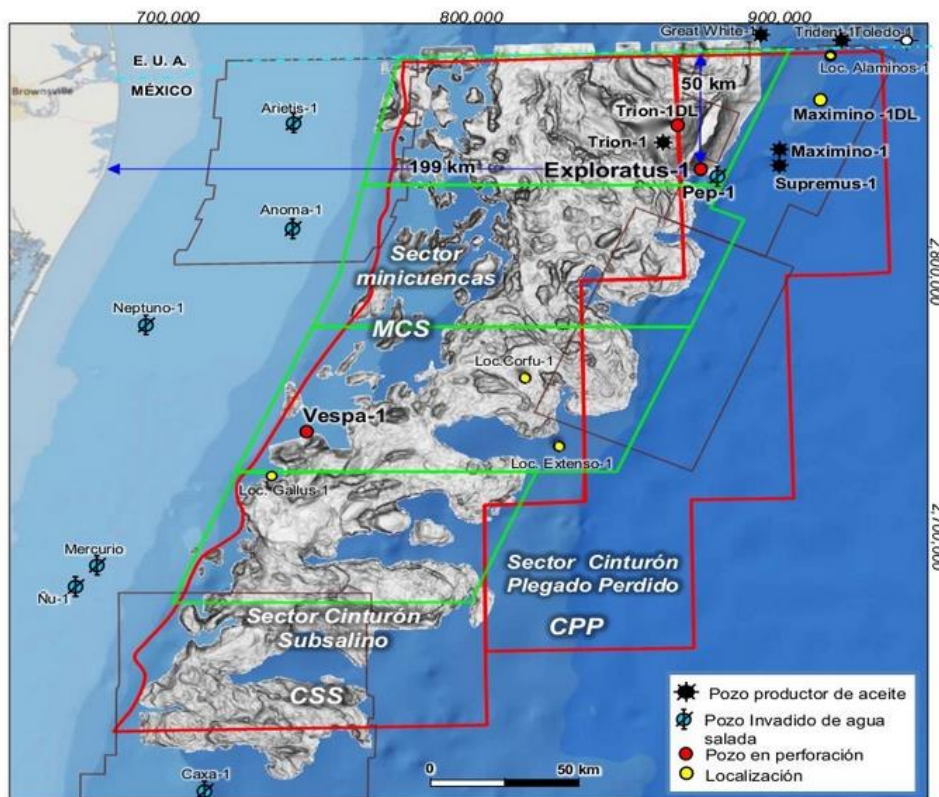


Fig. 5.6 Ubicación de los campos Trion y Exploratus (PEMEX, 2014).

Los campos Trion y Exploratus son campos petroleros en aguas profundas de reciente descubrimiento; El campo Trion se ubica en el área del Cinturón Subsalino y se localiza dentro de las asignaciones petroleras 081-28 y 081-29, en el Golfo de México aproximadamente a 178 Km de las costas de Tamaulipas, a 39 Km de la frontera con Estados Unidos. El pozo descubridor Trion-1 se perforó de mayo a diciembre de 2012 con un tirante de agua de 2,535 m. El pozo Trion-1 descubrió dos yacimientos en areniscas del Eoceno inferior Wilcox, impregnadas de aceite de 25° API. Por otra parte el pozo delimitador Trion-1DL, inició la perforación el 3 de septiembre de 2013 con un tirante de agua de 2,564 m; el pozo perforó una sección vertical con una profundidad desarrollada de 4,780 m con objeto de encontrar el contacto aceite agua (límites de los yacimientos) y

posteriormente realizó un sidetrack cuya perforación alcanzó los 4,550 mdbmr. El pozo Trion-1DL terminó su perforación el 31 de enero de 2014 (PEMEX, 2014).

El campo Exploratus se ubica dentro del proyecto Área Perdido y se localiza en la zona económica exclusiva del Golfo de México en la asignación petrolera 082-29, a 200 Km de la costa del Estado de Tamaulipas, a 225 Km de la Cd. de Matamoros y a 50 Km del límite fronterizo entre México y Estados Unidos de América. El pozo descubridor Exploratus-1 inició su perforación en noviembre de 2013 con un tirante de agua de 2,557 m, concluyendo el 17 de Mayo del 2014, con el que se descubrieron tres intervalos con acumulación de hidrocarburos. El primero de los tres yacimientos contiene aceite de una calidad de 23° API, el segundo gas y condensado densidad 44° API y el tercero aceite densidad 36° API dentro de secuencias sedimentarias del Oligoceno. Hacia la parte inferior del pozo en los objetivos del Eoceno Inferior Wilcox, se identificó por medio de pruebas de formación y toma de muestras de fluido, la presencia de yacimientos de gas y condensado. Se concluyó la perforación y terminación de su primer pozo exploratorio Exploratus-1 en Mayo de 2014 y cuenta con programa para llevar a cabo su delimitación en el mes de junio de 2015 (PEMEX, 2014).

En la Tabla 5.17 se muestra las reservas de los campos Trion y Exploratus (PEMEX, 2014).

Campo	1P			2P			3P		
	Crudo MMb	Gas natural MMMpc	PCE MMbpce	Crudo MMb	Gas natural MMMpc	PCE MMbpce	Crudo MMb	Gas natural MMMpc	PCE MMbpce
Trión							246.4	255.3	304.6
Exploratus							91.8	625.4	234.4
Total							338.2	880.7	539

Tabla 5.17 Reservas de los campos Trion y Exploratus, 01-enero-2014 (PEMEX, 2014).

El campo Trion se ubica en el extremo nororiental de la Provincia Salina del Bravo, en la subprovincia "Cinturón Plegado Subsalino" que limita al occidente con la Provincia del Cinturón Plegado Perdido. El estructuramiento es el resultado de un sistema ligado caracterizado por una tectónica gravitacional representada al occidente por un sistema de fallas normales con despegue a nivel de la sal autóctona (Cuenca de Burgos y Delta del Bravo). Este sistema originó en la parte profunda del Golfo de México un efecto contraccional que dio origen a la formación de los cinturones plegados. Grandes volúmenes de sedimentos fueron atrapados en el sistema de fallas extensionales generando por la carga el desplazamiento lateral y emplazamiento de diapiros y mantos de sal a niveles someros hacia el

sector de aguas profundas durante el Oligoceno y Mioceno, así como la activación de domos arcillosos del Oligoceno durante el Mioceno-Plioceno (Figura 5.7), (PEMEX, 2014).

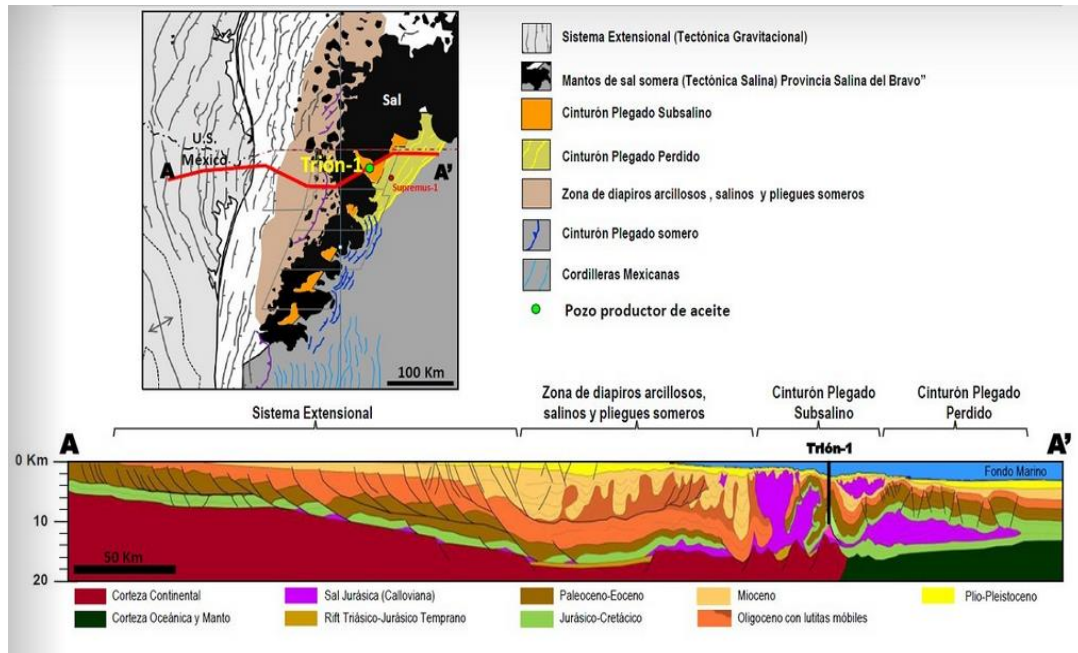


Fig. 5.7 Sección estructural del campo Trion (PEMEX, 2014).

El campo Trion es una estructura anticlinal asimétrica alargada con dirección Norte-Sur, con una longitud de 12.5 km en su eje longitudinal y de 3 km en el eje transversal, generada por propagación de fallas, con cierre en cuatro direcciones y limitadas en su flanco occidental y oriental por fallas inversas; se encuentra rodeada por cuerpos de sal alóctona y autóctona. Se presenta fuerte fallamiento a nivel de los yacimientos del Eoceno Inferior Wilcox, con orientación NW-SE.

En la Figura 5.8 se muestra una sección transversal a nivel de los yacimientos del Eoceno Inferior Wilcox entre el pozo descubridor Trion-1 ubicado en la parte Sur de la estructura y el pozo delimitador Trion-1 DL en la zona Norte, donde se observan las características estructurales del campo con la presencia de fallamiento de tipo normal en su flanco oriental y de corto desplazamiento con orientación NW-SE (PEMEX, 2014).

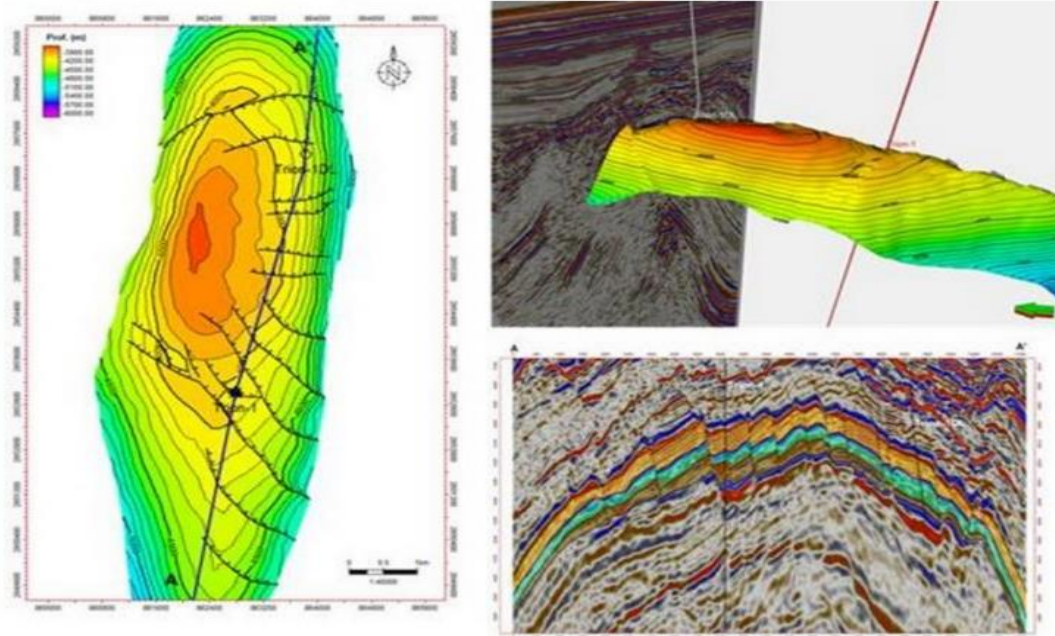


Fig. 5.8 Sección transversal Eoceno Inferior Wilcox (PEMEX, 2014).

Con la perforación del pozo Trion-1 hacia la parte Sur de la estructura en el año 2012, se confirmó el sistema petrolero con la presencia de aceite comercial en dos yacimientos del Eoceno Inferior Wilcox (zona superior y zona inferior), cuyos valores de permeabilidad varían de 135 a 240 md para el yacimiento inferior y de 349 md para el yacimiento superior. Los espesores netos de los yacimientos a nivel del pozo descubridor Trion-1, son mayores en el yacimiento superior que el inferior con valor de 65 m y de 61 m respectivamente; la porosidad promedio de los yacimientos varia de 19 a 26 %, y con respecto a la saturación de agua se tiene un valor más alto de 34 % del yacimiento inferior (PEMEX, 2014).

En el año 2013 se perforó el pozo Trion-1 DL con fines de delimitación en la parte Norte del campo (Figura 5.9), durante la perforación se realizó la toma de información consistente en registros convencionales y especiales, así también como el corte de núcleos y pruebas de formación con el probador dinámico cumpliendo el objetivo de delimitación, ya que se detectó el contacto agua aceite del yacimiento 1 a 4,338 mvbnm y del yacimiento 2 a 4,562 mvbnm; se realizó también la toma de muestras de fluido. En la Figura 5.9 se muestra la trayectoria y ubicación del pozo delimitador, así también como la profundidad de los límites verticales (PEMEX, 2014).

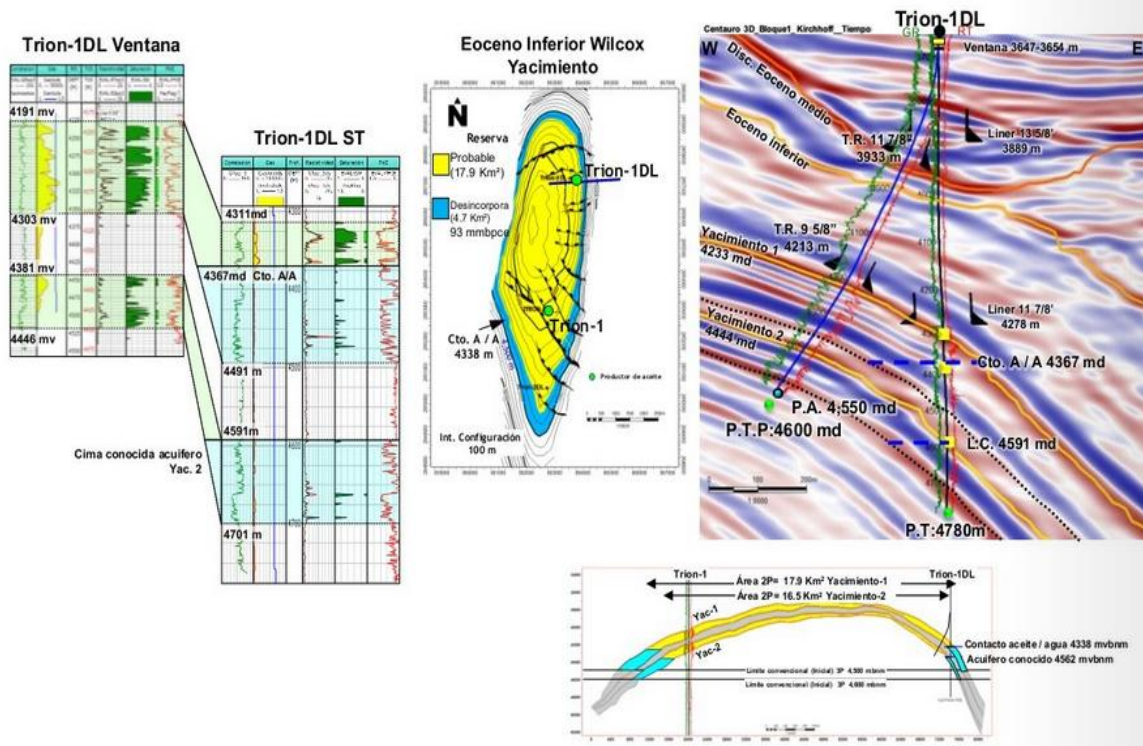


Fig. 5.9 Definición de límites verticales Zona Norte, campo Trion (PEMEX, 2014).

La columna estratigráfica del pozo Trion-1 está representada por secuencias sedimentarias terrígenas cenozoicas principalmente siliciclásticas que van desde el Paleoceno Superior Whopper hasta el Reciente. El Paleoceno Whopper está compuesto de lutitas y lutitas arenosas intercaladas con delgados cuerpos de areniscas de cuarzo y líticos de granos finos subredondeados a subangulosos, moderadamente consolidadas, con pobre impregnación de aceite (PEMEX, 2014).

El Eoceno Inferior Wilcox está formado por paquetes medios a gruesos de 5 a 20 m de espesor de areniscas de color gris y café por impregnación de aceite. Los constituyentes son principalmente granos de cuarzo y fragmentos líticos muy finos a finos, pobremente consolidados que se intercalan con lutitas arenosas y limolitas en capas delgadas a medias en partes bentónicas. La parte superior del Eoceno Inferior está caracterizada principalmente por lutitas que se intercalan con algunos horizontes de mudstone y areniscas en capas laminares. El Eoceno Superior y Medio en general se caracterizan por la presencia de lutitas intercaladas con escasas laminaciones de areniscas de grano muy fino de cuarzo y bentonitas. El Neógeno presenta características principalmente arcillosas (Figura 5.10), (PEMEX, 2014).

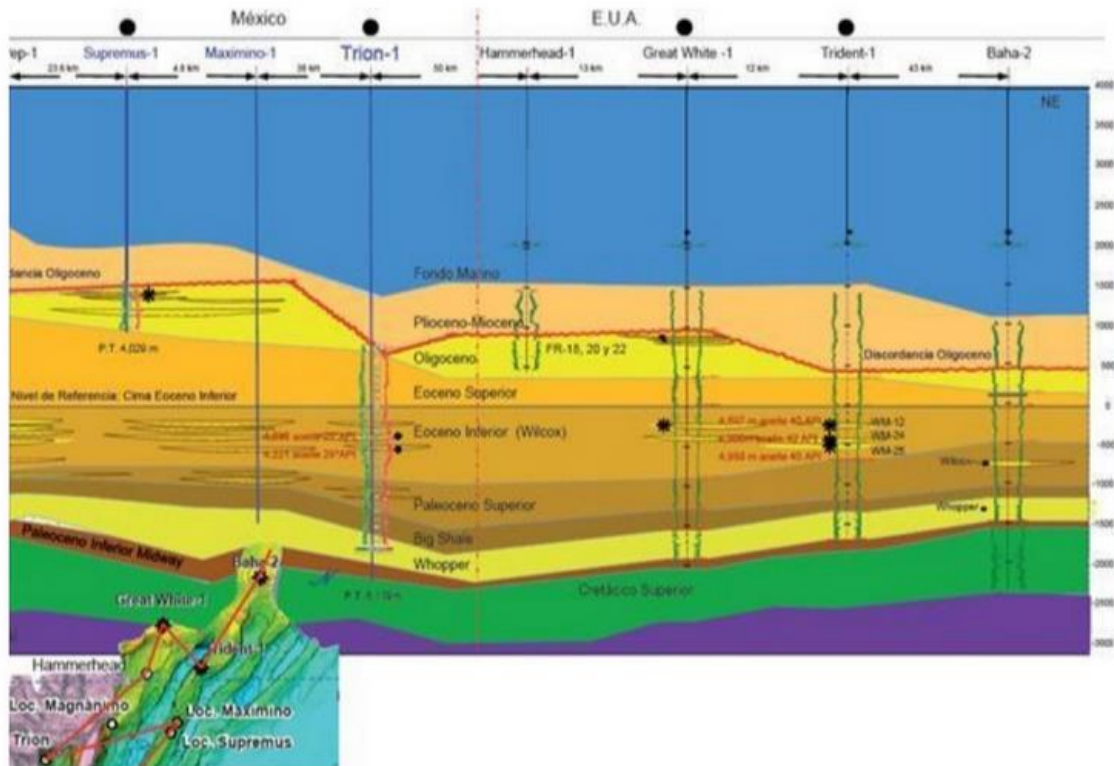


Fig. 5.10 Sección de correlación estratigráfica esquemática de pozos del área perdido (PEMEX, 2014).

El modelo sedimentario de los campos de aceite descubiertos en el área perdido está constituido por secuencias referidas a sistemas turbidíticos de piso de cuenca caracterizados por facies de canales, desbordes de canal, sabanas de arenas y lóbulos de abanicos submarinos.

Para ambos yacimientos del campo Trion, el modelo está representado por facies canalizadas que transicionalmente, en forma lateral y vertical, migran hacia desbordes y lóbulos de abanicos submarinos en la porción media a proximal (Figura 5.11), (PEMEX, 2014).

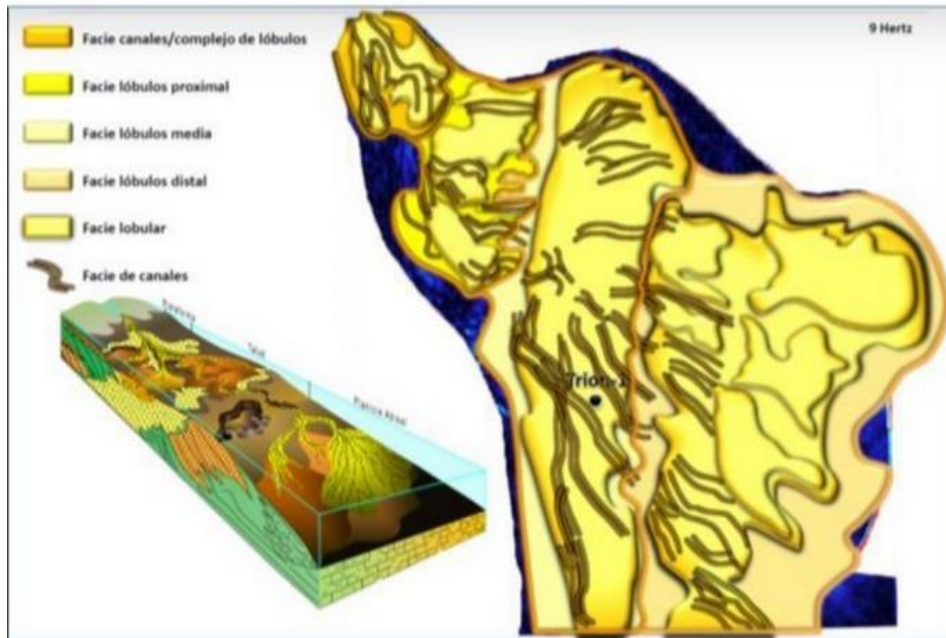


Fig. 5.11 Posicionamiento del pozo Trion-1 en relación al modelo sedimentario (PEMEX, 2014).

El campo Exploratus se sitúa dentro de la Zona económica exclusiva (ZEE) del Golfo de México frente a la costa Norte del estado de Tamaulipas en la provincia del Cinturón Plegado Perdido (CPP), próximo al límite oriental de la Provincia Salina Delta del Bravo (Figura 5.12), (PEMEX, 2014).

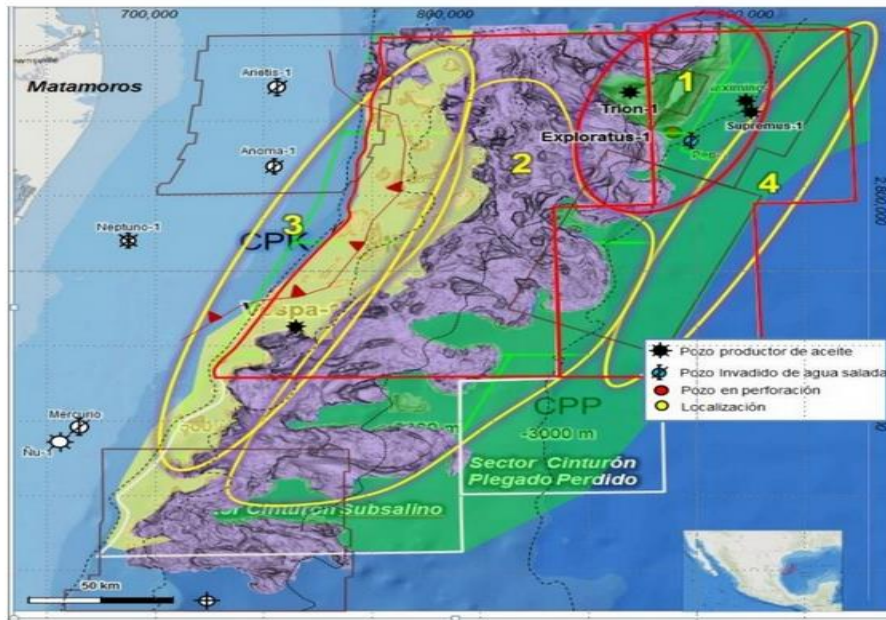


Fig. 5.12 Ubicación del campo Exploratus (PEMEX, 2014).

Para el estudio del campo Exploratus se utilizó un área de 6,000 km² de un proyecto sísmico que incluye los cubos Centauro 3D Waz Bloque I y II, Máximo Ampliación Alaminos Canyon.

El campo Exploratus es una estructura anticlinal asimétrica, con dirección preferencial en su eje mayor NE-SW, la cual forma parte de un sistema turbidítico de depósito de pie de talud y abanicos submarinos, limitada en sus flancos por fallas inversas convergentes. La geometría de esta estructura fue determinada por la interpretación de reflectores sísmicos en profundidad (PEMEX, 2014).

El estilo estructural del campo es un pliegue anticlinal expulsado con cierre en cuatro direcciones y orientación NE-SW, que se encuentra limitado por fallas inversas convergentes y cuya posición del nivel de despegue se desarrolló a partir del Eoceno Temprano conectando con fallamientos que conectan a las secuencias del Mesozoico. La principal deformación es del Mioceno Temprano- Mioceno Medio (PEMEX, 2014).

Se descubrieron los yacimientos en areniscas del Eoceno Inferior medio y Eoceno inferior Wilcox, encontrando acumulación de hidrocarburos con características de yacimiento de gas y condensado en la Formación Wilcox. Se realizaron pruebas de formación que permitieron la identificación de los gradientes de presión y la toma de muestras de fluidos que evidenciaron la presencia de los hidrocarburos, así también las pruebas miniDST permitieron conocer las presiones de yacimiento y las características petrofísicas de los mismos (Figura 5.13), (PEMEX, 2014).

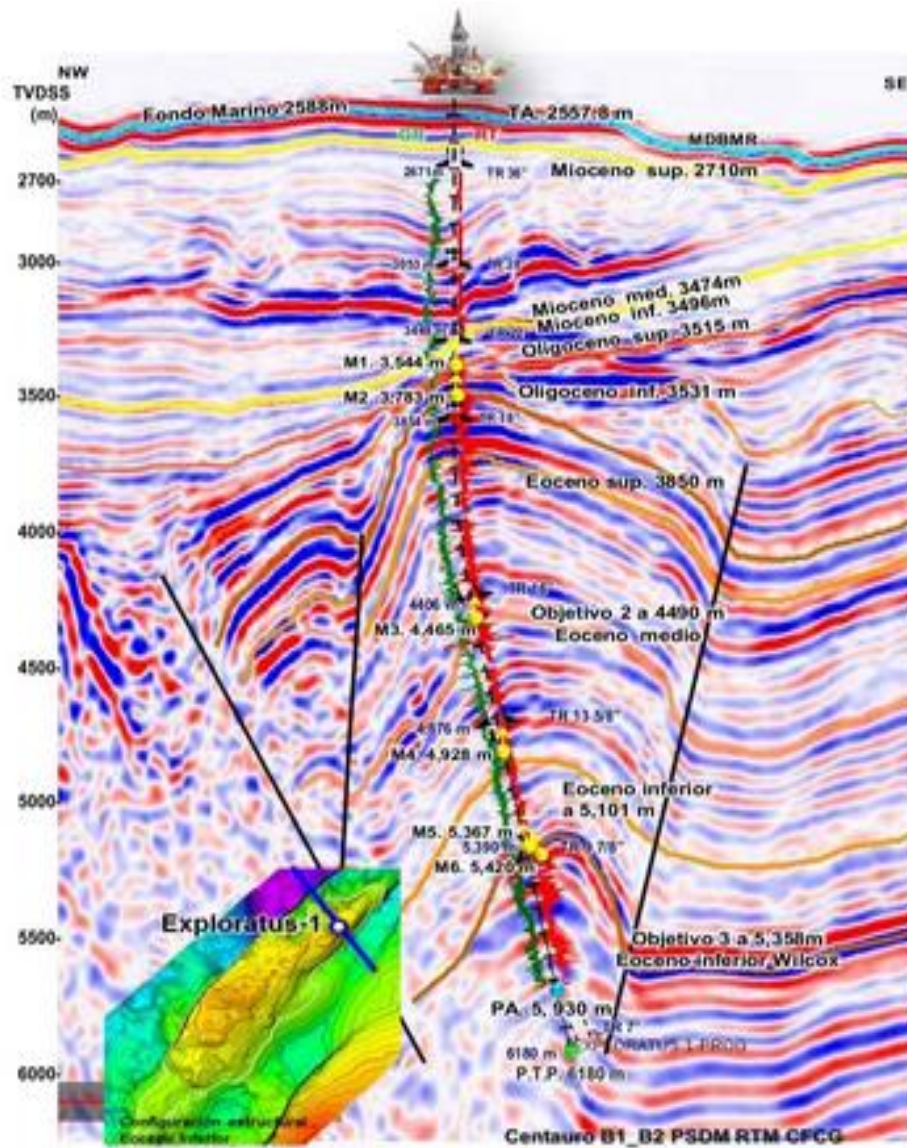


Fig. 5.13 Sección sísmica, campo Exploratus (PEMEX, 2014).

El cubo sísmico donde se encuentra el proyecto Trion- Exploratus corresponde al Centauro 3D Waz bloque 1, adquirido en el año 2011, con un área total de 6,200 km², y el área de estudio es de 70 km² (Figura 5.14).



Fig. 5.14 Cubo sísmico del proyecto Trion-Exploratus (PEMEX, 2014).

El objetivo principal del pozo descubridor Trion-1 fue de evaluación del potencial económico de hidrocarburos en la secuencia de rocas siliciclásticas del Eoceno Inferior Wilcox, corroborándose con la impregnación observada en muestras de canal y núcleos convencionales, así también con la toma de muestras de fluido (Figura 5.15), (PEMEX, 2014).

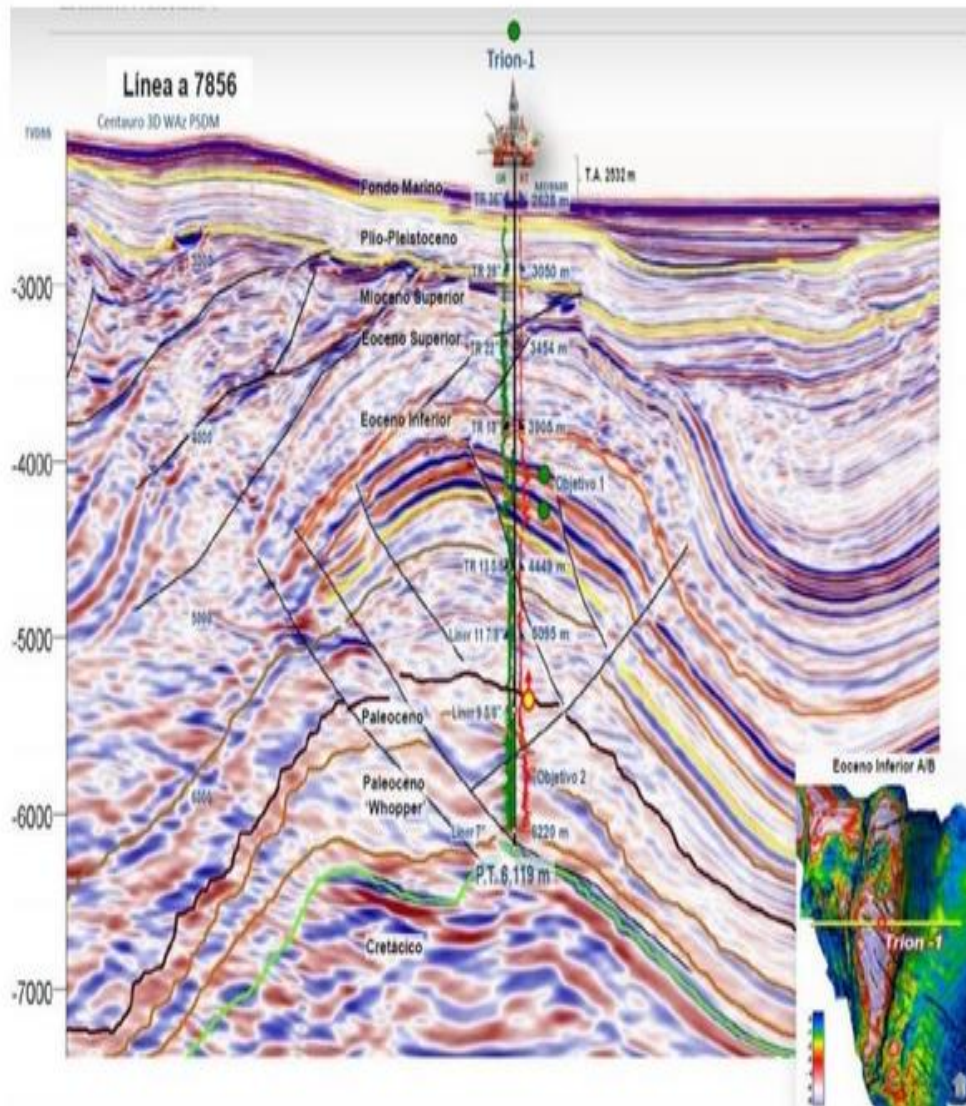


Fig. 5.15 Sección Sísmica, pozo Trion-1 (PEMEX, 2014).

El esquema de desarrollo de los campos Trion y Exploratus del Área Perdido plantea incorporar en primera instancia el desarrollo del campo Trion, y posteriormente la producción del campo Exploratus mediante un SFP (Sistema Flotante de Producción) ubicado sobre el campo Trion. Así también como crear la sinergia para proyectos futuros del área, tal como Maximino y Supremus (Figura 5.16).

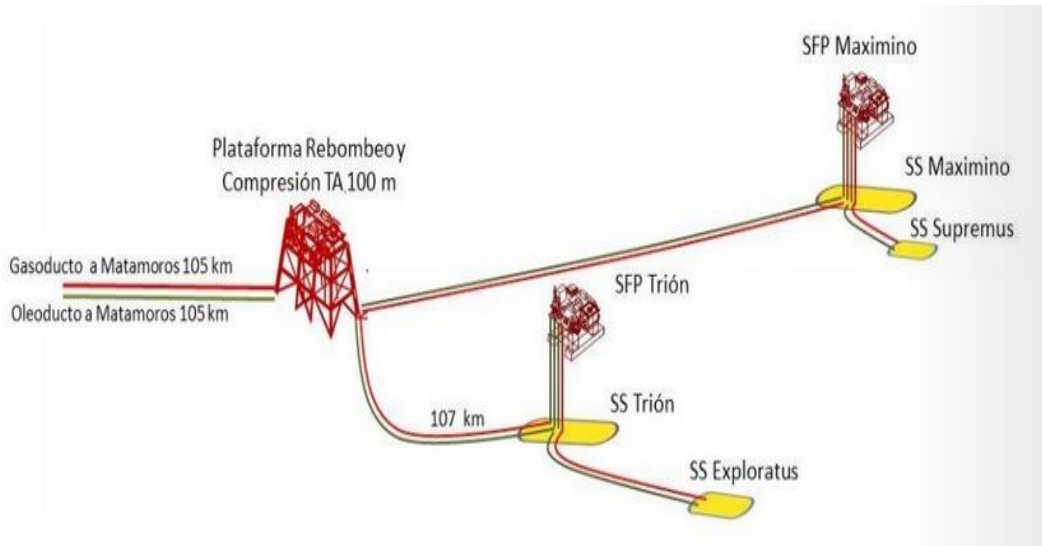


Fig. 5.16 Manejo de la producción de los campos Trion y Exploratus (PEMEX, 2014).

Los campos Trion y Exploratus están separados aproximadamente 24 Km. El campo Trion se localiza a 212 Km al este de Matamoros y a 39 Km del límite marítimo con Estados Unidos, la profundidad de los pozos descubridor y delimitador de Trion ronda los 2,500 m de tirante de agua. El análisis inicial del desarrollo considera que los fluidos producidos de los pozos de los campos Trion y Exploratus serán separados costa afuera y enviados a la costa vía ductos de exportación. La capacidad de manejo del Sistema Flotante de Producción para el agrupamiento Trion-Exploratus será 200 Mbd de aceite y 300 MMpcd de gas. La arquitectura para el desarrollo de Trion considera la perforación de 16 pozos en el periodo 2019-2023 (PEMEX, 2014).

La infraestructura submarina considera 3 Centros de Producción Submarina; cada centro de producción contará con un manifold de recolección, una unidad de separación submarina, dos risers de producción, una unidad de distribución submarina (SDU), y múltiples líneas de descarga de campo y umbilicales de campo. El desarrollo de esta infraestructura iniciará su fabricación en el año 2017 para ser instalada en el año 2020 (Figura 5.17), (PEMEX, 2014).

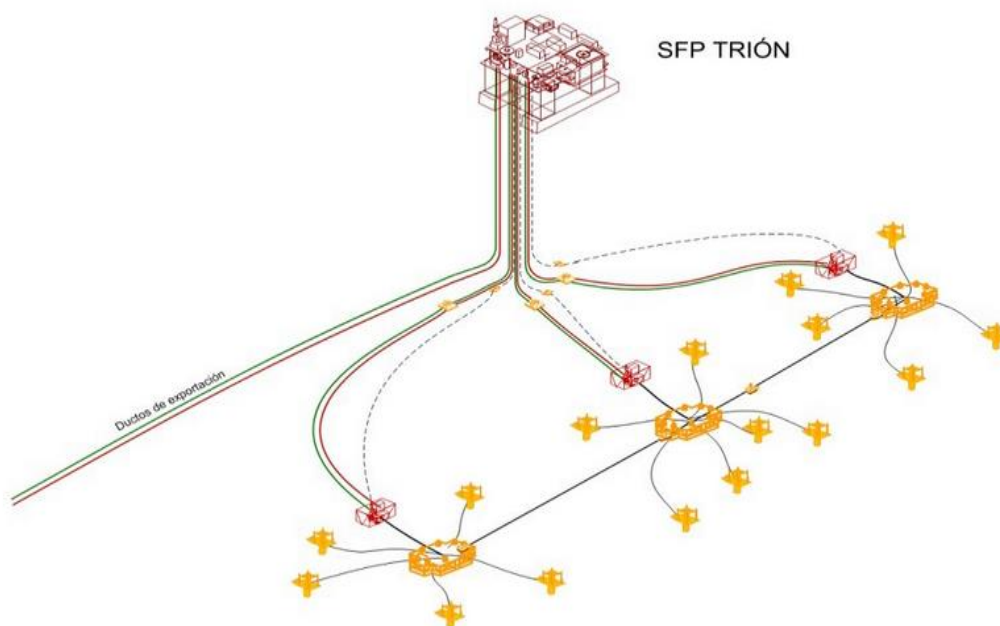


Fig. 5.17 Infraestructura de desarrollo del campo Trion (PEMEX, 2014)

En la segunda fase de desarrollo, es la incorporación del campo Exploratus el cual considera la perforación de 8 pozos en el periodo 2021-2022 y una infraestructura submarina para su explotación. Los pozos de desarrollo serán verticales con terminaciones inteligentes para explotar en una primera etapa el yacimiento 1 rico en aceite y en una segunda etapa el yacimiento 2, rico en gas y condensados (PEMEX, 2014).

La infraestructura submarina para el Campo Exploratus constará de 2 Centros de Producción Submarina; cada centro de producción contará con un manifold de recolección, una unidad de separación submarina, dos ductos/risers de producción, una unidad de distribución submarina (SDU), y líneas de descargas de campo y umbilicales de campo. El desarrollo de esta infraestructura iniciará su fabricación en el año 2019 para ser instalada en el año 2022 (PEMEX, 2014).

Los ocho pozos de desarrollo propuestos se conectarán a dos manifolds de recolección (4 pozos por manifold) y estos a la unidad de separación submarina. El control eléctrico, hidráulico y la inyección de fluidos a los arboles submarinos, manifolds y unidades de separación serán a través de un sistema de umbilicales desde el SFP Trion (Figura 5.18), (PEMEX, 2014).

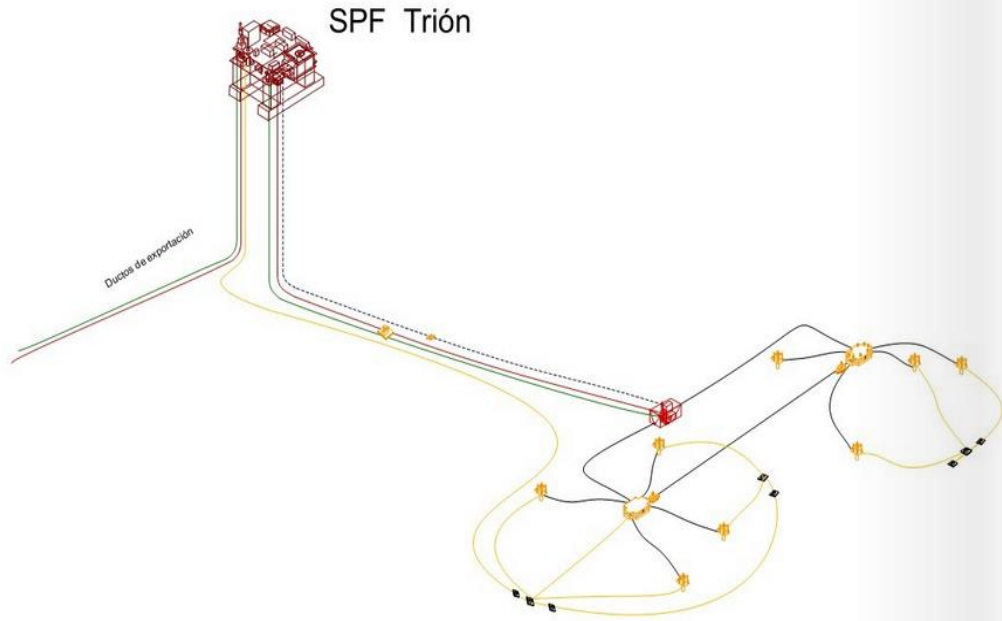


Fig. 5.18 Infraestructura de desarrollo del campo Exploratus (PEMEX, 2014).

A partir de los resultados obtenidos de las pruebas de formación, pruebas de presión producción del pozo Trion 1DL, pruebas de física de rocas, realizadas en los pozos de los campos Trion y Exploratus se obtuvo el potencial productor de los yacimientos y como resultado final los pronósticos de producción de los campos (Tabla 5.18), (PEMEX, 2014).

Fecha	Estrangulador	Presión cabeza (psia)	Presión fondo fluyendo (psia)	Gasto de aceite (bpd)	% de agua	Gasto de gas (MMpcd)	RGA (m ³ /m ³)
11-03-2013 9:00-13:00	1/2" (12.7mm)	446	-	1044	2.6	0.706	120
11-03-2013 14:00-19:00	3/16" (4.7mm)	1234	-	352	2.2	0.26	134
12-03-2013 22:00-06:00	1/2" (12.7mm)	1038	-	1038	2	0.72	124

Tabla 5.18 Tabla de datos de la prueba de presión y producción (PEMEX, 2014).

Los perfiles de producción tanto de aceite como de gas del campo Trion, fueron determinados mediante un Modelo Integrado de Activo (MIAC) que integra modelo de yacimiento de balance de materia para cada yacimiento que lo conforma, modelo de productividad de pozos y modelo de red de transporte hasta el punto de entrega, que para este caso será una bomba multifásica. No se modela la bomba, solo se representa mediante un sumidero cuya presión es la presión de succión de la bomba: 1,200 lb/pg². Para la elaboración de estos modelos se utilizó la

información petrofísica, PVT de fluidos. El desarrollo planteado inicialmente es la perforación de 16 pozos de desarrollo los cuales incorporaran su producción a manifolds y estos a su vez a un sistema submarino de bombeo multifásico (PEMEX, 2014).

Para el caso del campo Exploratus el desarrollo planteado es la perforación de un total de 8 pozos, los cuales incorporaran su producción a manifolds y estos a su vez a un sistema submarino que se genera un perfil de producción a partir de los datos de reserva y recuperación por pozo.

Pemex generó un perfil de producción estimado para el yacimiento de aceite y para el yacimiento de gas y condensado, donde los datos fueron los siguientes:

Para el caso del volumen de los yacimientos de aceite:

- Se consideraron 8 pozos Verticales.
- Factor de Recuperación para yacimiento de Aceite: 20%.
- Recuperación por pozo: 12 MMB.
- Factor de declinación para yacimiento de aceite 0.36.

En las Figuras 5.19 y 5.20 se muestran una estimación de la producción de aceite y gas de los campos Trion y Exploratus.

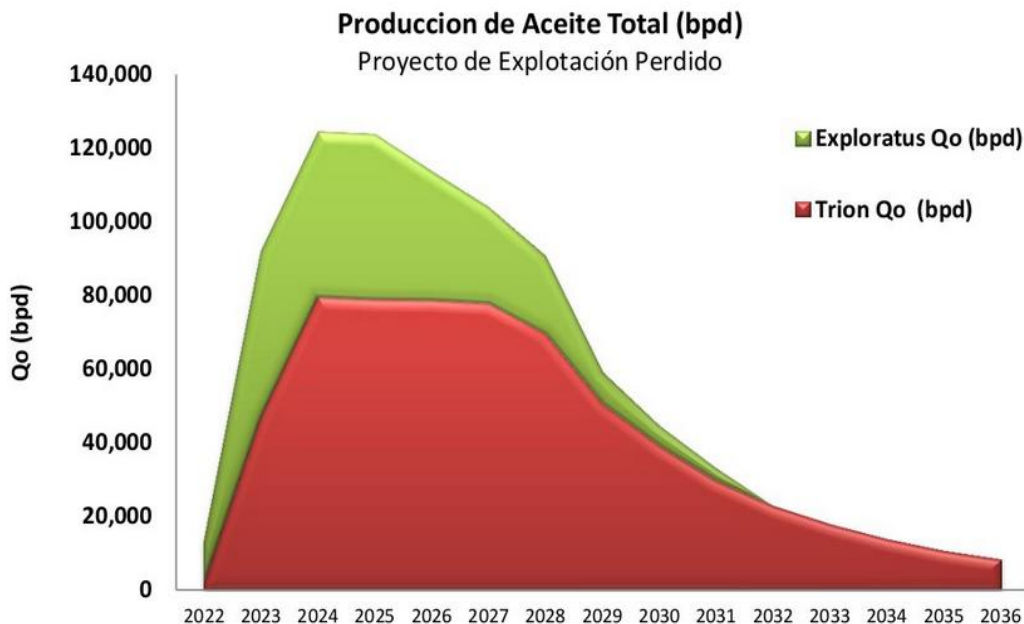


Fig. 5.19 Estimación de la Producción de aceite en los campos Trion y Exploratus (PEMEX, 2014).

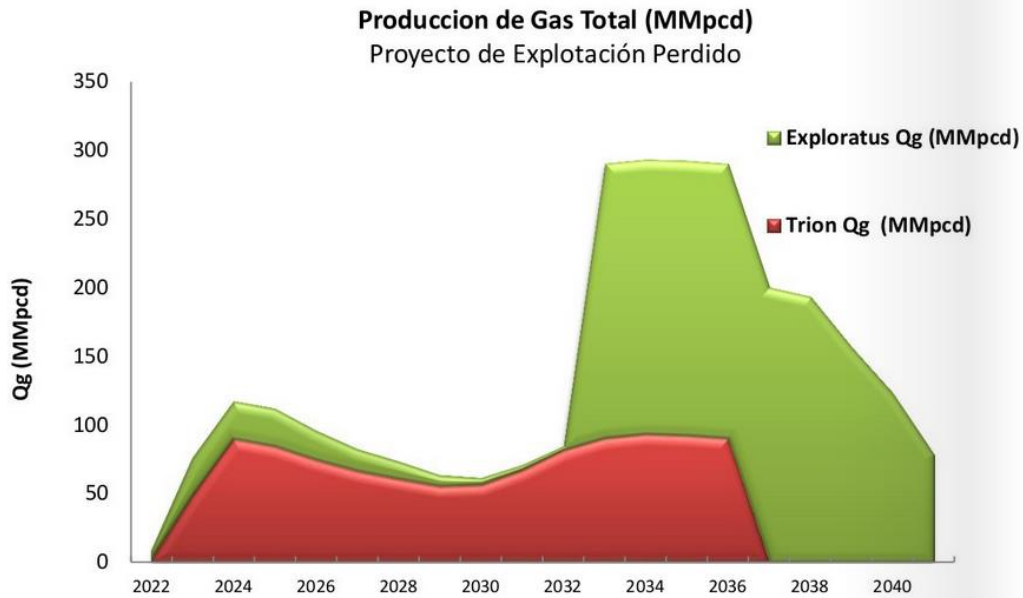


Fig. 5.20 Estimación de la Producción de gas en los campos Trion y Exploratus (PEMEX, 2014).

A fin de extraer la reserva de Trion de los yacimientos descubiertos se necesitan 16 pozos de desarrollo en total, los cuales se perforarán con dos equipos de perforación de sexta generación similar al equipo utilizado en la perforación de los pozos exploratorio y delimitador realizados a la fecha en este campo. Se estima que podrán perforarse 5 pozos de desarrollo por año, con los cuales se alcanzarán los pronósticos de producción determinados para el campo Trion. El número de perforaciones y terminaciones de pozos por año para el campo Trion se muestran en la Tabla 5.19 (PEMEX, 2014).

	2018	2019	2020	2021	2022
Perforaciones		10	5	1	
Terminaciones			7	9	

Tabla 5.19 Programa de perforación de pozos, campo Trion (PEMEX, 2014).

Para ejecutar el programa de perforación se tiene considerado contratar dos equipos de perforación en arrendamiento, con el programa indicado en la Tabla 5.20 (PEMEX, 2014).

EQUIPO 1																																				
AÑO	2019												2020												2021											
MES	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
PERFORACIÓN TRIÓN																																				
TERMINACIÓN TRIÓN																																				

EQUIPO 2																																				
AÑO	2019												2020												2021											
MES	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
PERFORACIÓN TRIÓN																																				
TERMINACIÓN TRIÓN																																				

Tabla 5.20 Programa de perforación y terminación de pozos, del Campo Trion (PEMEX, 2014).

El desarrollo del campo Trion considera un Sistema Flotante de Producción (SFP) tipo plataforma semisumergible. En el SFP se llevarán a cabo los procesos de separación (aceite, agua y gas), desalado y estabilización de aceite para exportación, deshidratación y compresión de gas para exportación, tratamiento del agua producida, manejo y recuperación de químicos e inhibidores para inyección al sistema submarino, sistema para inyección del agua residual o de desecho para inyección con fines de recuperación secundaria (PEMEX, 2014).

El manejo de la producción del campo Exploratus se llevará a cabo a través del SFP Trion; y los componentes principales de infraestructura para el campo Exploratus se listan a continuación:

- 2 Manifolds de producción.
- 8 Pozos de producción verticales inteligentes.
- 1 Centro de separación y bombeo submarino.
- 2 Ductos de exportación.
- 1 Umbilical de potencia para los centros de separación y bombeo submarino.
- 1 Umbilical de control.
- 8 Líneas de descarga.
- 30 km de líneas de flujo de aceite y gas para interconectar manifolds Norte y Sur.

- 50 km de ductos de exportación hacia Trion (25 x 2)

De acuerdo con la estrategia y la visión de negocio del proyecto Trion-Exploratus se tiene un planteamiento de metas físicas que consideran la adquisición de un sistema flotante de producción, la perforación y terminación de pozos, ductos de exportación, la estación de rebombeo y compresión, programa de reparaciones menores que están asociadas a requerimientos operativos durante la vida del proyecto, mantenimiento preventivo y la etapa de abandono (Tabla 5.21), (PEMEX, 2014).

PROYECTO	METAS FÍSICAS (NÚMERO)	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024-2041	TOTAL
Trion	Sistema Flotante de Producción			1					1
	Sistema de control submarino				1				1
	Ductos Exportación			2					2
	Ductos Producción			2					2
	Plataforma de rebombeo y compresión			1					1
	Perforación de pozos		10	5	1				16
	Terminación pozos desarrollo			7	9				16
	Reparaciones Menores							16	16
	Est. rebombeo y comp. Matamoros			1					1
	Mantenimiento Preventivo			1	1	1	1	11	15
Abandono							16	16	
Exploratus	Ductos Exportación					2			2
	Sistema submarino						1		1
	Ductos					2			2
	Perforación de pozos				4	4			8
	Terminación pozos desarrollo					5	3		8
	Reparaciones menores							8	8
	Mantenimiento Preventivo						1	18	19
	Abandono							9	9

Tabla 5.21 Metas físicas de desarrollo del campo Trion y Exploratus (PEMEX, 2014).

El equipo de perforación es un componente clave en el éxito del desarrollo de perforación y terminación de pozos, ya que dependiendo de su capacidad mayor o menor será posible optimizar operaciones logísticas, realizar operaciones duales o paralelas reduciendo el tiempo de operación y la consecuente reducción del costo de perforación (Figura 5.21), (PEMEX, 2014).

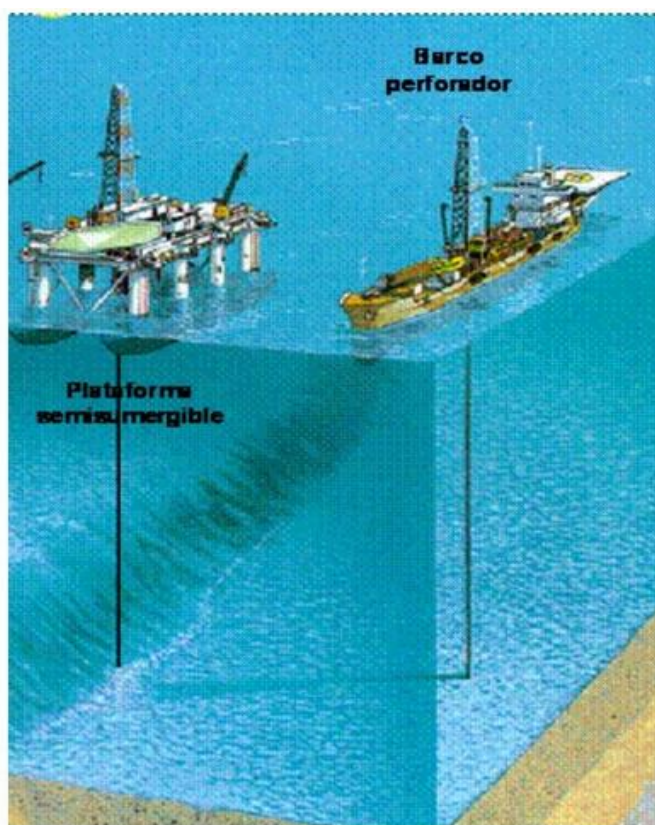


Fig. 5.21 Tipos de plataformas de perforación (PEMEX, 2014).

Se utilizarán equipos de Posicionamiento Dinámico, ya que proporciona mayores ventajas, siendo la principal evitar interferencia con los barcos de instalación de infraestructura. Sin embargo, su disponibilidad es más escasa y dependerá de las condiciones del mercado (PEMEX, 2014).

Para el esquema de explotación del campo se considera realizar algunos pozos de alto ángulo (60° y 70°) que de acuerdo a su geometría permiten incrementar el área expuesta al flujo, reducir el daño por flujo turbulento y aumentar el índice de productividad. Debido a que el campo está conformado de 2 horizontes de areniscas productoras, se considera la explotación de las mismas a través de pozos con terminación inteligente, las cuales nos ayudan a reducir el número de pozos para la explotación. La configuración de este tipo de terminaciones consiste en una válvula de control de flujo (ICV) por horizontes de areniscas, las cuales permitirán el control en caso de que se tenga incremento de producción de

líquidos, el cual será monitoreado a través de sensores de presión y temperatura distribuidos a lo largo del aparejo de producción (Figura 5.22), (PEMEX, 2014).

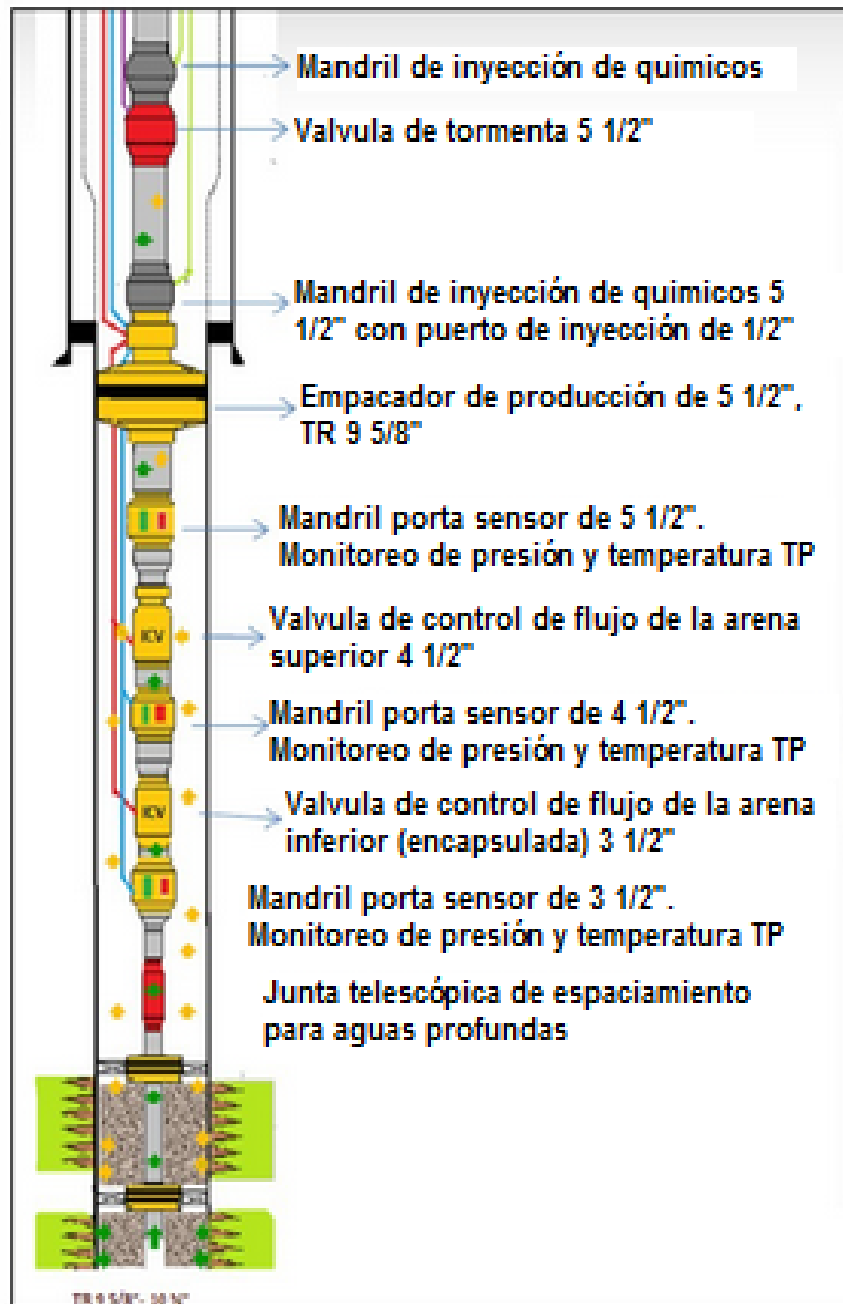


Fig. 5.22 Terminación Inteligente (PEMEX, 2014).

En el lecho marino, en la localización de cada pozo se instalará un árbol de producción submarino estándar con control electrohidráulico. El control eléctrico, hidráulico y la inyección de fluidos a los árboles submarinos, manifolds y unidades de separación serán a través de un sistema de umbilicales (PEMEX, 2014).

Los estudios de geo-mecánica realizados a núcleos del campo han determinado que los yacimientos están formados por areniscas poco consolidadas, por lo que se requiere implementar un sistema de control de arena que permita minimizar la producción de finos para mantener la integridad del sistema de producción. Los sistemas de control de arena determinados para aplicación en el campo son (PEMEX, 2014):

Frac Pack: Sistema de control de arena que combina las características de un gravel pack y una fractura hidráulica, la fractura se mantiene abierta con un apuntalante que se bombea con los fluidos fracturantes, este empacamiento también es colocado en los disparos y en el espacio anular entre un cedazo y la tubería de revestimiento. Se emplea en los pozos con terminación vertical.

Gravel Pack: Sistema de control de arena que consiste en colocar un empaque de grava contra los disparos, para mantenerlo en su lugar se coloca un cedazo. Se emplea en los pozos altamente desviados.

En la Tabla 5.22 se muestran las tecnologías que se pretenden usar para la producción de los campos Trion y Exploratus, describiendo brevemente su aplicación o ventaja que se puede tener en los campos.

TECNOLOGIA	APLICACIÓN y/o VENTAJAS
Terminaciones inteligentes	Para monitoreo de presiones y temperaturas de fondo y control de flujo independiente de cada una de las arenas.
Control de arena	Para minimizar la producción de arena de la formación y reducir probable erosión y manejo de arena en superficie
Medición de flujo en línea por pozo	Para detección de cambios súbitos en la producción de agua y posible formación de hidratos.
Tecnología submarina (árboles hidráulicos y eléctricos, manifolds, jumpers, PLEMs, PLETs, In-line sleds, UTAs, SDUs)	Para explotación de campos en aguas profundas.

Tabla 5.22 Tecnología aplicada en los Trion y Exploratus (PEMEX, 2014).

Conclusiones

- ❖ Una Cuenca de Margen Pasivo es una región donde no hay una interacción directa de placas tectónicas ya que se sitúa en la parte más interna de la misma placa tectónica y no sufre procesos de subducción, ni de expansión, ni de transcurrancia; es una depresión topográfica que es rellenada por aporte de sedimentos.
- ❖ Las Cuencas de Margen Pasivo son muy importantes en la industria petrolera ya que contienen aproximadamente el 36% de los yacimientos del mundo.
- ❖ México se caracteriza por ser el país que cuenta con la cuenca de Margen Pasivo del Cenozoico más grande del mundo, la cual cubre todo el territorio de la costa del Golfo de México, en donde no se tiene ningún límite de placas tectónicas.
- ❖ La Cuenca de Burgos es de Margen Pasivo desde el Paleógeno, ya que no hubo tectonismo asociado a límites de placas, solo hubo aportación de sedimentos que se acumularon en diferentes ambientes sedimentarios.
- ❖ La Cuenca del Golfo de México Profundo es un Margen Pasivo dinámico por la alta tasa de sedimentación que ha tenido desde los inicios del Cenozoico hasta la actualidad, la cuenca se sigue modificando al ser receptora de grandes volúmenes de sedimentos, por la subsidencia que presenta.
- ❖ En la Cuenca de Burgos, se ha implementado la perforación direccional, para evitar fallas, zonas fracturadas o para acceder a dos yacimientos con el mismo pozo; los tipos más frecuentemente usados son: pozos tipo tangencial, pozos tipo “S”, pozos tipo “J”.
- ❖ Una forma para incrementar racionalmente la producción de gas en la Cuenca de Burgos, es la aplicación de un sistema artificial de producción denominado embolo viajero; se utiliza para evitar que la presión disminuya en el yacimiento ya que puede haber presencia de agua o condensados y esto hace que el pozo deje de fluir naturalmente debido a la baja presión.
- ❖ La terminación tubingless es la mejor alternativa para el desarrollo de yacimientos en cuencas de margen pasivo ya que hay una reducción del 30% de costos en la perforación, también reduce costos operativos al disminuir el volumen de lodo, fluidos de terminación, cemento y tubería de acero.

- ❖ La Cuenca del Golfo de México Profundo tiene yacimientos petroleros en tirantes de agua mayores a 500 m, por lo que se deben diseñar e implementar buenos programas para la perforación y para el desarrollo de los campos.
- ❖ La perforación de los pozos en los yacimientos de la Cuenca del Golfo de México Profundo es mediante pozos con altos ángulos de inclinación que van del 60° a 70°, esto permite incrementar el área expuesta al flujo, reduciendo el daño por la turbulencia y aumentando el índice de productividad.
- ❖ Para una buena explotación en los yacimientos de la Cuenca del Golfo de México Profundo, es conveniente implementar un buen control de arenas, lo que permite minimizar la producción de arena de la formación y reducir una probable erosión; se deben utilizar terminaciones inteligentes que nos ayudan a reducir el número de pozos perforados; la configuración de este tipo de terminación consiste en una válvula de control de flujo (ICV) por cada horizonte de arenisca, las cuales permiten el control en caso de un incremento de fluido y monitorear la presión y temperatura a través de sensores distribuidos en el aparejo de producción.
- ❖ Los sistemas de control de arena son los denominados Frac Pack y el Gravel Pack, el primero es un sistema de control que combina las características de un gravel pack y fractura hidráulica; la fractura se mantiene abierta con un apuntalante que se bombea con los fluidos fracturantes; el empaque también es colocado en los disparos y en el espacio anular entre un cedazo y la tubería de revestimiento. El segundo sistema consiste en colocar un empaque de grava contra los disparos.
- ❖ Conocer el tipo de cuenca y las características del yacimiento es muy importante para los ingenieros petroleros, porque con un buen conocimiento se pueden definir los parámetros de una buena perforación, así como el desarrollo eficiente de cada yacimiento, sobre todo para implementar algún tipo de recuperación secundaria que permita mejorar la recuperación de aceite y/o gas.
- ❖ Los yacimientos en las Cuencas de Margen Pasivo pueden tener yacimientos de tipo convencional o no convencional, por lo que para cada caso se deben implementar las tecnologías adecuadas para la perforación y para el desarrollo de los campos.

Bibliografía

- Adib S. (2013). Geografía para 2° Liceo. Retrieved November, tomada de <http://geoparasegundo.blogspot.mx/2013/06/bordes-de-las-placas.html>.
- Alfonso Z. (1976). Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido, III Simposium de Geología de Subsuelo, Reporte interno, Pemex Exploración y Producción, MEX.
- Allen P.A. y Philip A. (1990). Basin Analysis: Principles and Applications Edition, Blackwell Scientific Publications, Oxford, USA.
- Allen P.A. y Allen J. (2005). Basin Analysis, Principles and Aplications, 2da edición, Blackwell Publishing, Oxford, USA.
- Asociación Geológica Argentina. (1992). Geoquímica de las sedimentarias siliciclásticas cretácicas superiores y del cenozoico inferior de la Cuenca Austral Argentina: procedencia y ambiente tectónico, ARG, no. 47, p. 73-82.
- B. Alonso, M. Farrán y A. Maldonado. (1989). Estratigrafía sísmica de alta resolución en márgenes continentales pasivos: factores de control durante el cuaternario.
- Bally A. W. (1987). Atlas of Seismic Stratigraphy, Amer. Assoc. Petrol. Geol, Stud. Geol, USA, p. 124.
- Barazangi M. y Dorman J. (1969). World seismicity map compiled from ESSA Coast and Geodetic Survey epicenter data, 1961-1967, Bulletin Seismology Society America, USA, no. 59, p. 369-380.
- Berg O. R. y Woolverton D. (1985). Seismic Stratigraphy II. Amer. Assoc. Petrol. Geol, USA, p. 276.
- Best Martínez E. I. y Monroy Alvarado J. A. (2008). Caracterización geológica de un yacimiento petrolero en la Cuenca de Burgos-proyecto de inversión Delta del Bravo, Tesis Licenciatura. UNAM, MEX, Facultad de Ingeniería.
- Buffler R.T. y D.S. Sawyer. (1985). Distribution of Crust and Early History, Gulf of Mexico Basin: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 35, p. 333-344.

- Bo Kang, Xinong Xie. (2014). Geomorphology Backstripping: A Numerical Approach for Quantitatively Reconstructing the Paleo-Geomorphology in Passive Margins and Deltaic Basins, Society of Exploration Geophysicists.
- Boletín de Geociencias. (2005). Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Poza Rica, MEX, vol. 1, no1, p. 8-14.
- Boillot G. (1984). Geología de los márgenes continentales. Masson, Barcelona, ESP, p.142.
- Boillot G., Montadert L., Lemoine M. y Biju-Duval B. (1984). Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, Paris, FRA, p. 342.
- Bouroullec R., P. Weimer, O. Serrano. (2004). Salt tectonic history of the northeastern deep Gulf of Mexico, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, USA, vol. 54, p. 63-79.
- Bryant I., Herbst N., Dailly P., Dribus, J.R., Fainstei, R., Harvey N. (2012). De cuenca a cuenca: La tectónica de placas en exploración, Oilfield Review, no. 24, p. 38-58.
- Bruno Salvador Ulises. (2010). Evaluación petrolera y métodos de explotación en la Cuenca de Burgos, Tesis Licenciatura, UNAM, MEX, Facultad de Ingeniería.
- Cattaneo A. y Steel R. J. (2003). EarthScience Reviews, no. 62, p. 127-228.
- Cameron T.D.J., Crosby A., Balson P.S., Jeffrey D.H., Lott G.K., Bulat J., y Harrison D.J. (1992). United Kingdom offshore regional report: the geology of the southern North Sea. HMSO for the British Geological Survey, Londres, GBR, p. 152.
- Centeno García Elena. (2012). Interior de la Tierra. Apuntes de la asignatura de Tectónica. Facultad de Ingeniería, UNAM, MEX, Inédito.
- Cooper M.A., y Williams G.D. (1989). Inversion tectonics. Geological Society of London Special Publication, GBR, no. 44, p. 375.
- Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (2012). Dictamen del Proyecto Integral Burgos, MEX.

- Cruz Mercado M.A., Reyes-Tovar E., López Céspedes H.G., Sánchez Rivera R., León Ramírez R., Peterson-Rodríguez R.H., Flores-Zamora J.C., Barrera González D., Vázquez Cantú A. (2010). Estudio Interregional “Tectónica Salina y sus Implicaciones en la exploración Petrolera” Reporte Interno, Pemex Exploración y Producción, MEX.
- Curray R. (1964). Transgressions and regressions (R.L. Miller, Ed.). Macmillan, New York, USA, p. 175–203.
- Dalla Salda L.H., Cingolani C y Varela R. (1992). Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Results of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, USA, vol. 20, p. 617-620.
- Davison Ian y Underhill John R. (2012). Tectonics and sedimentation in extensional rifts: implications for petroleum systems como parte de *Tectonics and Sedimentation: Implications for Petroleum Systems* editado por Gao, D. AAPG, USA, vol. 100, p. 15-42.
- Dickinson William R. y Lawton T.F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, USA, no. 113, p. 1142–1160.
- Dickinson William R. (1974). Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication*, USA, no. 19, p. 230–239.
- Dickinson William R. (1976). Plate tectonic evolution of sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Notes Series*, USA, no. 1, p. 62.
- Dickinson William R. (1974). Plate Tectonics and sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, USA, no. 12.
- Dickinson William R. (1993). Basin geodynamics. *Basin Research*, USA, vol.5, p. 195-196.
- Dickinson William R. (1995). *Forearc Basins*. Blackwell Science, Oxford, USA, p. 221-266.

- Diegel F. A., J. F. Karlo, D. C. Schuster, R. C. Shoup, P. R. Tauvers. (1995). Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the northern Gulf coast continental margin, AAPG, USA, v. 65, p. 9-151.
- Doyle L. J. y Pilkey O. H. (1979). Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleont. Miner., Publ. Spec., USA, p. 374.
- Echánove O. (1986). Geología petrolera de la Cuenca de Burgos: Boletín AMGP, USA, vol. 38, no. 1, p. 3-74.
- Edwards J. D. y Santogrossi P. A. (1990). Divergent/passive margin basins. Amer. Assoc. Petrol Geol. Mem., USA, p. 252.
- Eguiluz de Antuñano. (2011). Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros, MEX, vol. 63, no 2, p. 323-332.
- Eguiluz de Antuñano S., Pola-S. A. O., Solano-M. J., Ramos-H. G., Tristán-S. A. (2000). Estudio de los Plays Jackson - Yegua, Reporte Interno Pemex Exploración y Producción, MEX.
- Einsele G. (1992). Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Springer-Verlag, Berlin, GER, p. 628.
- Emery K. O. y Ucgupi E. (1984). The Geology of the Atlantic Ocean, Springer-Verlag, Nueva York, USA, p. 1050.
- Galloway W.E., Ganey-Curry P.E., Xiang L., y Buffler R.T. (2000). Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, USA, p. 1743-1774.
- Galloway W. E. (1998). Siliclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture and classification, AAPG Bulletin, USA, vol. 82, p. 569-595.
- Guzmán A. E. (1999). Estado de la exploración petrolera en México: Boletín AMGP, MEX, vol. 48, no. 1.2, p. 16-42.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, USA, p. 71-108.

- Holguín Quiñones N., Brooks J.M., Román Ramos J.R., Bernard B.B., Lara Rodríguez J., Zumberge J.E., Medrano Morales L., Rosenfeld J., De Faragó Botella M., Maldonado-Villalón R. y Martínez Pontviane G. (2005). Estudio regional de manifestaciones superficiales de aceite y gas en el sur del Golfo de México, su origen e implicaciones exploratorias: Boletín AMGP, USA, vol. 52, no. 1, p. 20-41.
- Hongn F. y García V. (2011). Tectónica de Placas: Teoría integradora de las Ciencias de la Tierra. Temas BGNOA, p. 21-31.
- Ingersoll Raymond V. (2012). Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Ángeles, California, USA, p. 2-43.
- Ingersoll R.V. y Busby C.J. (1995). Tectonics of sedimentary basins, Oxford, USA, p. 1–51.
- Kearey P. y Vine F. J. (1996). Global Tectonics (2 ed.). Victoria, Australia, ANZ.
- Kearey P. y Vine F.J. (1990). Global tectonics. Blackwell Sci. Pub., Oxford, USA, p. 302.
- Kingston, D. R., C. P. Dishroon, y P. A. Williams. (1983). Hydrocarbon plays and global basin classification, AAPG, USA, v. 67.
- Lawton T.F., Bradford I.A., Vega F.J., Gehrels G.E., Amato J.M. (2009). Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: Geological Society of America Bulletin, USA, p. 820-836.
- M. Aban, J.G. Pendón, F. Ruiz, J. Rodríguez Vidal, N. López-Gonzales y I. Mantero (2005). Respuesta Estratigráfica a la Transgresión Tortonense en el Margen Pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: Datos Preliminares, GEOGACETA España, ESP, no. 38, p. 167-170.
- Magoon L. B y Dow W. G. (1994). The petroleum, AAPG, USA, p. 3-24.

- Mahaffie M. J. (1994). Reservoir classification for turbidite intervals at the Mars discovery, Mississippi Canyon 807, Gulf of Mexico, GCSSEPM Foundation 15th Annual Research Conference Proceedings, USA, p. 233-244.
- Mann P.L., Gahagan L. M. y Gordon M. B. (2003). Tectonic setting of the world's giant oil fields, como parte de Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1990-2000, editado por Halbouty, M. y Horn M. AAPG, USA, no. 78, p. 43-93.
- Marsaglia K. M. (2012). Sedimentation at plate boundaries in transtition. In C. Busby, & A. Azor (Eds.), Tectonics of sedimentary basins, p. 647, IND.
- Martin J., P. Weimer, R. Bouroullec. (2004). Sequence Stratigraphy of Upper Miocene to Upper Pliocene sediments of west-Central Mississippi Canyon and northern Atwater Valley, Northern Gulf of Mexico, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, USA, vol. 54, p. 425-442.
- Martin J. (2002). Sequence stratigraphy of upper Miocene to upper Pliocene sediments of westcentral Mississippi Canyon and northern Atwater Valley, northern Gulf of Mexico, Master's thesis, University of Colorado, USA, p. 232.
- Martínez Catalán J. R. (2003). Geología Estructural y Dinámica. (G. Gutiérrez Alonso, Ed.) Salamanca: Universidad de Salamanca, ESP.
- Matlak Al-Hajeri, M. y Saeeda M. (2009). Modelado de cuencas y sistemas petroleros, Schlumberger Oilfield Review, vol. 21, no. 2, p. 16-36.
- Melluso LM, Le Roex AP, Morra VM. (2002). Volcanic and Non-volcanic Margins Added by Tejeev Patel, USA.
- Minster J.B. y Jordan T.H. (1978). Present-day plate motions. Journal of Geophysical Research, p. 5331-5354.
- Mjelde R., Raum T., Murai, Y., Takanami T. (2007). Continent-ocean-transitions: Review, and a new tectono-magmatic model of the Voring Plateau, Journal of Geodynamics.
- Morales Salazar Ariadna Grisell. (2013). Optimización de los tiempos de perforación de un pozo de desarrollo mediante el análisis de pozos de correlación, Tesis Licenciatura, UNAM, MEX, Facultad de Ingeniería.

- NOAA. (2009). Recuperado el 6 de septiembre de 2013. Página web: www.noaa.gov.
- Omarini R.H y Sureda R. (1993). Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico superior al paleozoico inferior: modelos alternativas y problemas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, ARG, p. 291-307.
- P.E. Kraemer, M.P. Escayola y R.D. Martino. (1995). Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina, ARG, Asociación Geológica Argentina, p. 47-59.
- Pell Angela. (2007). Evolution of an allochthonous salt system, southern Mars-Ursa Basin, Northern Gulf of México, Thesis or Master of Science. Louisiana, State University, USA.
- PEMEX EXPLORACIÓN y PRODUCCIÓN (PEP). (2014). Resumen Ejecutivo Trion Exploratus, MEX.
- PEMEX EXPLORACIÓN y PRODUCCIÓN (PEP). (2013-A). Provincia Petrolera Burgos, MEX.
- PEMEX EXPLORACIÓN y PRODUCCIÓN (PEP). (2013-B). Provincia Petrolera Golfo de México Profundo, MEX.
- PEMEX EXPLORACIÓN y PRODUCCIÓN (PEP). (2010). Provincia Petrolera Burgos, MEX.
- PEMEX EXPLORACIÓN y PRODUCCIÓN (PEP). (2009). Las reservas de hidrocarburos de México, MEX.
- PEMEX EXPLORACIÓN y PRODUCCIÓN (PEP). (2008). Las reservas de hidrocarburos de México, MEX.
- PEMEX EXPLORACIÓN y PRODUCCIÓN (PEP). (2005). Las reservas de hidrocarburos de México, MEX.
- PEMEX EXPLORACIÓN y PRODUCCIÓN (PEP). (2004). Las reservas de hidrocarburos de México, MEX.
- Pérez Aquiahuatl Hatziry Yeyetzi. (2014). Evaluación del potencial del pozo A-1 del play no convencional Jurásico Superior (Formación Pimienta) en la

Cuenca de Burgos, Tesis Licenciatura, UNAM, MEX, Facultad de Ingeniería.

- Pérez Cruz. (1992). Geologic evolution of the Burgos Basin, northeastern Mexico, Tesis doctoral, Rice University, USA.
- Pettingill H. S. (2001). Giant field discoveries of the 1990s. The Leading Edge, vol. 20, no. 7, p. 698-704.
- Pindell J., A. Watts y L. Kennan. (2008). Refinement of Jurassic tectonic evolution model using new magnetic data, and 2D process-oriented gravity modeling of rifting, subsidence, and heat flow history, East Mexican margin/western Gulf of México: Informe Interno, Pemex Exploración y Producción, MEX.
- Pindell J., L. Kennan, J. Rosenfeld, J. Granath, Miranda Canseco, E. Patiño Ruiz, J. Alvarado-Céspedes, A. Marino-Castañón, A. Hernández Bravo, J. Espinosa Nava, M. Ramírez Espinosa, A. Maldonado Leal, M. Marín Toledo, A. Alor Ortiz, I. Darío Gómez, R. Vera Morán, A. Reyes Bache, G. Hernández Mejía, J. Alzaga Ruiz, H. Méndez Vázquez, J. Jacobo Albarrán J. y Hernández Ávila L. (2002). Análisis paleogeográfico Mesozoico-Cenozoico y dinámica de cuencas en el Golfo de México profundo y márgenes: La relación entre evolución tectonosedimentaria y sistemas petroleros: PEP-Tectonic Analysis. Informe Interno, Pemex Exploración y Producción, MEX.
- Ramos V.A., Vujovich A.G. (1993). Laurentin-Gonwana connection: a Southamerican perspective. Abstracts with Programs Geological Society of America, Boston, USA.
- Raymond L. (2002). Petrology: The study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks, New York, USA, p. 720.
- Risch D., A. Chowdhury, A. Hannan. (1994). Regional depositional history of the Miocene-Pleistocene Louisiana Slope, Green Canyon-Mississippi Canyon, Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, USA, vol. XLIV, p. 611-617.
- Robles Nolasco J. (2009). Análisis y evaluación de cuencas y sistemas petroleros Región Marina: Reporte Interno, Pemex Exploración y Producción MEX.
- Salomón Mora L.E., Aranda García M. y Román Ramos J.R. (2004). Plegamiento contraccional y sedimentación sintectónica en las Cordilleras Mexicanas: Boletín AMGP, MEX, vol. 51, no. 2, p. 5-21.

- Sawyer Dereck E. (2006). Seismic Geomorphology, Lithology, and Evolution of the Late Pleistocene Mars-Ursa Turbidite Region, Mississippi Canyon Area, Northern Gulf of Mexico. Thesis in Geosciences, University the Pennsylvania, College of Earth and Mineral Sciences, USA.
- Sequero López Cristina. (2013-A). Tarim Basin, 24 de Noviembre 2013, <http://tarimbasinetsq.blogspot.mx/2013/11/estratigrafia-de-la-cuenca-de-tarim.html>.
- Sequero López Cristina. (2013-B). Tarim Basin, 23 de Octubre 2013, <http://tarimbasinetsq.blogspot.mx/2013/10/introduccion-al-estudio-de-la-cuenca.html>.
- Soegaard K., Ye H., Halik N., Daniels A.T., Arney J., Garrick S. (2003). Stratigraphic evolution of Latest Cretaceous to early Tertiary Difunta foreland basin in northeast Mexico: Influence of salt withdrawal on tectonically induced subsidence by the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt, American Association of Petroleum Geologists Memoir, USA, p. 364–394.
- Spelz R. Monterrey Bay Aquarium Research Institute Retrieved. (2013). http://www.mbari.org/expeditions/GOC12/legs/leg7/logbookL7/day9_spanish.htm.
- Swift D.J.P., Phillips S. y Thorne J.A. (1991). Shelf Sand and Sandstone Bodies Geometry, Facies and Sequence (D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman y J.A. Thorne, Eds). International Association of Sedimentologists Special Publication, USA, p. 153-187.
- Tarbuck E. J., y Lutgens F. K. (2005). Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física (8 ed.). (A. t. científicas, Trans.) Madrid ESP.
- Tankard A. J. y Balkwill H. R. (1989). Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, Amer. Assoc. Petrol Geol, USA, p. 641.
- Téllez A. M. H., Espiricueto I. A., Marino C. A., Hernández C. A., De León C. J. J., Estudio de los Plays Eoceno Wilcox Queen City. (2000). Etapa I, Informe Interno, Pemex Exploración y Producción MEX.

- Valencia Rosas Eduardo Fco. (2005). Futuros plays en la Cuenca de Burgos: Proyecto Delta del Bravo. Activo Regional de Explotación R.N., Pemex Exploración y Producción. Poza Rica Veracruz, MEX.
- Vera Torres Juan Antonio. (1994). Estratigrafía, Principios y Métodos, Editorial Rueda, S.L., Madrid, ESP, p. 809.
- Zhang WeiBiao, Wang TieGuan, DAI ShiFeng, LI MeiJun, Qiu NanSheng y WANG GuangLi. (2004). Stratigraphic termohistory and its implications for regional geo-evolution in the Tarim Basin, CHN. vol. 53, no. 10, p. 1495-1505.