



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE
LA TIERRA**

**CARACTERÍSTICAS E IMPORTANCIA
ECONÓMICO-PETROLERA DE LAS CUENCAS
SEDIMENTARIAS ASOCIADAS A RIFT, CON
EJEMPLOS REPRESENTATIVOS**

T E S I S

Que para obtener el título de **INGENIERO GEÓLOGO**
presenta

DÍAZ FLORES YAHIR

2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

**CARACTERÍSTICAS E IMPORTANCIA ECONÓMICO-
PETROLERA DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS
ASOCIADAS A RIFT, CON EJEMPLOS REPRESENTATIVOS**

YAHIR DÍAZ FLORES

DIRECTOR DE TESIS: ING. JAVIER ARELLANO GIL



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISIÓN DE INGENERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
JUNIO DE 2014

DEDICATORIA

A mis padres, Carlos Díaz y Alejandra Soledad Flores

A mis hermanos, Carlos Alejandro y Bruno

A Pablo García y Eloisa Ballhaus

A mi alma máter, la Universidad Nacional Autónoma de México

AGRADECIMIENTOS

A mis **padres**, por darme la vida, apoyarme incondicionalmente en todos los aspectos posibles y por brindarme la oportunidad de convertirme en el profesional que siempre quise ser.

A mi **familia**, en especial mis hermanos, por ser la luz de mi vida y fuente de mi inspiración.

A mis **compañeros de carrera**, con quienes compartí la dicha de vivir como estudiante de Ciencias de la Tierra y quienes me motivaron a seguir adelante, a superarme y no rendirme jamás, sin importar las adversidades que pudiesen surgir en el camino.

A mis **amigos** de toda la vida, quienes me han apoyado desde siempre y me acompañaron durante mis éxitos y me ayudaron a sobrellevar mi fracasos.

Sin todos ustedes, nada de esto hubiera sido posible...

A mi director de tesis **Javier Arellano Gil**, por mostrarme el camino del conocimiento y apoyarme en cada paso de la realización de este trabajo, y en su labor como profesor de la facultad, asesor y compañero.

A mis **sinodales**, por sus valiosos consejos durante la realización de este trabajo y por su presencia en mi examen profesional.

A mis **profesores de carrera**, especialmente a aquellos cuya pasión es transmitir sus conocimientos a sus alumnos y se preocupan por el aprendizaje de sus alumnos. Ellos son los que engrandecen a la gloriosa Facultad de Ingeniería.

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**, la máxima casa de estudios en México, y a mi facultad, por darme la oportunidad de una vida y contribuir a mi formación humana y profesional.

Que viva la UNAM, y ¡Por mi raza hablará el espíritu!

tectónicos

CAPÍTULO 3. CUENCAS SEDIMENTARIAS EN ENTORNOS EXTENSIONALES 52

3.1 Procesos de extensión en la litósfera	53
3.1.1 FACTORES QUE GOBIERNAN LA EVOLUCIÓN DE UN <i>RIFT</i>	55
3.1.1.1 Estructura térmica	56
3.1.1.2 Propiedades reológicas de la corteza	56
3.1.1.3 Factores temporales	57
3.1.2 MODELOS MECÁNICOS	58
3.1.3 <i>RIFTING</i> EN ZONAS DE CONVERGENCIA	61
3.2 Características tectónicas, estructurales y sedimentológicas de las cuencas sedimentarias asociadas a <i>rift</i>	61
3.2.1 ENTORNOS GEOTECTÓNICOS	62
3.2.1.1 Sistemas de rift del tipo “Atlántico”	62
3.2.1.2 <i>Rifts</i> tras-arco	62
3.2.1.3 Deformaciones sinorogénicas	63
3.2.1.4 <i>Rifting</i> posorogénico	63
3.2.1.5 <i>Rifting</i> del tipo “ <i>Basin and Range</i> ”	63
3.2.2 ESTILO ESTRUCTURAL EN CUENCAS DE <i>RIFT</i>	64
3.2.2.1 Componentes estructurales mayores	64
3.2.2.2 Componentes estructurales menores	69
3.2.3 SEDIMENTACIÓN Y UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS EN CUENCAS DE <i>RIFT</i>	74
3.2.3.1 Modelos tectono-sedimentarios en cuencas de <i>rift</i>	74
3.2.3.2 Unidades estratigráficas	80
3.2.3.3 Controles tectono-estructurales en sistemas sedimentarios	81
3.2.3.4 Interacción entre el clima y los controles	82

CAPÍTULO 4. IMPORTANCIA ECONÓMICO-PETROLERA DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS ASOCIADAS A RIFT 84

4.1 Implicaciones para sistemas petroleros	84
4.1.1 ROCAS GENERADORAS EN <i>RIFTS</i>	84
4.1.2 ROCAS ALAMACENADORAS EN <i>RIFTS</i>	85
4.1.3 ROCAS SELLO EN <i>RIFTS</i>	87
4.2 Importancia económica-petrolera de las cuencas asociadas a <i>rift</i>	87

CAPÍTULO 5. EJEMPLOS REPRESENTATIVOS 89

5.1 Ejemplos en México	89
5.1.1 LA CUENCA DEL GOLFO DE MÉXICO	89
5.1.1.1 Ubicación	89
5.1.1.2 Configuración tectónica y evolución estructural	89
5.1.1.3 Marco estratigráfico y sedimentológico	92

5.1.1.4 Sistema petrolero	94
5.1.1.5 Aspectos económicos	95
5.1.2 CUENCA DE SABINAS	96
5.1.2.1 Ubicación	96
5.1.2.2 Configuración tectónica y evolución estructural	96
5.1.2.3 Marco estratigráfico y sedimentológico	101
5.1.2.4 Sistema petrolero	104
5.1.2.5 Aspectos económicos	108
5.1.3 CUENCA DE CHIHUAHUA	109
5.1.3.1 Ubicación	109
5.1.3.2 Configuración tectónica y evolución estructural	109
5.1.3.3 Marco estratigráfico y sedimentológico	112
5.1.3.4 Sistema petrolero	115
5.1.3.5 Aspectos económicos	118
5.2 Ejemplos en el mundo	120
5.2.1 CUENCA RECÔNCAVO, BRASIL	120
5.2.1.1 Ubicación	120
5.2.1.2 Marco estratigráfico y evolución tectónica (cuenca asimétrica)	121
5.2.1.3 Sistemas petroleros	124
5.2.1.3 Aspectos económicos	127
5.2.2 GOLFO DE SUEZ, EGIPTO	128
5.2.2.1 Ubicación	128
5.2.2.2 Marco estratigráfico y evolución tectónica (cuenca asimétrica)	128
5.2.2.3 Sistemas petroleros	134
5.2.2.4 Aspectos económicos	136
CONCLUSIONES	138

BIBLIOGRAFÍA	141
---------------------	-----

RESUMEN

Una cuenca sedimentaria es una depresión de cualquier tipo en la parte superior de la corteza terrestre en donde se acumula más sedimento que en zonas adyacentes para un determinado tiempo, existiendo diferentes tipos y mecanismos que las forman. Los tipos de cuencas sedimentarias en las cuales se depositan estos sedimentos están directamente ligados a procesos tectónicos que controlan la forma, tamaño y su localización. Los sistemas de clasificación más recientes se basan en la posición de la cuenca con respecto al tipo de substrato, la proximidad al margen de la placa y el tipo de límite de placa más cercano: divergente, intraplaca, convergente, transformante e híbrido. Este trabajo de tesis se enfoca a las cuencas tipo *rift*.

Las cuencas extensionales activas son importantes debido a que su relleno sedimentario y las estructuras tectónicas circundantes suponen una potencial preservación de registros fósiles y sedimentarios, de los cambios paleoclimáticos, de las variaciones en el nivel del mar y la tasa de aporte de sedimentos, del proceso de fallamiento y de los recursos económicos explotables. Estas cuencas se definen por medio de componentes estructurales mayores y menores, las cuales controlan los patrones de sedimentación en el interior de la cuenca.

El 67% de las reservas mundiales de hidrocarburos yacen en campos gigantes de aceite y gas, distribuidos en 27 regiones en un área equivalente al 30% de la superficie terrestre. La producción en márgenes pasivos y cuencas asociadas a *rift* suponen el 66% (dos tercios) de los 877 campos gigantes, y esta importancia se atribuye, entre otras cosas, a estabilidad tectónica que permite que la preservación de hidrocarburos y previene que las acumulaciones sean perturbadas por eventos tectónicos subsecuentes.

En México, la apertura del Golfo de México representó un periodo de extensión y posteriores episodios de subsidencia tectónica y térmica generalizada para la toda zona oriente. La Cuenca de Sabinas es un *rift* abortado asociado a esta apertura que localiza en la porción noreste del país que se situó en régimen tectónico extensional durante Jurásico Inferior, pasó a una etapa de subsidencia tectónica hasta el Tithoniano, de subsidencia térmica hasta el Cretácico Superior y finalmente a un régimen compresivo con la Orogenia Laramide en Cretácico Superior-Eoceno tardío. Por otra parte, la Cuenca de Chihuahua es una cuenca de *rift* simétrica que se localiza en la porción norte de México que tiene una historia evolutiva similar a la de la Cuenca de Sabinas por situarse en un entorno tectónico similar. En el aspecto petrolero, se han identificado tres

Resumen

sistemas productores relacionados a rocas generadoras del Tithoniano, Aptiano y Turoniano. Estos sistemas petroleros son productores de gas y condensado. En cuanto a recursos no convencionales de hidrocarburos, tanto Burro-Picachos-Sabinas y Chihuahua se han identificado como provincias precursoras de lutitas aceitíferas y gasíferas.

En Brasil, la cuenca productora de aceite y gas de Recôncavo forma parte del sistema de *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá, cuyo relleno sedimentario contiene estratos que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico. Por otra parte, el Golfo de Suez en Egipto es la terminación norte del sistema de *rift* golfo de Adén-mar Rojo que se desarrolló como resultado de la separación entre las placas Arábica y Africana, cuya columna sedimentaria incluye unidades cuyas edades van desde el Precámbrico al reciente. Para ambos casos, el relleno sedimentario se divide en tres megasecuencias: *pre-rift*, *sin-rift* y *pos-rift*; incluyen uno o varios sistemas petroleros, y las características petrofísicas de cada uno de los elementos de dichos sistemas están estrechamente relacionadas con la evolución cada cuenca.

Abstract

A sedimentary basin is a depression of any kind formed in the upper portion of the continental crust, in which sediments accumulate during a particular time span at a greater rate than in the adjacent areas. At present, different types of sedimentary basins and basin-forming mechanisms are recognized. The kinds of sedimentary basins in which these sediments accumulate are directly linked to tectonic processes that control their shape, size and location. Sedimentary basins can form in different tectonic settings: divergent, intraplate, convergent, transform and hybrid, and different basin types are recognized on the basis of the type of crust in which it rests, the position with respect to plate margins and the proximity (and type of interaction during sedimentation, should it be near) to a plate margin. This particular text is focused on rift basins.

Basins in active extensional settings are important because their sedimentary fill and bounding tectonic structures pose a potential preservation of the fossil and sedimentary records of past changes in climate, sea/lake level and sediment supply, information on the faulting process and exploitable economic resources. Rift basins are defined by several large-scale and small-scale structures that influence the depositional patterns.

Approximately 67% of the world's hydrocarbon reserves lie in giant gas fields of oil, in 27

regions that are equivalent to 30% of the earth's surface. Basins in extensional settings, i.e. continental passive margins and continental rift basins account for 66 %, or two-thirds, of all 877 giant fields, and this importance is attached to, i.a. tectonic stability that allows the preservation of hydrocarbons and prevents accumulations are disturbed by subsequent tectonic events.

In Mexico, the opening of the Gulf of Mexico accounted for a generalized period of extension and subsequent episodes of tectonic and thermal subsidence. The Sabinas Basin is an aulacogen associated with this opening that is located in the northeastern part of the country, which stood at extensional tectonic regime during Early Jurassic that latter became a stage of tectonic subsidence in the Tithonian, a period of thermal subsidence in the Upper Cretaceous and a compressive regime with the Laramide Orogeny in late Cretaceous-Eocene. The Chihuahua Basin is a symmetric rift basin that is located in northern Mexico that has a tectonic evolution similar to that of the Sabinas Basin, being located in a similar tectonic setting. Three petroleum systems have been identified, all of them related to source rocks of Tithonian, Aptian and Turonian . These are oil and gas producing systems. As for unconventional hydrocarbon resources, both Sabinas and Chihuahua basins have been identified as provinces with shale oil and shale gas potential.

In Brazil, the hydrocarbon-producing Recôncavo basin is part of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift system, and its sedimentary fill ranges from Paleozoic to Cenozoic. On the other hand, the Gulf of Suez in Egypt is the northern end of the Gulf of Aden-Red Sea rift system that developed as a result of the separation between the Arabian and African plates; the sedimentary column ranges from Precambrian to recent. In both cases, the sedimentary fill is divided into three megasequences: pre-, syn- and post-rift. These include one or more petroleum systems, and the petrophysical properties of each of the elements that comprise these systems are closely related to the particular evolution of each basin.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

1.1.1 OBJETIVO GENERAL

Describir el origen y las principales características geológicas de las cuencas asociadas a *rift*, enfocándose en la importancia económico-petrolera, tomando como referencia: El desarrollo de los *riffts* (origen y evolución) y los controles estructurales y tectónicos en los patrones de sedimentación y la prospectividad de hidrocarburos dentro de la cuenca.

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Describir el origen y las principales características geológicas de las cuencas asociadas a *rift*, considerando su importancia económico-petrolera, describiendo:

- Los procesos que generan la dinámica de las placas tectónicas.
- Los tipos de límites entre placas, y las cuencas sedimentarias asociadas a éstos.
- La evolución y los estilos estructurales característicos, los entornos geotectónicos asociados y la sedimentación en estas cuencas.
- Las características de los elementos del sistema petrolero.
- Las reservas de hidrocarburos a nivel mundial, y el papel de las cuencas en entornos extensionales en éstas.
- La evolución tectono-sedimentaria de ejemplos representativos en México y a nivel mundial.
- Producción, reservas y recursos prospectivos en cuencas asociadas a *rift*.

2. Presentar la actual clasificación de cuencas sedimentarias y los criterios empleados para establecer las categorías en ésta.

3. Elaborar un escrito con información actualizada en materia de procesos de extensión en la litósfera, así como en modelos de evolución, depositación y sistemas petroleros en cuencas sedimentarias tipo *rift*.

1.2.3 JUSTIFICACIÓN

La justificación de este trabajo radica en la importancia de presentar información actualizada con ejemplos representativos en materia de cuencas sedimentarias en entornos extensionales, las cuales albergan grandes reservas de hidrocarburos a nivel mundial.

1.2 Generalidades

Conocemos la estructura interna de la Tierra gracias al desarrollo de la sismología moderna, basándonos en la velocidad y la forma en que las ondas compresionales (Ondas P) y las ondas de cizalla (Ondas S) que atraviesan a nuestro planeta como respuesta a los terremotos. La velocidad de las ondas sísmicas varía conforme éstas viajan por el interior de la Tierra, respondiendo a factores diversos como la presión (que a su vez depende de la profundidad), la temperatura, la composición mineralógica y química, y el grado de fusión parcial en que se encuentre la fase por las que atraviesen.

Las discontinuidades sísmicas de primer orden (Condie, 1997) son: la discontinuidad de Mohorovičić o Moho, que delimita la base de la corteza terrestre; la interfase manto-núcleo o discontinuidad de Wiechert-Gutenberg, a unos 2900 km de profundidad; y la interfase núcleo interno-núcleo externo o discontinuidad de Lehman.

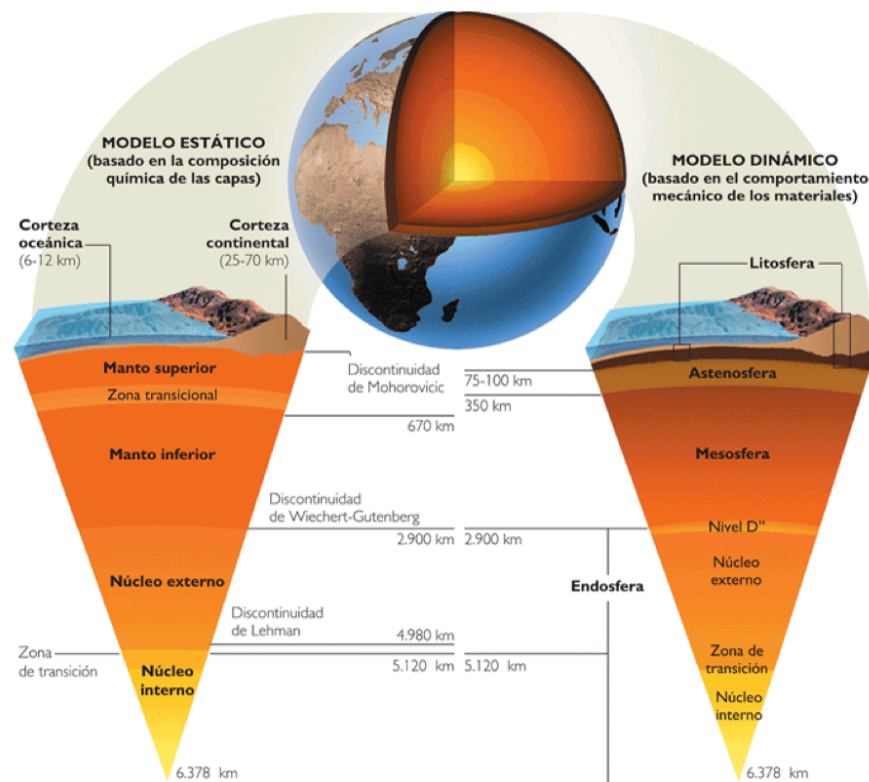


Figura 1.1 Comparación de la estructura diferencial de la Tierra con base en las características composicionales y reológicas (tomado de Arellano, 2013).

Con base en la composición, podemos decir que existen tres capas de la Tierra: corteza,

Capítulo 1

manto y núcleo. Si además de la composición tomamos como criterio de diferenciación el comportamiento mecánico (reflejo directo de las propiedades físicas) de cada una de las fases, tenemos que la Tierra se divide en seis capas principales: Corteza, Litósfera y Astenósfera, Manto Superior, Manto Inferior, Núcleo Externo y Núcleo Interno (figura 1.1).

La Corteza Terrestre tiene un espesor promedio de 3 kilómetros en las zonas de dorsal oceánica, mientras que en zonas de colisión continental puede alcanzar hasta 70 kilómetros; la Litósfera tiene un espesor que varía entre los 50 y 300 kilómetros, y se refiere a la rígida capa externa de la Tierra (que incluye a la corteza y la porción más superficial del manto) que se deforma de manera frágil cuando es sometida a un esfuerzo; la astenósfera es la región que se sitúa entre la base de la litósfera hasta la discontinuidad de los 660 km, en cuya cima se encuentra la *low-velocity zone* (LVZ, zona de baja velocidad) en cuyo espesor de 50-100 km, es evidente una atenuación tanto en la energía como la velocidad de las ondas sísmicas; el manto superior se extiende del Moho hasta la discontinuidad de los 660 km, por lo que incluye la parte inferior de la litósfera y la parte superior de la astenósfera y cuyo espesor comprende la llamada zona de transición entre los 410 y 660 km de profundidad (discontinuidades que se especula están relacionada con cambios de fases minerales: olivino a wadsleyita –polimorfo de alta presión del olivino- y espinela a perovskita + mangesiowustita, respectivamente); el Manto Inferior (también conocido como mesósfera) es una región pasiva en términos de deformación que se extiende desde la discontinuidad de los 660 km hasta la discontinuidad de los 2900 km en la interfase Manto-Núcleo e incluye una región situada a unos 220-250 km sobre dicho límite en la que existe un achatamiento de los gradientes de velocidad y densidad, que recibe el nombre de capa D''; el Núcleo Externo es la región que se sitúa entre las discontinuidades de los 2900 y 5200 km, y al no propagarse las ondas de cizalla dentro de éste, se asume que es líquido; el Núcleo Interno es una región que empieza en la discontinuidad de los 5200 km y llega hasta el centro del planeta, que se interpreta como un sólido cerca del punto de fusión, pues transmite ondas S aunque a muy baja velocidad (Condie, 1997).

En este trabajo se discutirán los procesos que forman las cuencas sedimentarias, que en su mayoría ocurren en la parte más superficial del planeta. Por ello, se describirá con mayor detalle la parte externa y rígida de la Tierra, la litósfera (específicamente, en la corteza). Sin embargo, es importante conocer la estructura interna y las características tanto composicionales como físicas de las capas que la conforman para entender las fuerzas que originan dichos procesos.

1.2.1 LA LITÓSFERA

Retomando lo que se había planteado anteriormente, la litósfera es la capa exterior de la Tierra que tiene entre 50 y 300 km de espesor y está constituida de materiales químicamente diferentes que se comportan como unidad debido a que comparten propiedades físicas similares derivadas de su comportamiento rígido. No obstante, solo la parte superior de la litósfera es lo suficientemente rígida para dejar rastro de los diferentes esfuerzos elásticos presentes a lo largo del tiempo geológico. Debajo de ésta, la rigidez de la litósfera es tal que permite que los esfuerzos elásticos no sean evidentes *per se* en una misma escala de tiempo (es decir, se atenúen) pero permite que actúen en conjunto como una unidad coherente. Se especula (Parsons et. al., 1977) que estas diferencias en rigidez tienen que ver con la isoterma que define la base de la litósfera (1100-1330°C), en la cual las rocas del manto más superficial están próximas a la línea del *solidus*.

Existen diferencias en la parte cortical de la litósfera, ya que para litósfera oceánica, la parte más resistente la tenemos en los primeros 20 a 60 km de profundidad; el material que se encuentra debajo de esta porción es, por demás, dúctil. Por su parte, la litósfera continental pareciera estar zonificada reológicamente, pues tenemos una zona frágil sísmicamente activa sobre otra asísmica que puede o no deformarse dúctilmente.

También existen heterogeneidades en la porción del manto que conforma la litósfera, pero son menores cuando se comparan con las de la corteza. Entre ellas destaca la atenuación de la velocidad de las ondas compresionales a unos 10-20 km debajo del Moho, atribuida principalmente a la serpentización de las peridotitas (rocas que conforman a la parte más superficial del manto) (Allen, 1990).

1.2.1.1 La Corteza Terrestre

A diferencia de los demás planetas en el sistema solar, la Tierra presenta una topografía bimodal, reflejo de los dos diferentes tipos de corteza que existen: la oceánica y la continental. Las diferencias entre éstas son notables: la corteza oceánica tiene un espesor promedio de 7 km y está compuesta de rocas relativamente densas como lo son los basaltos y es joven, con una edad de aproximadamente 200 Ma; la corteza continental es considerablemente más gruesa (40 km de espesor), está compuesta de una gran diversidad de rocas (la mayoría de las conocidas) que químicamente (en conjunto) nos dan una composición intermedia o “andesítica” y es más vieja

Capítulo 1

que la corteza oceánica, pues contiene algunas de las rocas y minerales más viejos encontrados hasta la fecha: los gneises de Acasta de 4.0 Ga (Bowring et al., 1999) y los circones detríticos de 4.4 Ga provenientes de Yilgran Block (Wilde, 2001) (figura 1.2).



Figura 1.2 La estructura de la porción superior de la Tierra. La corteza terrestre es más antigua, menos densa y tiene un espesor mayor que la corteza oceánica, especialmente en las raíces de los orógenos. El Moho separa a la corteza del manto; el manto superior y la corteza continental se comportan mecánicamente como unidad, la litósfera (modificado de Stanley, 2009).

1.2.1.1.1 Corteza Continental

Hablando de proporciones, la corteza continental constituye aproximadamente el 70% en volumen del total de la corteza terrestre, y cubre alrededor del 40% de la superficie del planeta. Tiene una densidad promedio de unos 2.7 g/cm^3 , mucho menos densa que la corteza oceánica (2.79 g/cm^3) (Hawkesworth et al., 2010)

Solo la parte más superficial de la corteza continental puede muestrearse directamente. Por ello, la información disponible sobre la composición y la estructura de ésta a mayores profundidades es indirecta. Una valiosa fuente de información sobre este tema son las rocas metamórficas de alto grado que, antes de ser exhumadas por procesos tectónicos, estuvieron a profundidades de 20-50 km. También están los *xenolitos*, fragmentos de roca que son acarreados por magmas que ascienden súbitamente hacia la superficie, que proporcionan material proveniente de la corteza profunda.

Mucha de la información que se conoce en la actualidad deriva del conocimiento sobre la variación de las velocidades sísmicas con la profundidad y cómo se comparan con las determinadas experimentalmente en condiciones propias de la corteza, tanto de temperatura como de presión.

Dadas las heterogeneidades presentes, es sumamente complicado hacer estimaciones sobre la

composición promedio de la corteza continental. Por ello, existen grandes variaciones entre modelos de composición propuestos por diferentes autores. Por ejemplo, McLennan y Taylor (1996) proponen en su modelo que la composición de la corteza es andesítica o granodiorítica con un contenido de K_2O que no sobrepasa el 1.5% en peso, basándose en el vínculo que tiene el flujo de calor dentro de la corteza continental con la abundancia de elementos que producen calor (series radioactivas del U, Th y K) para determinar el contenido de sílice. Una propuesta que difiere de la concepción tradicional, en donde la composición es más granítica (mayor contenido de sílice).

1.2.1.1.1.1 Corteza Continental Superior

Como se mencionó anteriormente, otros trabajos menos actuales sugerían que la parte superior de la corteza continental estaba compuesta de rocas de composición granítica. Esto es debatible con gravimetría, cuando se comparan los valores de densidad obtenidos por medio de anomalías observadas en diferentes plutones graníticos con la densidad media de la corteza continental superior, siendo más densa la segunda. Rudnick y Gao (2003) determinaron que la composición podía estimarse por medio del análisis de diferentes muestras traídas de diversas localidades alrededor del mundo, y concluyeron que la composición es más parecida a una diorita o granodiorita.

1.2.1.1.1.2 Corteza Continental Media e Inferior

Si tomamos un espesor global promedio de 40 km, la corteza continental media tendría unos 11 km de espesor a partir de una profundidad de 12 km. Entonces, la corteza continental profunda empezaría a unos 23 km de profundidad y constaría de unos 17 km de espesor (Kearey et al., 2008).

Es de esperarse que estos espesores y profundidades varíen según el ambiente tectónico. En este trabajo se verán con más detalle los regímenes extensionales en capítulos posteriores, por lo que es importante mencionar que los espesores, tanto para la corteza media como la inferior, disminuyen en *rifts* tectónicamente activos y márgenes divergentes. Se pueden tener espesores de 10 km para ambos o puede ser que los dos sean prácticamente inexistentes, todo depende de la localidad.

Capítulo 1

En áreas con adelgazamiento de corteza (*rifts*, por ejemplo), tanto la corteza media como la inferior pueden estar compuestas de rocas metamórficas de bajo grado. En áreas con engrosamiento de corteza continental (como en zonas de colisión continental), generalmente ambas están constituidas por rocas metamórficas de alto grado y sus correspondientes paragénesis.

1.2.1.1.2 Corteza Oceánica

La corteza oceánica surge, como su nombre lo indica, en las cuencas oceánicas. Es considerablemente más densa que su contraparte continental (2.9 g/cm^3 contra 2.7 g/cm^3) y al encontrarse en equilibrio isostático con ésta, la corteza oceánica es más delgada. Por medio de sísmica de refracción, se ha determinado que tiene un espesor de 6-7 km bajo un tirante de agua de 4.5 km en promedio. Los espesores mayores se forman en donde la tasa de generación de corteza oceánica es mayor, consecuencia de anomalías en la temperatura del manto superior. Análogamente, los espesores menores se forman donde hay poca o nula generación de corteza y la temperatura del manto superior es menor (Kearey et al., 2008).

Estos esfuerzos por utilizar sísmica de refracción para conocer las características de la corteza oceánica produjeron datos de tiempo y distancia que por medio de inversión simple revelaron la presencia de tres capas principales: capa oceánica 1, capa oceánica 2 y capa Oceánica 3.

1.2.1.1.2.1 Capa Oceánica 1

Esta capa ha sido extensamente muestreada a través de recortes de perforación y núcleos. El material dispuesto en la superficie del fondo marino consiste en depósitos poco consolidados de material terrígeno acarreado a dichas profundidades por medio de corrientes de turbidez, junto con depósitos pelágicos como las zeolitas, lodo silíceo y calcáreo, así como también nódulos de manganeso. Tiene un espesor promedio de 0.4 km, que tiende a reducirse en las zonas de dorsal en donde incluso puede no estar presente (Kearey et al., 2008).

1.2.1.1.2.2 Capa Oceánica 2

La capa 2 varía de 1 a 2.5 km de espesor. Su velocidad de onda sísmica se encuentra en un

rango de 3.4-6.2 km s⁻¹, lo que corresponde con sedimentos consolidados o material ígneo extrusivo.

Con base en el comportamiento de las velocidades de ondas P, se distinguen 3 subcapas: la subcapa 2A se encuentra únicamente en zonas de dorsal cercanas a los centros eruptivos en áreas afectadas por circulación hidrotermal, tiene un espesor de 0 a 1 km, y la velocidad de onda P de 3.6 km s⁻¹ en ésta refleja una porosidad buena; la subcapa 2B se forma en la base acústica de la capa 1 cuando no se forma una subcapa 2A, y su velocidad de onda P de 4.8-5.5 km s⁻¹ indica una reducción en la porosidad (nótese que una subcapa 2A puede convertirse en una 2B al reducirse la porosidad por precipitación de calcita, cuarzo o zeolitas); la subcapa 2C tiene un espesor promedio de 1 km y el rango de velocidades 2.5-6.2 km s⁻¹ sugiere la presencia de cuerpos intrusivos máficos en gran proporción (Kearey et al., 2008).

1.2.1.1.2.3 Capa Oceánica 3

Es el principal componente de la corteza oceánica. Representa más de 2/3 de ésta en volumen y tiene un espesor de 5 km en promedio. Puede dividirse en dos: la subcapa 3A con un rango de velocidades de 6.5 a 6.8 km s⁻¹, que corresponde con material de composición como la del gabro; y la subcapa 3B con un rango de velocidades de 7.0-7.7 km s⁻¹ que indica material ultramáfico serpentizado (Kearey et al., 2008).

Las ofiolitas son secuencias de rocas que han ayudado a correlacionar la información sísmica con litologías de una forma más directa. Estas secuencias se encuentran en zonas de colisión continental y sus asociaciones de sedimentos pelágicos, basaltos, gabros y rocas ultramáficas sugieren que se originaron como parte de la corteza oceánica, para ser expuestas en la superficie por medio de un proceso conocido como obducción.

Por mucho tiempo se creyó que el estudio de la corteza oceánica y los misterios que comprende podían resolverse con el estudio de estas secuencias de rocas en la superficie. Sin embargo, en la actualidad se considera que no representan la corteza oceánica típica (figura 1.3). Esto debido a que la datación de los eventos indica que la obducción de muchas ofiolitas ocurrió muy pronto después de su génesis. Sin embargo, se sabe que la colisión continental es un proceso que ocurre mucho después de la formación de un MOR (*mid-ocean ridge*, dorsal oceánica), por lo que la edad del piso oceánico obducido debiera ser mayor que la de la orogenia colisionar.

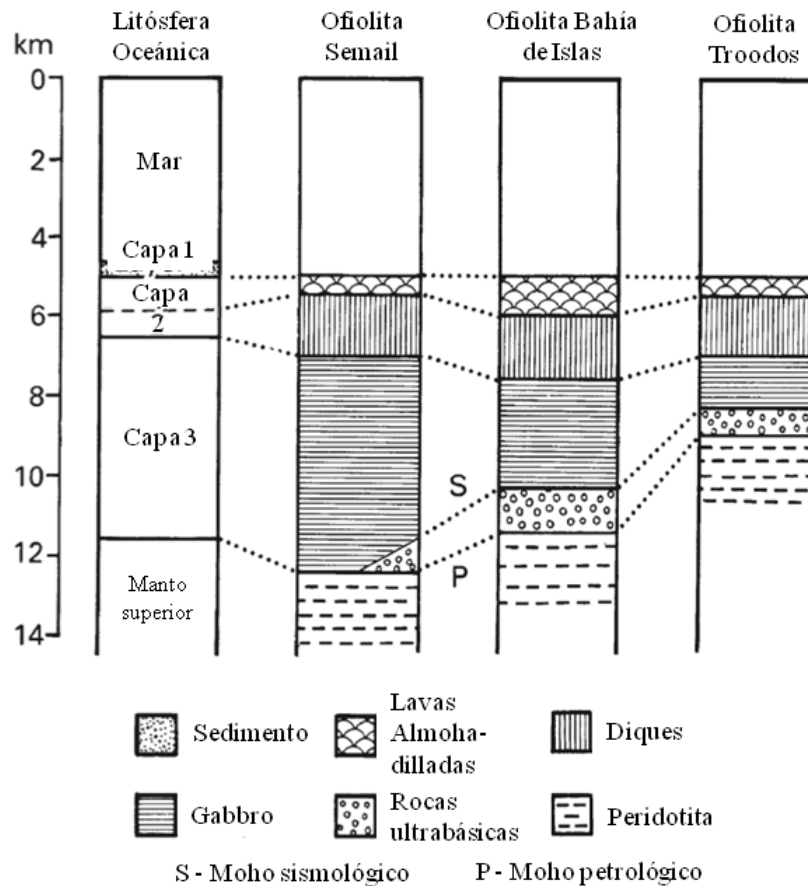


Figura 1.3 Comparación de la estructura de la corteza oceánica típica con complejos de ofiolitas que muestra diferencias petrológicas derivadas de los procesos de obducción (modificado de Kearey et al., 2008).

Existe una diversidad de mecanismos propuestos por diferentes autores para intentar explicar la obducción de ofiolitas, sin ser ninguno del todo contundente. Por ello, se debe asumir que existen diferentes secuencias de ofiolitas originadas por distintos procesos de acreción y que deben de existir diferencias (principalmente en geoquímica) con respecto a la corteza generada en los MOR.

1.2.2 ELEMENTOS DE TECTÓNICA DE PLACAS

La tectónica de placas surge a mediados del siglo pasado como un modelo unificador que pretendía explicar el origen de los patrones de deformación en la corteza terrestre, la noción que entonces ya se tenían sobre la deriva continental, la distribución de los terremotos y las imponentes cadenas montañosas en el fondo del mar. Esto se hizo tomando las siguientes premisas: la capa más superficial de la Tierra (la litósfera) se comporta como una sustancia

rígida que descansa sobre una región del manto conocida como astenósfera; la litósfera está segmentada en “placas” que se encuentran en movimiento relativo y cambian de forma y tamaño al transcurrir el tiempo geológico (Condie, 1997), (figuras 1.4 y 1.5).

La teoría de la expansión del piso oceánico es, para muchos, la precursora de la tectónica de placas. Propone que se forma litósfera nueva proveniente del manto en las zonas de dorsal oceánica, y que se aleja de esta zona con un movimiento similar al de las bandas transportadoras conforme se va creando material más nuevo. Las placas, desde 50 hasta 200 km de espesor, están delimitadas por dorsales oceánicas, zonas de subducción y fallas transformes. Para que la litósfera recién creada se acomodara, parte de la corteza oceánica debía retornar al manto en las zonas de subducción de modo que se conservara constantes los volúmenes de generación y consumo. La teoría de la expansión del piso oceánico fue propuesta por Harry Hess en 1962, mientras que la tectónica de placas fue propuesta por Jason Morgan en 1968.

El cambio en el paradigma científico fue tal que se le consideró como una “revolución” en las Ciencias de la Tierra. Esto se debió a que por primera vez las teorías no pretendían validar las observaciones previas, sino dar explicaciones unificadas para lo que se habían considerado como fenómenos aislados en campos como la paleontología, geología, geofísica y geoquímica. Fue la tectónica de placas lo que sentó las bases de lo que hoy se conoce simplemente como tectónica, y que puede entenderse como su versión más moderna (Condie, 1997).

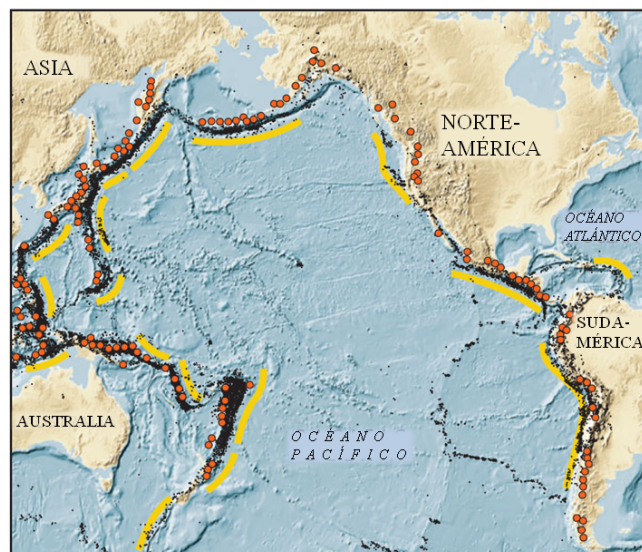


Figura 1.4 La distribución de trincheras (en amarillo), terremotos profundos (en negro) y volcanes (en rojo) cerca de los límites de placas del océano Pacífico. Junto con origen de los patrones de deformación en la corteza terrestre y la noción sobre la deriva continental, sirvieron como base para la formulación de tectónica en los años 70 (modificado de Stanley, 2009).

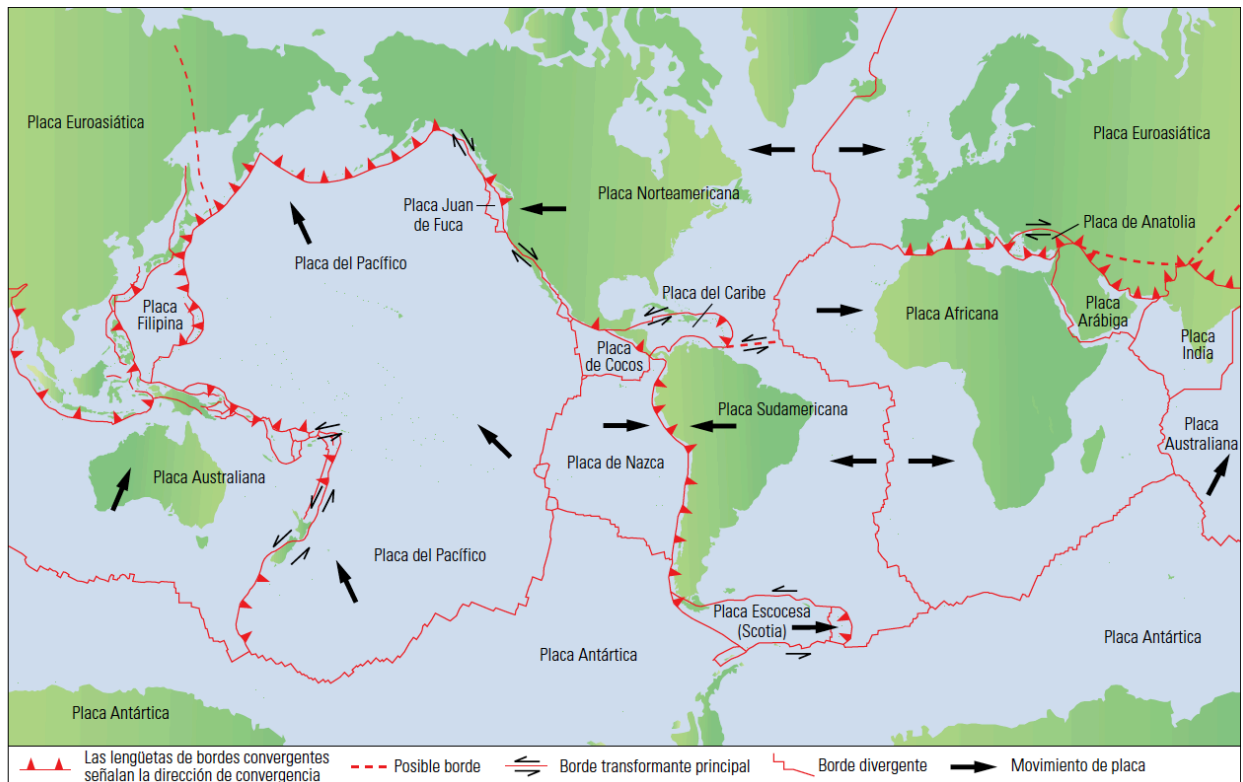


Figura 1.5 La litósfera se divide en numerosas placas. El movimiento relativo de éstas (ilustrado con flechas) determina el tipo de límite de placa: divergente, convergente o transformante (tomado de Bryant et al., 2012).

1.2.2.1 Deriva Continental

La deriva continental fue una idea que proponía un movimiento horizontal de los continentes sobre la superficie de la Tierra que tuvo muy poca aceptación en Europa y Norteamérica. De hecho, en el siglo pasado muy pocos creían en la posibilidad de que la deriva continental fuese un fenómeno real. Pero entre esos pocos que veían esta idea como algo real estaban dos científicos: el alemán Alfred Wegener y el sudafricano Alexander Du Toit.

En 1915 Alfred Wegener, meteorólogo de profesión, presentó evidencia que probaba que prácticamente todos las áreas continentales de gran tamaño en el mundo moderno estuvieron unidas durante la era Paleozoica como un supercontinente al que llamó “Pangea”. Dedujo que la Pangea se rompió en pedazos y que sus partes se habían desplazado, alejándose unas de otras. Incluso fue el primero en citar a los valles que en conjunto forman el Gran Valle de *Rift* de África como rifts abortados o en formación, localidad que en la actualidad es considerada como ejemplo de un proceso de apertura continental en una etapa temprana (Stanley, 2009).

Desde que se desarrolló la tectónica de placas como teoría, se ha aceptado la existencia de la Pangea. Sin embargo, estudiosos de la materia encontraron errores cronológicos en la propuesta de Wegener sobre la fragmentación de este supercontinente.

Alexander Du Toit, geólogo, aceptó las ideas de Wegener y buscó más evidencias que reforzaran la teoría de la deriva continental, las cuales publicaría antes de la muerte de Wegener y durante las tres décadas siguientes. Las encontró en fósiles como el del *Mesosaurus*, un reptil que vivió durante Carbonífero y el Pérmico que se encontraron en lutitas negras con otros fósiles de insectos y crustáceos tanto en Brasil como en Sudáfrica. Incluso los paleontólogos que no seguían las ideas de Wegener veían muy difícil que estos reptiles que vivían en cuerpos de agua dulce hubieran atravesado un océano de las actuales dimensiones del Atlántico y hubiesen encontrado un ambiente de depósito correspondiente a uno de agua dulce del otro lado, prácticamente idéntico al hábitat que tuvieron originalmente (Stanley, 2009).

Con las discusiones que generaría la publicación de las evidencias de Du Toit y otros antes de la muerte de Wegener en 1930 y durante las tres décadas siguientes, resurge el interés en el paleomagnetismo, que es la magnetización de las rocas antiguas al momento de su formación con respecto al campo magnético de la Tierra para dicho momento. Esta ciencia puede remontarse al siglo XIX, e incluso existen nociones de su existencia para finales del siglo XVIII con las observaciones de Alexander Von Humboldt sobre rocas magnetizadas erráticamente, cuya disposición correctamente atribuyó a los relámpagos que caían en la montaña por la que paseaba al suroeste de Alemania (Gilmor, 1990).

Durante los años 50, fueron estos nuevos datos paleomagnéticos los que pasarían a formar parte de la acalorada discusión sobre la deriva continental, cuya validez continuaba a prueba por la mayoría de los geólogos. Las razones por las cuales continuaba el escepticismo eran: las imprecisiones en las mediciones paleomagnéticas y la falta de un mecanismo que explicara el movimiento de los continentes sobre la placa oceánica. La solución al segundo problema —el de mayor importancia— llegaría con la publicación de Harry H. Hess sobre la expansión del piso oceánico en 1962 (Stanley, 2009).

1.2.2.2 Expansión del piso oceánico

Hess sugirió que los continentes de composición “félsica” (como se vio anteriormente, se aproxima más a una composición intermedia) no se movían sobre la densa corteza oceánica de

Capítulo 1

composición máfica, sino que la corteza completa se movía en su lugar. Por supuesto, no publicó ideas tan poco convencionales sin fundamentos, por lo que juntó varias evidencias para apoyar su teoría. Una de ellas fue la aparente juventud de las cuencas oceánicas. Para ese entonces existía un cálculo sobre la tasa de depósito de sedimentos para el mar profundo de 1 cm por cada mil años. Bajo esa premisa, determinó que para los 4 mil millones de años de historia de la Tierra se tendría que haber formado una capa con un espesor teórico de unos 45 km. Tomando en cuenta la posible compactación, Hess estimó que la capa de sedimento actual (correspondiente a unos 1.3 km en promedio) debió formarse con unos 260 millones de años de acumulación. Sin embargo, cometió un error cuando intentó relacionar directamente esa edad con la de la corteza oceánica (Stanley, 2009).

Como otros investigadores de la época, Hess se dio cuenta de la céntrica posición de la dorsal del Atlántico y que las dorsales de otras cuencas oceánicas también se encontraban una posición similar. Las observaciones que realizó sobre las particularidades estas zonas de apertura lo llevaron a plantear una hipótesis: las dorsales son zonas estrechas donde la corteza oceánica se forma cuando el material proveniente del manto emerge y es sometido a cambios químicos (figura 1.6). Además, determinó que si la corteza oceánica se formaba ahí, tendría que moverse lateralmente respecto al eje de la dorsal y que si dicha corteza no mostraba cambios significativos en su espesor, debería desaparecer en algún lado. Propuso entonces que ésta debía regresar al manto en las grandes trincheras submarinas que existían en determinadas localidades (Stanley, 2009).

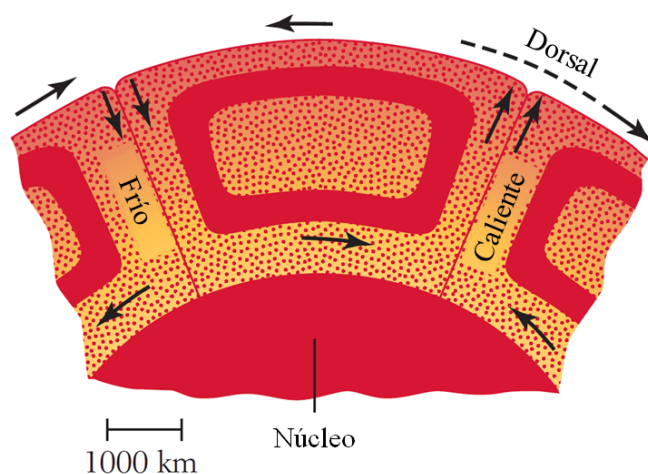


Figura 1.6 Modelo del movimiento convectivo desarrollado por Harry H. Hess: Los continentes se mueven en respuesta al crecimiento de las cuencas oceánicas que los separan, y la corteza oceánica es generada a partir de material proveniente del manto en la dorsal (modificado de Stanley, 2009).

A pesar de la solidez que sostuvo la teoría de Hess, no causo el esperado revuelo cuando se publicó por primera vez. La prueba definitiva vendría con el estudio de las anomalías magnéticas en la corteza oceánica.

El modelo de Vine y Matthews (1963) fue el que sugirió por primera vez que dichas anomalías surgían a raíz de una combinación de eventos: la expansión del piso oceánico y la inversión del campo magnético de la Tierra (figura 1.7). Vine predijo acertadamente que estas líneas deberían ser paralelas a las crestas de la dorsal, y con ayuda de la Escala de Tiempo Geomagnética (elaborada a partir de la datación de sedimentos marinos) pudo concluir que, en efecto, las anomalías tenían su origen en la expansión del fondo del océano cuando ésta se magnetizó respecto a la polaridad del campo magnético terrestre para el tiempo de su formación. Se marcaba el inicio del cambio en el paradigma de una Tierra estática y todas las ideas que se tenían entonces llevaron a la publicación de la teoría unificadora, la tectónica de placas, a manos de Jason Morgan en 1972.

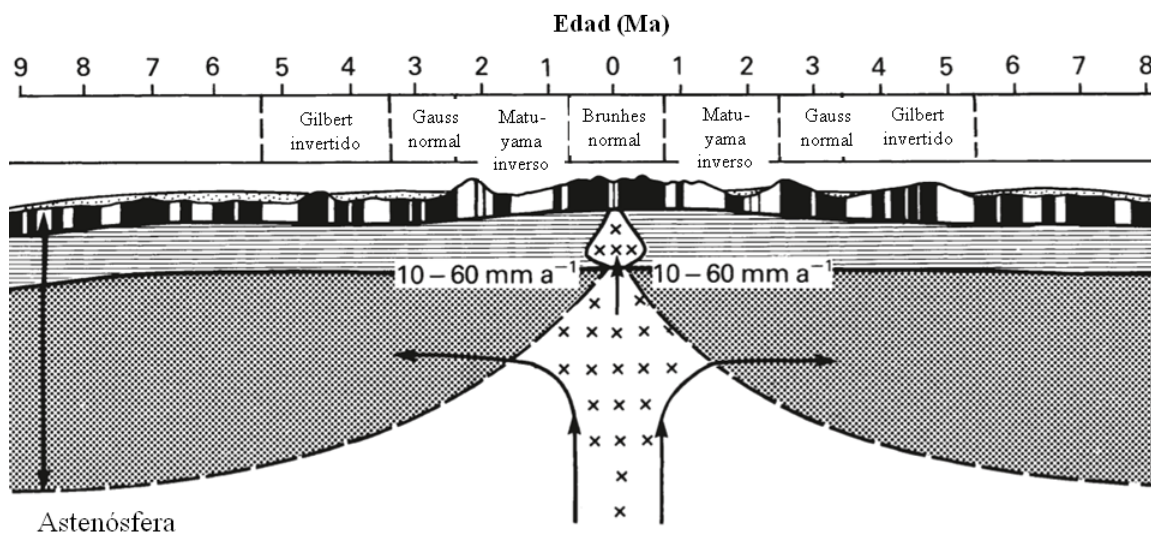


Figura 1.7 Expansión del piso oceánico como mecanismo generador de anomalías magnéticas durante periodos normales y de inversión del campo magnético terrestre (modificado de Kearey et al., 2008).

Sabemos ahora que las dorsales oceánicas son límites de placas en donde se forma nueva corteza a partir de material proveniente del manto, esto mientras que el área de ambas placas involucradas aumenta progresivamente y se alejan del eje de la dorsal. En promedio, la producción de corteza en los últimos millones de años es de 3.5 km²/a y si extrapolamos esta cantidad al tiempo geológico, el área cubierta por las cuencas oceánicas actuales (60% de la

superficie de la Tierra) se generaría en tan solo 100 Ma. De hecho, la corteza más antigua tiene una edad tan solo 160 Ma; esto porque las placas oceánicas más antiguas han regresado al manto en las zonas de subducción (Condie, 1997).

1.2.2.3 Límites de placas

La combinación del concepto de falla transformante con la hipótesis de la expansión del piso oceánico, abrieron paso a la elaboración de la teoría de la tectónica de placas. Desde su aceptación, los geólogos han aprendido a identificar cómo se mueven las placas litosféricas una con respecto de la otra a lo largo de los límites que las separan. Estos límites pueden manifestarse de tres formas (Isacks et al., 1968; Stanley, 2009) (figuras 1.8 y 1.9):

1. Las dorsales oceánicas o *mid-ocean ridges* (límites constructivos) marcan límites donde las placas divergen. El magma asciende entre las placas que se separan, formando corteza oceánica nueva. La perpendicularidad de la divergencia de las placas con respecto al eje de la dorsal es una condición suficiente mas no necesaria, pues no siempre es así.
2. Las fallas transformantes (límites conservadores) marcan movimientos tangenciales, en los cuales placas adyacentes en movimiento relativo no sufren procesos destructivos ni constructivos. Este movimiento relativo es, por lo general, paralelo a la falla.
3. Las trincheras (límites destructivos) marcan límites donde dos placas convergen por el mecanismo en el cual la corteza oceánica de una se introduce bajo la otra, para ser eventualmente reabsorbida por el manto sublitosférico. Dado que la Tierra no está en expansión, la tasa de destrucción en las trincheras debe de ser más o menos equivalente a la de generación de corteza en las dorsales. Este tipo de límite de placas incluye a los orógenos tipo Himalaya, causados por la colisión de dos placas continentales donde puede existir deformación por compresión. No es necesario que la placa que se hunde forme un ángulo recto con la trinchera, es decir, la subducción puede ser oblicua.

Uno de los puntos básicos de la teoría de la tectónica de placas, es que son internamente rígidas. En otras palabras, cualquier esfuerzo que se aplique a un margen de la placa es transmitido al margen opuesto sin que exista deformación en su interior, derivado del hecho de que a pesar de tener solo unos 100 km de espesor típicamente poseen una longitud de miles de kilómetros. Entonces, la deformación solo existe en los límites. Sin embargo, sabemos que lo anterior no es del todo cierto, porque existe documentación sobre varias localidades en las cuales se observa deformación intraplaca (Gordon, 1998), especialmente dentro de la corteza continental.

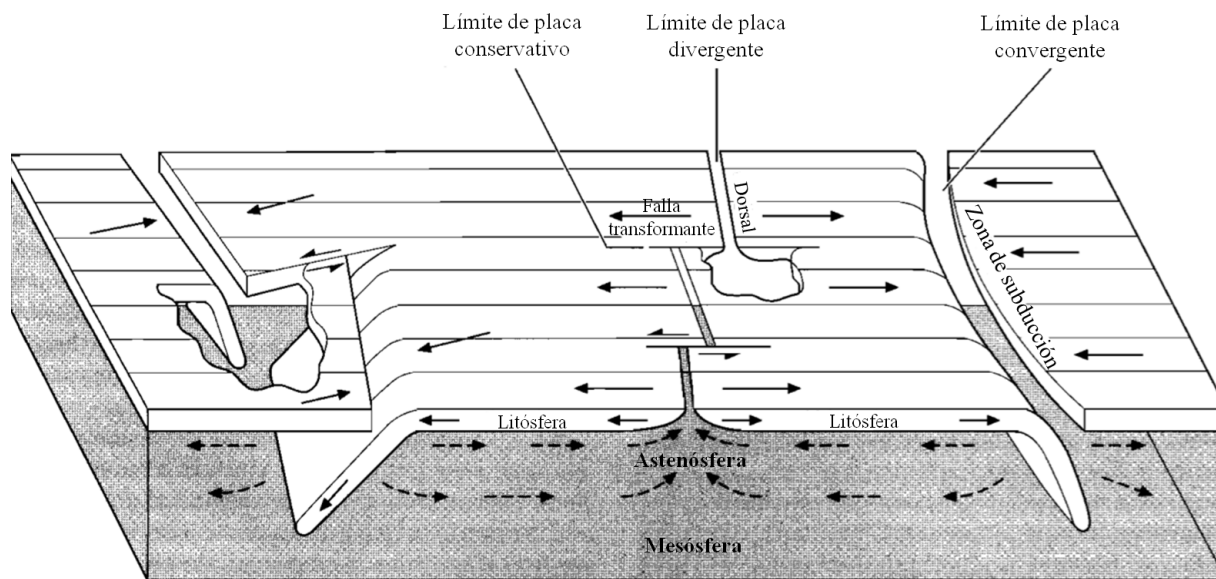


Figura 1.8 Diagrama que sintetiza los elementos básicos de la tectónica de placas. Se señalan los principales límites y los elementos que los conforman. Las flechas son indicadoras de movimientos relativos (modificado de Kearey et al., 2008).

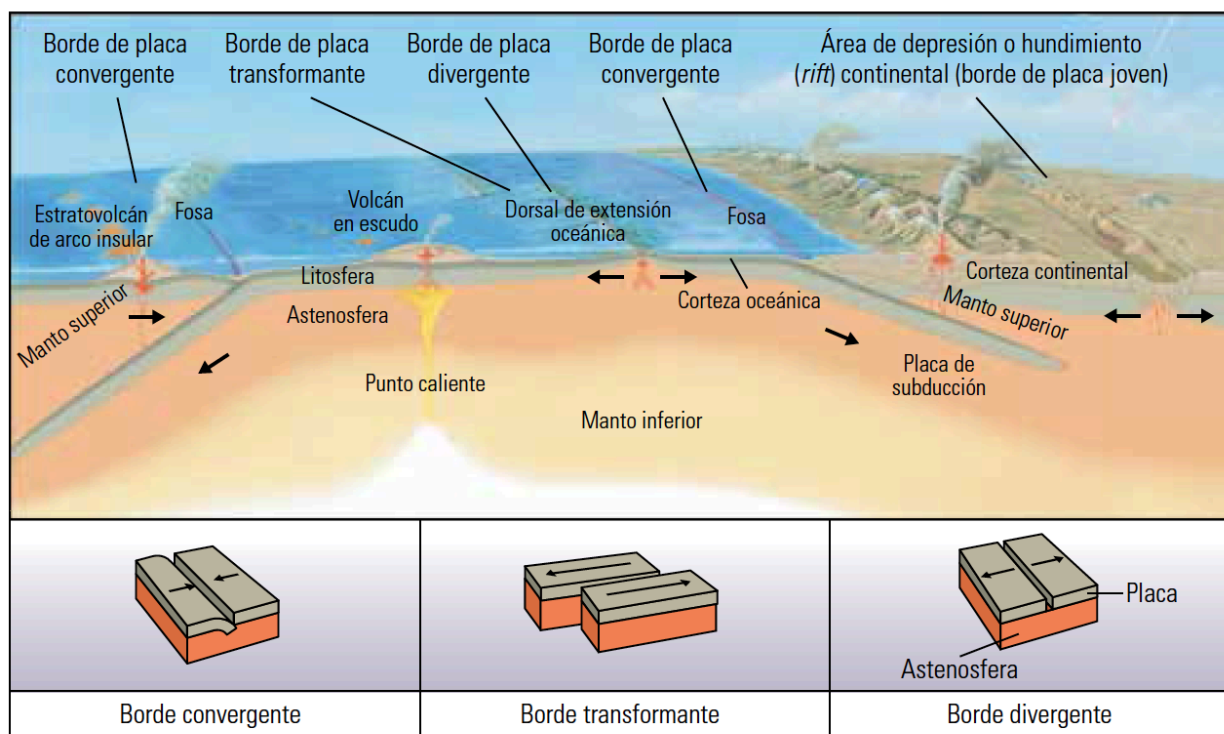


Figura 1.9 Las placas tectónicas se deslizan unas con respecto de las otras, y este movimiento ocurren a lo largo de los bordes. Los bordes convergentes se generan cuando se mueven unas en dirección hacia las otras, los bordes transformantes se cuando se mueven unas más allá de las otras, y los bordes divergentes se originan cuando las placas se separan unas de las otras en las dorsales (tomado de Bryant et al., 2012)

Los bordes transformantes continentales son más complejos que los que observamos en el piso oceánico; por otro lado, los cinturones orogénicos se caracterizan por tener cabalgaduras, movimientos a lo largo de extensas zonas de fallamiento lateral y deformación extensional que ocurre dentro de los interiores continentales; en los océanos también existen zonas de extensión en las cuencas de tras-arco que se encuentran en el lado continental de muchos márgenes destructivos (Kearey et al., 2008).

Además de lo mencionado anteriormente, otras características relevantes de los tres tipos de límites de placas se detallarán a continuación.

1.2.2.3.1 Límites divergentes

Los *rifts* son regiones de deformación por extensión en donde la litósfera fue completamente afectada por esfuerzos de tensión. Representan la etapa inicial de la ruptura continental donde se rompe la litósfera y subsecuentemente se forma una nueva cuenca oceánica (Figura 1.11). De ser así, al transcurrir el tiempo éstos se vuelven inactivos y pasan a formar márgenes continentales pasivas. Estas márgenes se hunden por debajo del nivel del mar como consecuencia de la compensación isostática del adelgazamiento de la corteza continental a medida que el calor proveniente de la astenósfera durante la apertura se disipa. Sin embargo, no todos llegan al punto en el cual se forma nueva corteza oceánica. Existen también los aulacógenos, *rifts* abortados que pierden su actividad durante alguna etapa de su evolución (Kearey et al., 2008).

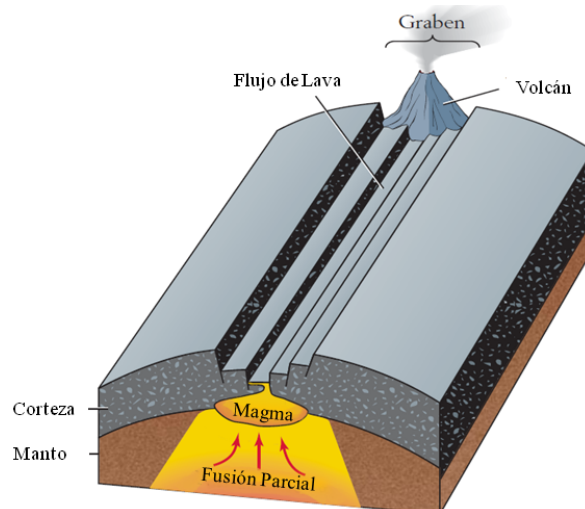


Figura 1.10 Formación de un valle de *rift*. Al romperse la corteza por esfuerzos de tensión, ésta se aleja de la dorsal y se hunden grandes bloques entre fallas normales, formando un graben. En algunos casos emerge lava a través de pequeñas ventilas para formar volcanes (modificado de Stanley, 2009).

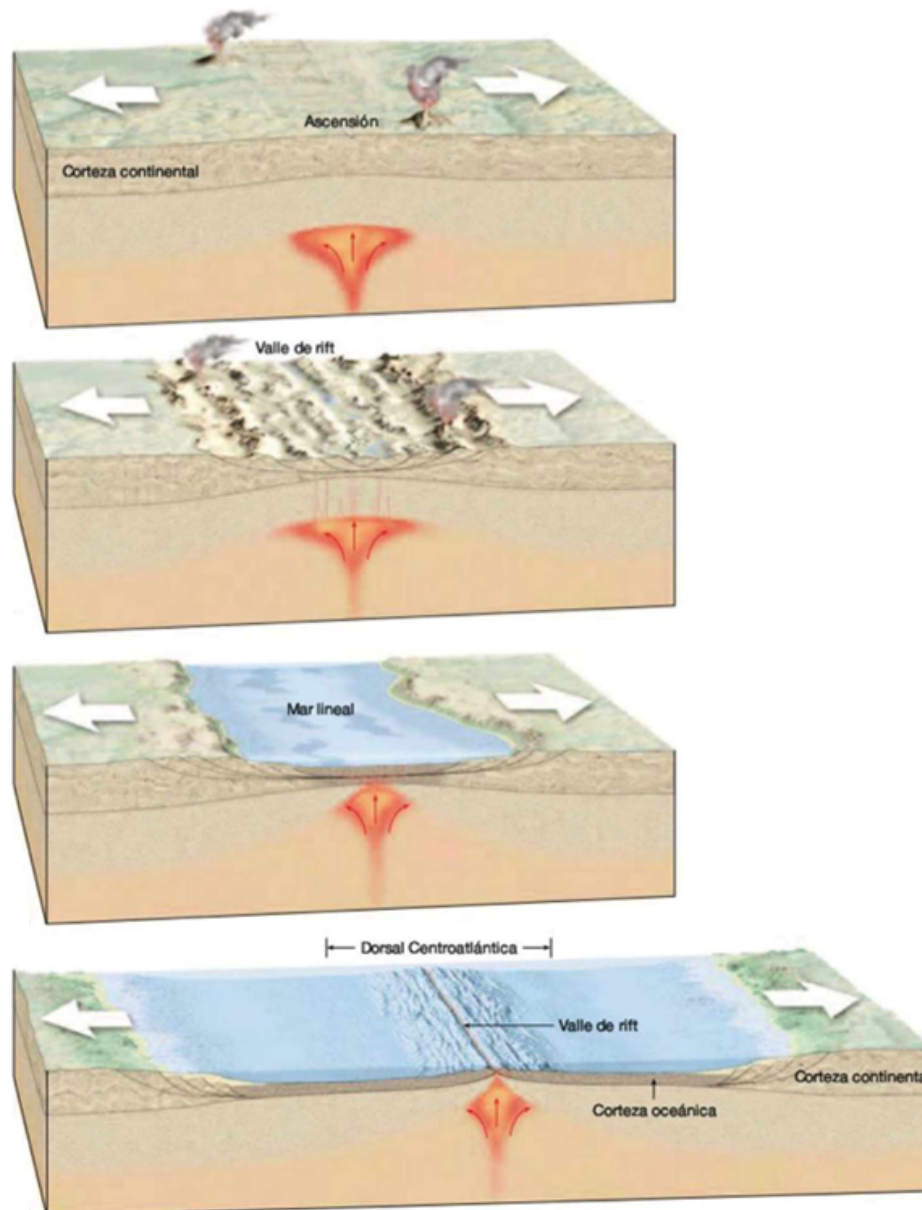


Figura 1.11 Etapas en la evolución de un *rift*, y subsecuente formación de una cuenca oceánica (tomado de Tarbuck y Lutgens, 2005).

La estructura interna, sus dimensiones y la historia evolutiva de las zonas de apertura activas es muy variable debido a las diferencias reológicas de la litósfera. En zonas donde ésta es gruesa, dura y fría, los *rifts* suelen ubicarse en zonas de esfuerzos localizados de menos de 100 km de ancho (*rifts* discretos). En contraste, cuando se trata de zonas con litósfera delgada, blanda y caliente, los *rifts* forman amplios valles (figura 1.10), en donde los esfuerzos están dispersos en zonas de cientos de kilómetros de ancho (Kearey et al., 2008).

1.2.2.3.1.1 *Características de los rifts discretos (narrow rifts)*

Para Kearey (2008), las características de este tipo de *rifts* se derivan de las propiedades de la litósfera continental que permiten su formación: debe tratarse de una litósfera dura, fría y de espesor considerable:

1. Cuencas asociadas a *rift* asimétricas delimitadas por fallas normales. Las zonas de apertura continental están asociadas a cuencas sedimentarias que están rodeadas de fallas normales. Estas tipo de cuencas son el tema principal de este trabajo de investigación, y sus características serán expuestas a detalle más adelante.
2. Esfuerzos de tensión regionales y sismicidad superficial. Debajo del eje de la mayoría de los *rifts*, los sismos ocurren aisladamente en los primeros 12-15 km de corteza. Esto define una capa “sismogénica” (una capa en donde se originan sismos) que es más delgada que otras regiones de los continentes. Lejos del eje, los terremotos pueden ocurrir a profundidades de 30 km o más. El adelgazamiento y el proceso de apertura debilitan localmente la corteza y afectan su comportamiento mecánico.
3. Adelgazamiento localizado de la corteza regido por la actividad magmática. Este fenómeno se identificó debajo del eje de la apertura por medio de geofísica. El espesor de la corteza, al igual que la geometría de las fallas en las cuencas asociadas a *rift*, son variables y pueden ser asimétricas. Puede ser que exista engrosamiento en la corteza bajo los flancos del *rift* como resultado de las intrusiones magmáticas, lo que indica que el adelgazamiento de la corteza es un fenómeno localizado la mayoría de las veces. Sin embargo, las variaciones en los espesores corticales pueden ser reflejo de las estructuras pre-*rift* heredando sus diferencias estructurales.
4. Alto flujo de calor y manto superior de baja densidad con velocidades sísmicas lentas. Las medidas de flujo de calor y la lentitud de las ondas sísmicas sugieren gradientes de temperatura que son más altos que los presentes en los flancos o en los cratones adyacentes.

1.2.2.3.1.2 *Características de los rifts difusos (wide rifts)*

La litósfera puede extenderse sin romperse ni formar una nueva cuenca oceánica. Esto ocurre en *rifts* donde la corteza es relativamente delgada, frágil y cálida. De acuerdo con Kearey (2008), las principales características que distingue este tipo de zona de apertura del mencionado anteriormente son las siguientes:

1. Deformación ampliamente distribuida.
2. Adelgazamiento cortical heterogéneo en corteza previamente engrosada. La historia geológica pre-extensional es de suma importancia porque contribuye a la heterogeneidad de la deformación por tensión.
3. Manto litosférico de poco espesor y alto flujo de calor. Son característicos el alto flujo superficial de calor y las bajas velocidades P y S en la corteza.

4. Fallas normales de gran magnitud y menor magnitud. Los esfuerzos extensionales mayores y adelgazamiento de la corteza en este tipo de zonas de apertura son acomodados, en parte, por el deslizamiento en fallas normales. Dos patrones contrastantes son evidentes: en primer lugar, la deformación puede implicar un distribuido fallamiento normal donde un gran número de fallas normales espaciadas más o menos regularmente ocupan una pequeña porción (<10 km) de la extensión total; en segundo lugar, el esfuerzo puede estar localizado en un número relativamente pequeño de fallas normales que implican largos desplazamientos de decenas de kilómetros. Ambos patrones son comunes y pueden ocurrir durante las diferentes etapas de la evolución del *rift*.

1.2.2.3.1.3 *Formación de corteza nueva*

Estructuralmente hablando, un graben es un valle delimitado por fallas normales a lo largo de las cuales un bloque central de roca se ha deslizado hacia abajo. Recordemos que el movimiento en las fallas normales es afectado principalmente por la gravedad (también existen casos en donde actúan fuerzas externas) y son el resultado de esfuerzos de tensión: dos bloques de roca que son separados a lo largo del plano de falla que en la mayoría de los casos forma un ángulo de 45° con respecto a la superficie de la Tierra, deslizándose el bloque situado arriba de la falla hacia abajo con respecto al otro.

Estas estructuras se desarrollan donde la corteza se está formando y moviendo lateralmente como en las MOR. A medida que la corteza se rompe a lo largo de la dorsal, la lava migra hacia arriba y llena el espacio generado, produciendo nueva corteza oceánica. Si esta lava se enfría bajo el agua, el choque térmico forma basaltos almohadillados o *pillow* lavas.

El Moho es el límite que separa a la corteza terrestre del manto, pero no es la superficie sobre la cual se “desliza” la litósfera. Recordemos que una porción del manto actúa junto con la corteza terrestre como una unidad con comportamiento mecánico rígido, y es la superficie que separa a esta unidad –la litósfera– de la parte del manto que está parcialmente fundida –la astenósfera– la que sirve como superficie de movimiento. El límite litósfera-astenósfera está cerca de la superficie justo debajo de las MOR, donde el ascendente flujo de calor mantiene fundido el material proveniente del manto incluso en esas zonas tan poco profundas.

1.2.2.3.2 *Límites transformantes*

Las MOR son separadas por medio de fallas transformantes, que son límites de placas a los que se les considera como conservativos pese a que existe evidencia geológica y geofísica que

apunta a la formación de nueva litósfera por el enfriamiento de magma que es inyectado a través de las superficies de estas fallas (Condie, 1997). Los bordes transformantes se caracterizan por tener una sismicidad somera (<50 km), por la producción de grandes discontinuidades estructurales en el fondo marino y en ocasiones por formar “zonas de fractura” que marcan los lugares donde hubo alguna vez fallamiento de este tipo (figuras 1.12 y 1.13).

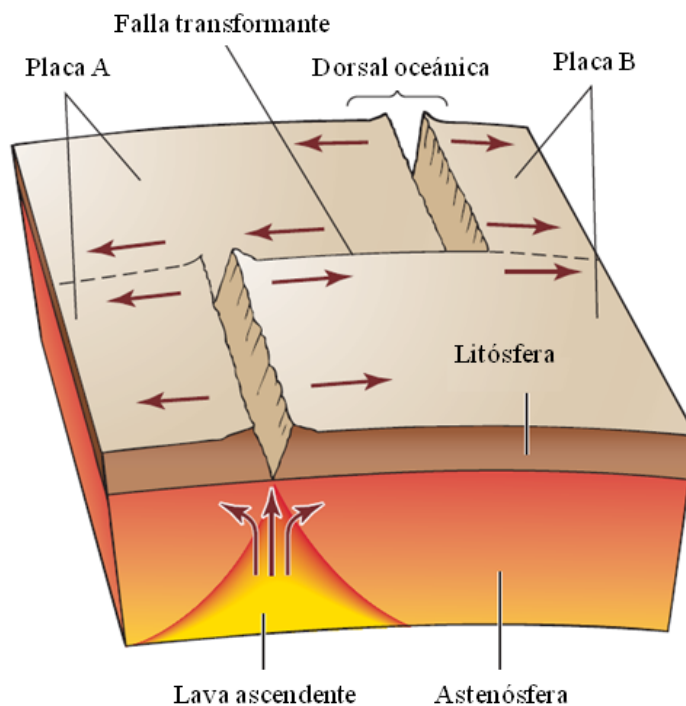


Figura 1.12 Esquema de una falla transformante. La parte central de esta estructura es un límite de placas en donde éstas se cruzan. Ambas placas divergen en la zona *rift*, y estas fallas sirven como separación en la dorsal (modificado de Stanley, 2009).

Para Wilson (1965), las fallas transformantes en el fondo marino difieren de las llamadas *fallas transcurrentes* porque el sentido del movimiento relativo a la separación a lo largo del eje de la dorsal es opuesto. Sin embargo, hay autores (Garfunkel, 1972) que afirman que no hay diferencias sustanciales entre las fallas transformantes y las *transcurrentes*, y que las diferencias aparentes entre las fallas en las MOR y las fallas *transcurrentes* en los continentes se derivan del hecho de que las segundas están ligadas a corteza oceánica que es más joven que el fallamiento en sí. Siguiendo este razonamiento, los dos términos son, por lo tanto, sinónimos y a su vez equivalentes al término “falla de rumbo” (Figura 1.14).

Las fallas de rumbo o fallas laterales son prácticamente verticales, y el movimiento sobre ellas es casi horizontal. Este movimiento es producto de los esfuerzos de cizalla que ocasionan

que los bloques de roca en ambos lados de la falla se muevan en sentido opuesto.

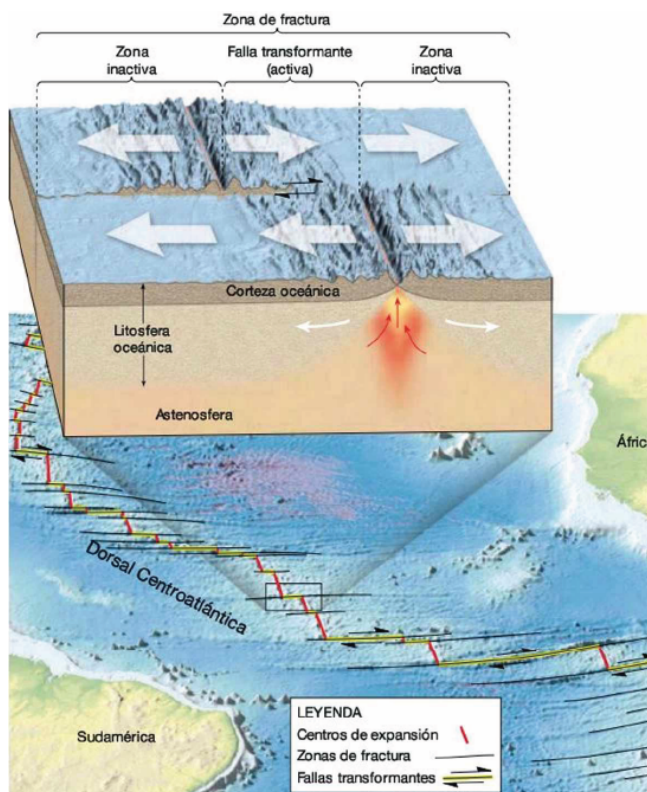


Figura 1.13 La dorsal Centroatlántica siendo desplazada en segmentos por medio de bordes transformantes (modificado de Tarbuck y Lutgens, 2005)



Figura 1.14 La falla de San Andrés como ejemplo de falla transformante ligada a corteza oceánica que es más joven que el fallamiento (modificado de Tarbuck y Lutgens, 2005).

1.2.2.3.3 *Limites convergentes*

Las trincheras son límites de placas donde la litósfera desciende a la astenósfera en proceso que se conoce como subducción (Figura 1.15). La mayoría de las trincheras activas en la actualidad circundan el océano Pacífico. Dos características importantes sobre estas zonas son el vulcanismo y los sismos que ocurren a más de 300 km de profundidad, conocidos como terremotos profundos. Y es que en las zonas cercanas a la trinchera son frecuentes tanto terremotos superficiales como los profundos, pero lejos de éstas los terremotos profundos son ocurren con muy poca frecuencia (Stanley, 2009).

Los límites de placa convergentes se definen por los hipocentros de estos terremotos que se encuentran contenidos en la llamada zona sísmica o de Benioff, situada bajo la placa subducida. Esta superficie se inclina hasta formar ángulos pronunciados, y en ocasiones puede extenderse hasta la discontinuidad de los 660 km de profundidad. Esta zona se comporta de forma frágil, por lo general presenta un radio de curvatura de cientos de kilómetros y contiene irregularidades del orden de 100 km. El ángulo de subducción se encuentra en un rango que va desde los 30° hasta los 90° (siendo 45° el promedio) y puede variar en dirección del rumbo de la placa (Condie, 1997). La placa subducida desciende porque es más fría (y en consecuencia, más densa) que la astenósfera parcialmente fundida, y produce terremotos al hundirse súbitamente o al fracturarse con los cambios en el ángulo de subducción.

Ocasionalmente pueden apreciarse cadenas de volcanes paralelas a las zonas de subducción, que se encuentran en esta posición respecto a las trincheras porque la placa que desciende libera agua, que abate el punto de fusión de la cuña del manto. El material fundido, producto de este evento, se mueve hacia la superficie por ser menos denso que la astenósfera. Parte del magma se solidifica y forma cuerpos ígneos intrusivos, mientras que el resto emerge en forma de erupciones volcánicas. Este arreglo de volcanes junto con las trincheras asociadas a éstos se les conoce como arcos volcánicos, porque vistos desde arriba tienden a adoptar dicha forma (Stanley, 2009), (figura 1.15).

Por lo general, con la subducción de placas se forma una zona de intensa deformación entre la cuenca de antearco y la trinchera. La mayor parte del material que constituye este cinturón deformado son sedimentos pelágicos con fragmentos de corteza oceánica. Característicamente, las rocas de las zonas de subducción son metamorfoseadas a baja temperatura y alta presión; a esta deformada mezcla caótica se le conoce como *mélange* (Stanley, 2009).

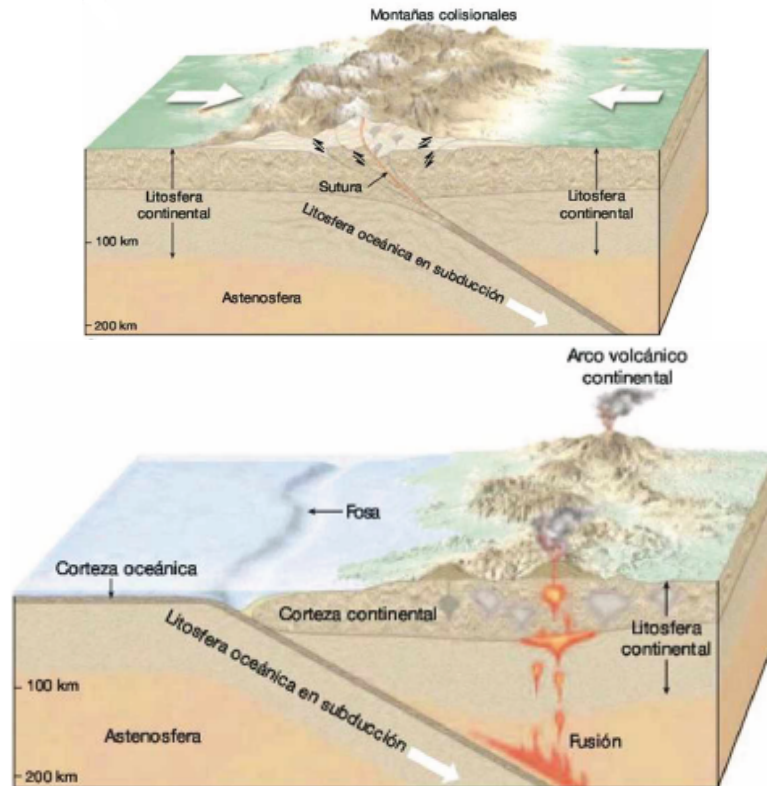


Figura 1.15 Zonas de convergencia continental en donde existe subducción de litósfera oceánica: (izquierda) colisión océano-continente, (derecha) colisión continente-continente (tomado de Tarbuck y Lutgens, 2005).

Así como en las *rifts* existe fallamiento normal y fallas transformantes que separan las zonas de apertura, en las zonas de subducción existe fallamiento inverso. Podemos recordar que las fallas inversas se mueven inversamente sobre el plano de falla: el movimiento relativo del bloque superior es hacia arriba. Las fallas inversas ocurren en áreas donde las fuerzas horizontales que actúan en sentido opuesto comprimen la litósfera lo suficiente para fracturarla. Las cabalgaduras son fallas inversas que forman un ángulo de 20° con respecto a la horizontal; cuerpos rocosos de gran tamaño pueden moverse cientos de metros a lo largo de cabalgaduras de muy bajo ángulo.

Un prisma de acreción es un cuerpo rocoso que se forma en la placa superpuesta por el apilamiento de *mélange* y pedazos de corteza oceánica (provenientes de la placa que se hunde) por medio de cabalgaduras, debido a la acción de fuerzas compresivas que actúan sobre éstos en las zonas de subducción (Stanley, 2009).

Existe una zona situada entre el prisma de acreción y el arco de islas conocida como cuenca de antearco, en la que hay acumulación de sedimentos en aguas moderadamente profundas.

1.2.2.4 Fuerzas que propician el movimiento de las placas

Existen diversas fuerzas que contribuyen al movimiento de las placas tectónicas, que hacen que éstas se muevan a diferentes velocidades. Sin embargo, las razones por las cuales unas se mueven más rápido que otras no se conocen del todo bien, principalmente porque es difícil identificar la importancia relativa de cada una de las fuerzas que están actuando para cada caso en particular (Stanley, 2009). No obstante, en la actualidad existen formas de determinar el movimiento absoluto de las placas que son altamente eficaces y confiables, aunque hay que tomar en cuenta que todas las placas se mueven por lo que no existe bloque de roca inmóvil que sirva como referencia para relacionar el movimiento entre éstas. En la actualidad, la litósfera de la Tierra se divide en ocho placas principales y varias secundarias. La configuración de las placas litosféricas y los límites que las separan han cambiado de gran manera a lo largo del tiempo geológico. Se han formado nuevas zonas de apertura y de subducción, así como han desaparecido algunas antiguas. De acuerdo con Stanley (2009), las placas se mueven desde las zonas de apertura hacia las de subducción por efecto de cuatro fuerzas principales (figura 1.16):

1. El arrastre del manto sobre la base de la placa producto del movimiento convectivo de la astenósfera.
2. El empuje de la dorsal, derivado del movimiento ascendente del magma en las zonas de apertura.
3. La succión generada con el hundimiento de la corteza fría y densa hacia la astenósfera, que jala el resto de placa hacia las zonas de subducción.
4. La diversidad de fuerzas (fricción, corriente inducida del manto, arrastre de la placa, etc.) que arrastran la corteza si ésta se fragmenta y el pedazo resultante se hunde en la astenósfera. El fragmento absorbe el calor de la astenósfera que le rodea muy lentamente, por lo que sigue hundiéndose por diferencia de densidad. Eventualmente, después de cientos de millones de años, se funde y el magma máfico resultante es menos denso que la astenósfera ultramáfica, por lo que asciende por medio de movimientos convectivos.

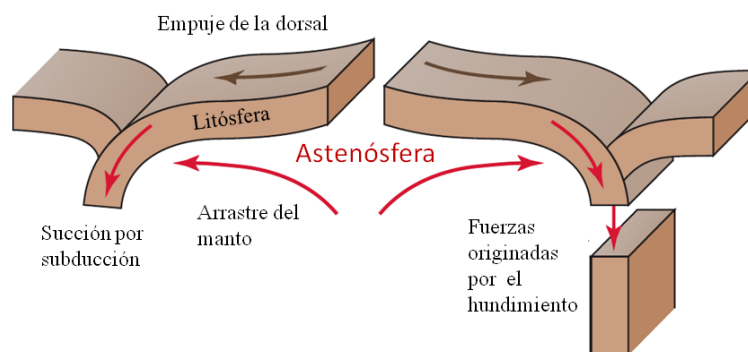


Figura 1.16 Fuerzas que propician el movimiento de las placas (modificado de Stanley, 2009).

1.2.3 ELEMENTOS DE SEDIMENTOLOGÍA

La geología petrolera puede verse como la geología de las cuencas sedimentarias. Esto se debe a que las acumulaciones de hidrocarburos de interés económico ocurren principalmente en éstas. Por ello, en este subtema se abordará el concepto de cuenca sedimentaria y se presentarán elementos de sedimentología que permitan entender su origen, características y relaciones.

Una cuenca sedimentaria es “un área en donde se acumulan sedimentos durante un determinado lapso de tiempo a una tasa mayor, lo que se traduce en un mayor espesor comparado con otras zonas adyacentes” (Chapman, 1983). En otras palabras, son áreas en donde existe considerablemente mayor acumulación de sedimentos coetáneos que en otras áreas circundantes y generan, en consecuencia, espesores mayores. El mecanismo que permite dicha acumulación es la subsidencia.

La superficie de la Tierra puede dividirse en tres: zonas de erosión, zonas de acumulación y zonas neutrales. Las cuencas sedimentarias activas son zonas de acumulación que varían tanto en extensión como en profundidad. Su edad se estima con la edad de los sedimentos que contienen y cada una de éstas posee características únicas, aunque comparten atributos fundamentales que, como veremos posteriormente, sirven como criterio de clasificación (Chapman, 1983).

Es importante mencionar que el concepto “cuenca” alude a cosas distintas según sea la disciplina que lo emplea. En fisiografía, por ejemplo, una cuenca es una depresión en la superficie, bajo el mar o en tierra firme, que no necesariamente debe llenarse con sedimentos. En las áreas donde sí existe acumulación, la parte superficial de la columna de sedimentos no necesariamente forma depresión y en consecuencia puede ser indistinguible de las áreas vecinas.

1.2.3.1 Acumulación de sedimentos

La naturaleza del sedimento en una cuenca fisiográfica depende de la naturaleza del relieve, del clima y de la geología dominante en áreas de meteorización y erosión. El sedimento que se acumula depende de estos factores, de los procesos de transporte dentro de la cuenca y de la posición de la cuenca sedimentaria dentro de la cuenca fisiográfica.

Cabe mencionar que existen diferencias importantes entre los conceptos de “sedimentación” y “acumulación de sedimentos”: Puede que en un determinado lugar existan condiciones de alta sedimentación (por ejemplo, un delta), pero si la energía presente en el ambiente de depósito es alta también, la acumulación en dicho lugar será mínima. Habrá redistribución con base en las

propiedades físicas (tamaño, forma, etc.) y en la energía disponible para su transporte. Los sedimentos seguirán su camino y se depositarán hasta que se encuentren las condiciones energéticas adecuadas para que esto suceda (Chapman, 1983).

Uno de los conceptos básicos en geología sedimentaria es el de “nivel base”, propuesto por Barrell en 1917. El nivel base es un nivel en el cual no existe erosión ni acumulación de sedimentos, que sirve como referencia conceptual de equilibrio en la tasa de sedimentación. Considera tanto las propiedades físicas de los sedimentos como la energía del medio, y como todos los modelos conceptuales, simplifica la realidad por medio de aseveraciones que no son del todo reales. Este concepto debe aplicarse considerando que el material está perfectamente clasificado, y de no ser así existiría un nivel base para cada grano que conforma el sedimento.

Los sedimentos se acumulan durante periodos en los cuales el nivel base tiende a subir, y son removidos durante los periodos de fluctuación en los cuales el nivel base tiende a bajar. Este proceso es tanto aditivo como sustractivo, y solo se acumula el sedimento que se encuentra permanentemente debajo de la fluctuación del nivel base. Las diastemas (discordancia producida en un periodo de no-depositación) se forman con oscilaciones menores y las discontinuidades con las oscilaciones mayores (Chapman, 1983).

La subsidencia de una superficie de depósito (superficie sobre la cual es o fue transportado) supone un potencial para acumular sedimentos porque existe una tendencia del sedimento de alejarse de las influencias de las fluctuaciones del nivel base. En otras palabras, entre más rápida sea la subsidencia, mayor será la proporción de sedimentos que se acumule permanentemente.

Entonces, podemos ver a la acumulación de sedimentos como la diferencia entre el aporte de sedimentos y la capacidad del medio para removerlo. Las cuencas sedimentarias son áreas que en un determinado lapso de tiempo han tenido un aporte continuo de sedimentos y la capacidad de retenerlos parcial o totalmente.

1.2.3.2 Transgresiones y regresiones

Cuando la subsidencia relativa al nivel base en una cuenca fisiográfica excede al aporte de sedimento, o en otras palabras, el volumen disponible para almacenar sedimento es más que la cantidad de sedimento en sí, el mar suele hacerse más profundo sobre la superficie de depósito y las facies se recorren hacia tierra firme. En el desarrollo de una cuenca, a esto se le conoce como una fase transgresiva e implica acumulaciones de sedimentos en una secuencia que lleva el

mismo nombre. Las cuencas sedimentarias tienden a aumentar de dimensiones durante fases transgresivas, pero dicho agrandamiento solo es permanente si la subsidencia relativa al nivel base es permanente. En una transgresión hay elevación del nivel del mar con respecto a la línea de costa, reducción del área de tierra firme y migración de facies marinas en esa dirección. Pero un tipo de transgresión secundaria puede darse cuando la energía en el ambiente de depósito es mayor que la que se requiere para remover el sedimento suministrado: la energía sobrante puede erosionar y redistribuir el sedimento acumulado anteriormente –erosión costera–, ocasionando también que las facies migren en dirección de la línea de costa. En resumen, la diferencia entre estos dos tipos de transgresión es la siguiente: las primeras son resultado de la elevación del nivel base y con ello el potencial para acumular sedimentos, mientras que las segundas derivan de una disminución del nivel base y de la erosión y redistribución de sedimentos (Chapman, 1983).

Cuando la parte del mar que se encuentra sobre la cuenca fisiográfica se hace más somera, y las facies migran hacia el mar, entonces se trata de una fase regresiva. Una regresión se define como la disminución en el nivel mar en relación con tierra firme. Cuando esto sucede, tanto la línea de costa como los ambientes asociados y las facies migran en dirección del mar, y con esto el área de tierra firme se extiende. Sin embargo, si la masa de sedimento suministrado a una determinada zona requiere más energía de la disponible para su dispersión, el nivel base sube y en consecuencia tenemos una acumulación conmensurable de material. El sedimento que sigue acumulándose tiende a invadir la zona de tierra firme, y las facies tienen a progradarse. Una regresión, al igual que una progradación (que puede también verse como un tipo secundario de regresión), puede mostrar sedimentos de facies someras sobre otros de facies más profundas, o terrestres sobre marinos, si existe acumulación. Pero existe una diferencia muy importante: en las regresiones la relativa disminución en el nivel del mar supone una reducción en el nivel base, mientras que las progradaciones resultan de un aumento en el nivel base –se aporta más sedimento del que se puede remover (Chapman, 1983).

Cuando hablamos de cuencas sedimentarias de interés petrolero, es importante identificar bien tanto los episodios transgresivos como los regresivos que tienden a formar secuencias sedimentarias gruesas sobre los que tienden a erosionar y redistribuir el sedimento. Esto porque las secuencias de espesor considerable pueden almacenar hidrocarburos. Las transgresiones tienden a acumular sedimentos finos que pasan a formar unidades de roca altamente porosa pero impermeables (posibles rocas generadoras) sobre rocas de permeables y porosas de grano más

grueso (posibles rocas almacenadoras); las regresiones tienen a acumular rocas potencialmente almacenadoras sobre rocas potencialmente generadoras.

1.2.3.3 Asociaciones litológicas en cuencas sedimentarias

En sentido amplio, las cuencas sedimentarias presentan asociaciones litológicas que constan de lutitas y areniscas o lutitas y carbonatos, principalmente. Estas asociaciones reflejan la tendencia de las cuencas para generar, transportar y depositar sedimentos durante largos periodos de tiempo. Dichos sedimentos conservan características generales, pero pueden cambiar y con ellos las asociaciones litológicas dentro de la cuenca (Chapman, 1983).

Existen dos asociaciones litológicas en secuencias regresivas y transgresivas que son de gran importancia para la formación de sistemas petroleros: una es la asociación entre secuencias transgresivas y carbonatos/evaporitas, y otra es la relación entre secuencias regresivas y areniscas. No todas las secuencias transgresivas contienen carbonatos, pero ninguna secuencia regresiva de importancia contiene una cantidad significativa de éstos (Chapman, 1983).

La facies arrecifal depende del ambiente en la cuenca: para que se forme deben de tomarse en cuenta dos parámetros: el potencial biológico para construir y el potencial ambiental para destruir. Un arrecife es transgresivo si migra en dirección de la costa o es regresivo si migra hacia el mar. Además, si el espesor excede la profundidad que toleran la mayoría de los organismos formadores, el arrecife se considera como transgresivo aunque no exista registro de migración de facies en la cuenca (Chapman, 1983).

La asociación entre carbonatos y evaporitas es importante en geología petrolera porque las segundas funcionan en varios casos como rocas sello para yacimientos petroleros en carbonatos. La asociación entre secuencias regresivas y areniscas es igualmente importante por la significativa cantidad de material terrígeno involucrado. Ambas asociaciones son lo suficientemente distintivas como para sugerir que la tasa de aporte de sedimentos es un factor que determina si una cuenca es capaz de mantener un registro sedimentario de los episodios transgresivos o regresivos.

1.2.4 ELEMENTOS DE GEOLOGÍA PETROLERA

La geología es una ciencia descriptiva cuyo objetivo es la observación de las particularidades del planeta, estudiar la relación que existe entre éstas e interpretarlas en términos de procesos

naturales en espacio y tiempo. La geología petrolera, al igual que la geología general, es una ciencia tanto descriptiva como interpretativa. Sin embargo, tiende a ser más descriptiva porque el objetivo que busca es la elaboración de un modelo geológico de una determinada área de estudio, y su meta final es el aceite o gas. Puede subdividirse en dos: geología de exploración y geología de explotación. La primera consiste en el estudio de regiones que contienen o pueden contener hidrocarburos, identificar áreas de interés cada vez más pequeñas dentro estas regiones hasta encontrar una que pueda perforarse para descubrir aceite o gas. En cuanto a la geología de explotación, el objetivo es delimitar y determina la naturaleza de la acumulación (apoyándose con información de pozo y sísmica), y si ésta resulta comercialmente viable, la elaboración de mapas y secciones que sirvan para estimar las reservas y para establecer el lugar donde los pozos de desarrollo puedan iniciar la producción de la forma más eficiente posible (Chapman, 1983).

1.2.4.1 Concepto de *play*

Un *play* es un modelo que muestra como pueden producirse acumulaciones de petróleo en un determinado nivel estratigráfico determinado a partir de la combinación de los elementos que lo conforman (Allen, 1990). La identificación de éstos requiere del entendimiento de la evolución estratigráfica y estructural de las secuencias depositacionales dentro de una cuenca sedimentaria. 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:

- Una unidad almacenadora, capaz de retener hidrocarburos que puedan extraerse comercialmente.
- Un sistema generador, que comprende rocas generadoras con hidrocarburos térmicamente maduros que permitan la expulsión de éstos hacia estratos conductores, permeables y porosos, que los transporten hacia sitios de acumulación dentro de la unidad almacenadora.
- Un sello regional a la unidad almacenadora, que sirva para contener los hidrocarburos al nivel estratigráfico del yacimiento.
- Trampas petroleras que concentren 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.

Si consideramos lo anterior podemos ver a un *play* como una familia de prospectos conocidos indirectamente y de acumulaciones de hidrocarburos a los que se les atribuye un mismo sistema generador, unidad almacenadora y sello (que es regional).

1.2.4.2 El sistema petrolero

La unidad fundamental en el manejo de recursos petroleros es el *play*, pero el concepto de “sistema petrolero” también es una forma útil de organizar la información disponible sobre una región petrolera de interés.

Un sistema petrolero es un conjunto de rocas madre maduras y todas las rutas de migración, rocas almacenadoras, sellos y trampas que pueden llenarse con esa misma roca generadora para formar acumulaciones de aceite y gas. Cuando se emplea este concepto, se consideran todos los caminos y destinos de los hidrocarburos generados y expulsados de una unidad generadora. Al hacerlo de este modo, descubrir nuevos *plays* es más fácil que si la exploración se basara fuertemente en uno o dos yacimientos probados en la cuenca.

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

- Su extensión estratigráfica. Toma su nombre de la roca madre, y se evalúa con la principal roca almacén que recarga. 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, mostrada en un mapa de sistema petrolero. Este mapa muestra el conjunto formado por la roca madre activa junto con sus descubrimientos asociados, filtraciones y evidencias para el momento crítico del sistema. Igualmente debe incluirse una tabla que muestre 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.

CAPÍTULO 2. LA FORMACIÓN DE CUENCAS SEDIMENTARIAS Y SUS CRITERIOS DE CLASIFICACIÓN

Mucha de la información disponible sobre la clasificación de las cuencas sedimentarias está basada en los principios tectónicos fundamentales establecidos por Dickinson (1974) . Dichos conceptos serían retomados posteriormente por Ingersoll y Busby (1995), quienes con ayuda de los avances tecnológicos desarrollados en años subsecuentes (modelos petrológicos refinados sobre composición de sedimentos, estratigrafía sísmica y el desarrollo del concepto de “secuencia estratigráfica”), establecieron la clasificación de cuencas sedimentarias más actual de aquel entonces. Sin embargo, en la última década se han adquirido diferentes perspectivas y desarrollado nuevos modelos conforme han emergido nuevas tecnologías (información sísmica de alta resolución con visualización en 3D, registros geofísicos de pozos y modelos computacionales), con lo que se han agregado nuevos tipos de cuencas al esquema propuesto originalmente.

No obstante, el objetivo general perseguido originalmente permanece sin cambios: entender la complejidad que suponen los controles en el origen y la evolución de las cuencas.

2.1 Concepto de análisis de cuencas sedimentarias

“Análisis de cuencas sedimentarias” es un concepto que ha sido definido de formas distintas según el autor (Allen y Allen, 2005; Miall 2000), pero que siempre está centrado en un tema en común: un estudio integral que involucra la aplicación de principios de sedimentología, estratigrafía y tectónica para el conocimiento detallado sobre las asociaciones litológicas que conforman el relleno de una cuenca, con el propósito de interpretar su historia geológica y evaluar su potencial económico.

En el sentido más amplio, una cuenca sedimentaria es una depresión de cualquier tipo donde se acumula más sedimento que en zonas adyacentes para un determinado tiempo. En la actualidad, se reconocen diferentes tipos de cuencas sedimentarias y mecanismos que las forman. El objetivo del análisis de cuencas es el identificar tanto los controles tectónicos que las originan, como los aspectos geológicos que gobiernan el relleno de la cuenca. La tectónica de placas es uno de los principales controles en la sedimentación debido a la influencia que ejerce

sobre la fuente de aporte. Los diferentes tipos de cuencas sedimentarias en las cuales se depositan estos sedimentos también están directamente ligados a procesos tectónicos, que controlan la forma, tamaño y localización de las cuencas. Dichos procesos, junto con la carga de sedimentos, determinan la tasa de subsidencia y con ésta el espacio de acomodamiento disponible para acumulación.

2.2 Modelado de cuencas y sistemas petroleros

Para que una operación de exploración de hidrocarburos sea exitosa, es necesario que los elementos y procesos geológicos trascendentales que se buscan converjan. La mejor forma de reducir el riesgo de inversión durante la exploración es la búsqueda de hidrocarburos y determinar tipos y volúmenes en una estructura prospectiva. La interpretación sísmica permite identificar estructuras cerradas (trampas subterráneas), pero no pronostica de forma confiable la cantidad de hidrocarburos que contienen.

Y es que, aunque se perfora en una estructura “buena”, incluso cerca de campo en producción, esto no garantiza nuevos hallazgos. La metodología predictiva que surge para resolver este problema se enfocó en conectar el pasado geológico (una cuenca, relleno de sedimentos, procesos geológicos que actúan sobre estos) con el presente: el descubrimiento de aceite y gas (figura 2.1).

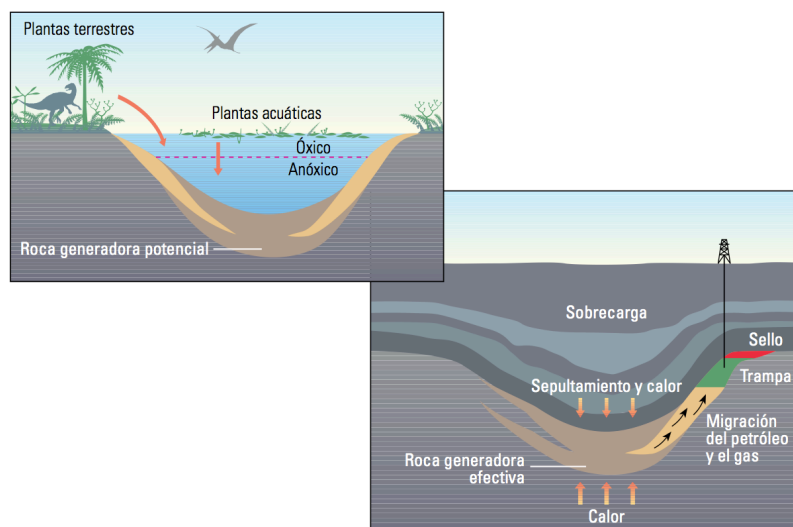


Figura 2.1 El modelado de cuencas y sistemas petroleros es una de las metodologías predictivas que permite conjuntar todos los elementos de un sistema petrolero para rastrear la evolución de una cuenca sedimentaria desde el pasado (izquierda) hasta el presente (derecha), desde que se rellena hasta que genera o almacena hidrocarburos (tomado de Matlak et al., 2009).

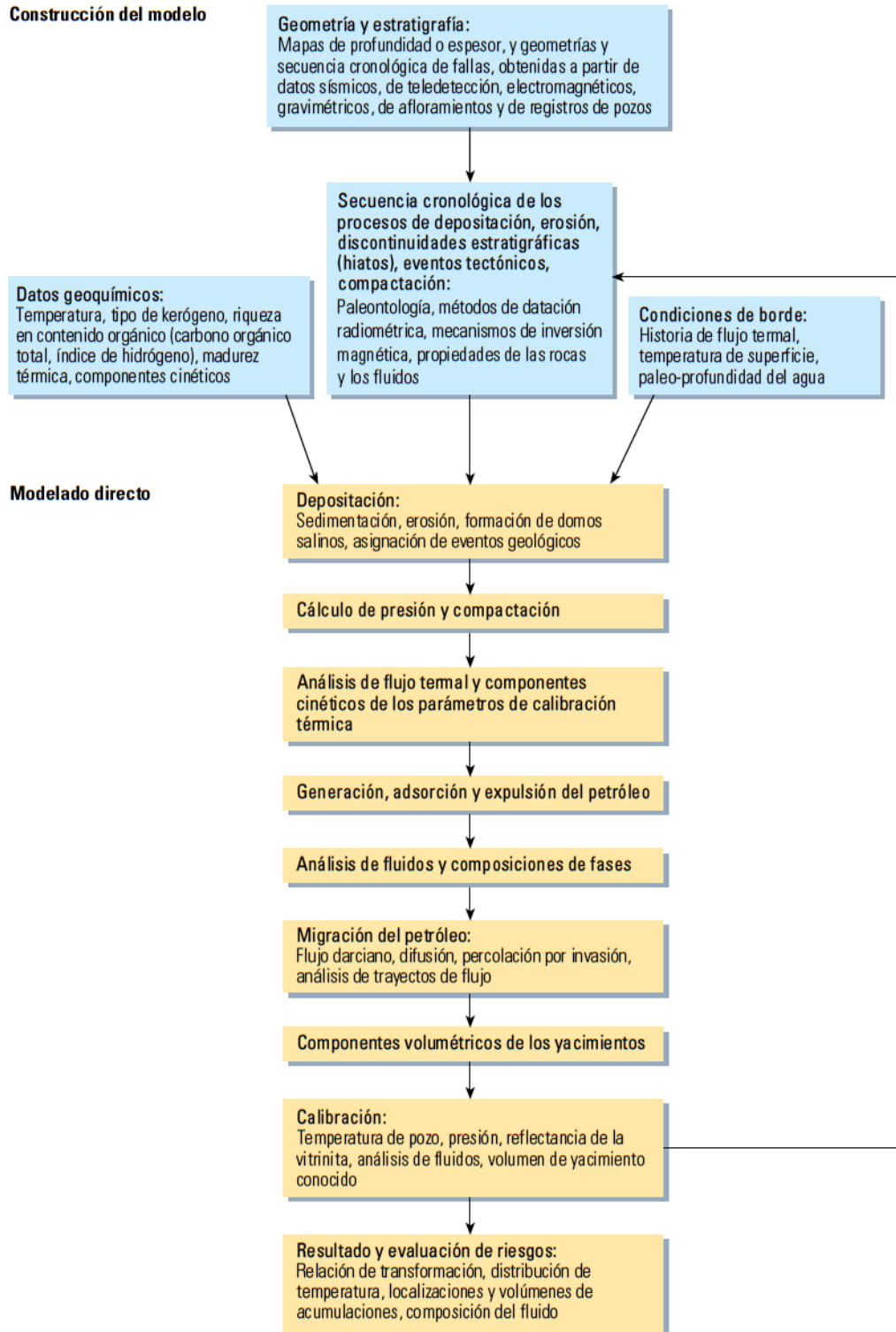


Figura 2.2 El modelado es un proceso iterativo, compuesto de pasos múltiples e interrelacionados. Consiste en dos etapas: (1) la construcción del modelo estructural, identificación de la cronología de la depositación de cada capa y las propiedades físicas de cada una; (2) el modelado directo, que consiste en ejecutar cálculos sobre el modelo para simular los procesos geológicos que generan y almacenan los hidrocarburos (tomado de Matlak et al., 2009)

El modelado de cuencas y sistemas petroleros reconstruye la depositación de las rocas generadoras, almacenadoras, sello y cómo ocurrió la sobrecarga; también considera los procesos de formación de trampas y generación, migración y acumulación de hidrocarburos desde el pasado hasta el presente. Es un proceso iterativo que rastrea la evolución de una cuenca a través del tiempo mientras es rellenada con fluidos y sedimentos que pueden generar o contener hidrocarburos. Dicho proceso está compuesto de múltiples pasos interrelacionados, en donde cada uno de ellos constituye una disciplina científica en sí (figura 2.2).

2.3 Mecanismos de formación de cuencas sedimentarias

La subsidencia de la parte superior de la corteza es fundamental para formar depresiones capaces de acumular sedimentos. Según Dickinson (1993), algunos mecanismos que pueden generar suficiente subsidencia para crear cuencas se detallan en la tabla 2.1 (figura 2.3).

Tabla 2.1 Posibles mecanismos de subsidencia de la corteza

Adelgazamiento cortical	Estiramiento extensional, erosión durante el levantamiento y exhumación, efecto del magma.
Engrosamiento del manto litosférico	Enfriamiento de la litósfera tras el cese en el estiramiento o calentamiento originado por el ascenso adiabático de fundidos astenosféricos.
Carga sedimentaria y vulcano-sedimentaria	Tanto la compensación isostática local como la flexura regional de la corteza dependen de la rigidez de la litósfera durante el vulcanismo y los procesos de sedimentación.
Carga tectónica	La compensación isostática local y la flexión regional de la corteza también dependen de la rigidez de la litósfera subyacente durante episodios tectónicamente activos.
Carga subcortical	Flexura litosférica durante la subducción de la parte más densa de la litósfera.
Flujo astenosférico	Efectos dinámicos derivados del flujo astenosférico, principalmente durante el descenso de una placa en subducción.
Densificación cortical	Densificación debido a cambios en las condiciones de presión y temperatura, o a la incorporación de fundidos de alta densidad en la corteza.

(Modificado de Boggs, 2006; originalmente por Dickinson, 1993)

Muchas de las acumulaciones de cuencas son destruidas al poco tiempo de su depositación. En contraste, las cuencas que se forman a partir del estiramiento de la corteza continental (*rifts* o aulacógenos) tienen una tasa de preservación alta debido a que se hundan y son sepultadas bajo depósitos originados por la apertura.

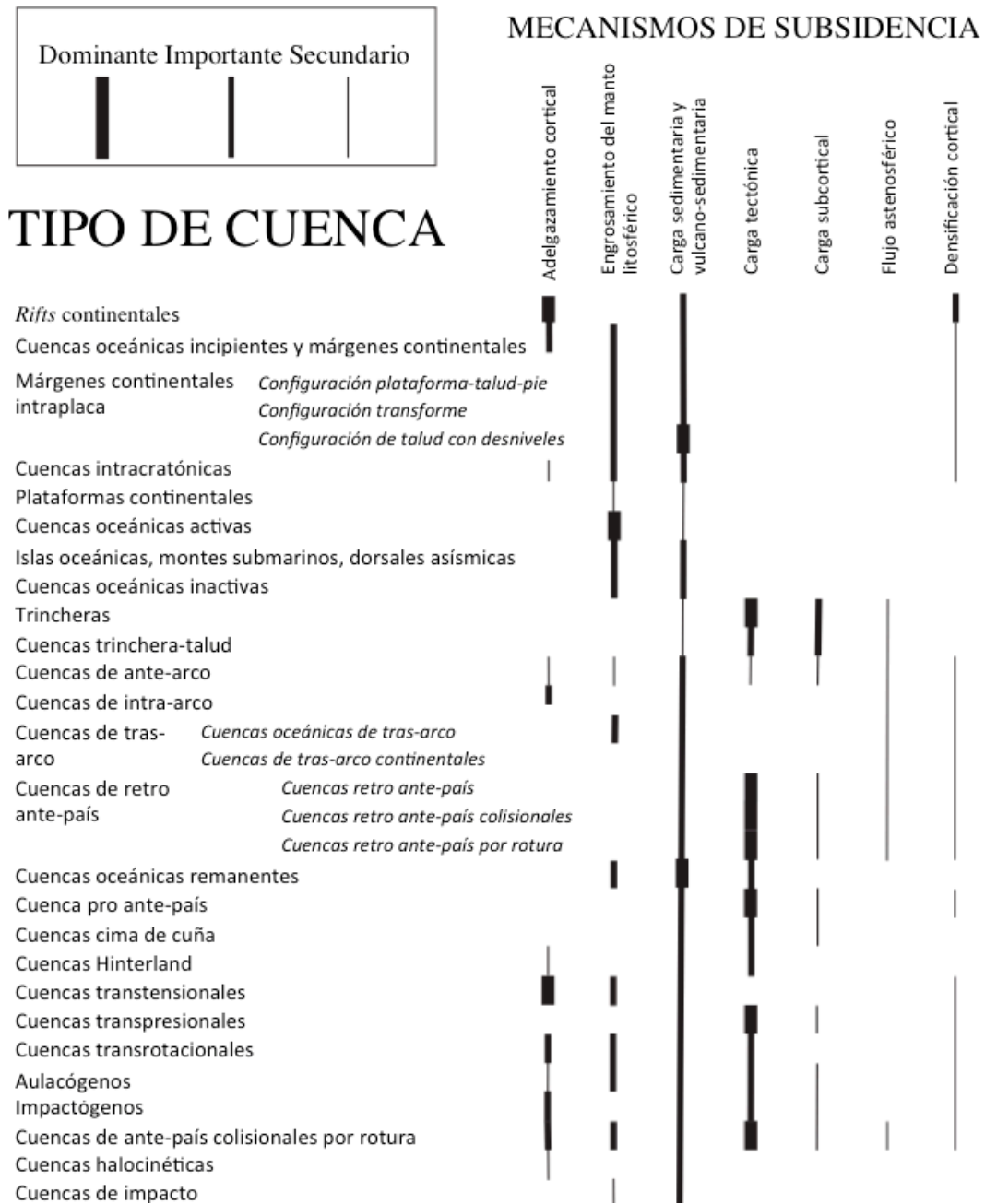


Figura 2.3 Mecanismos de subsidencia y su importancia para los diferentes tipos de cuencas sedimentarias. La subsidencia es fundamental para la acumulación de sedimentos porque forma depresiones en la parte superficial de la corteza terrestre, que pasan a formar cuencas sedimentarias (modificado de Busby y Azor, 2012; originalmente por Ingersoll y Busby, 1995).

Las secuencias estratigráficas depositadas a lo largo de márgenes continentales son parcialmente subducidas en las trincheras, preservándose en forma de terrenos metamórficos altamente deformados a profundidades corticales moderadas a altas (figura 2.4).

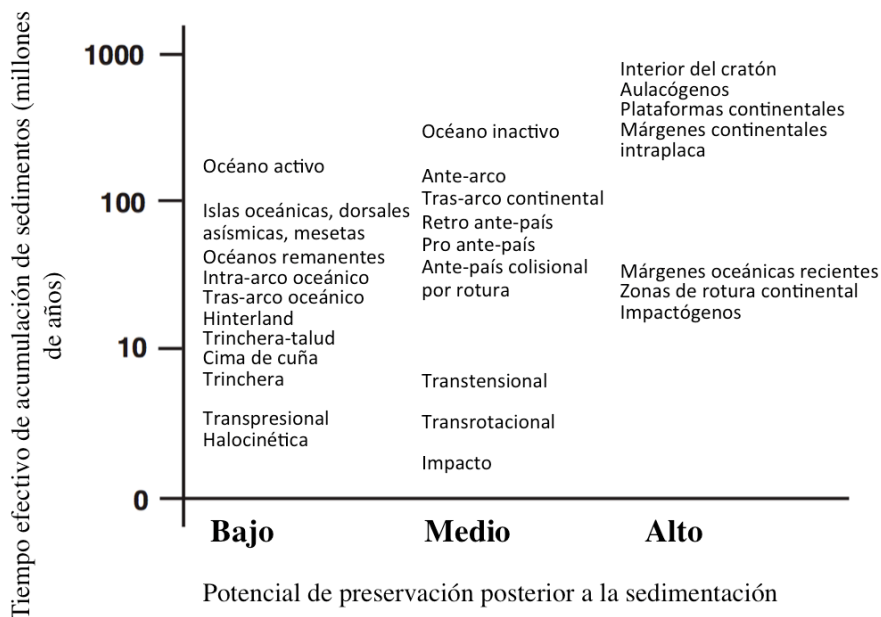


Figura 2.4 Tiempo efectivo de acumulación para los diferentes tipos de cuencas sedimentarias en comparación con el potencial de preservación posterior a la sedimentación, el cual se refiere al intervalo de tiempo promedio durante el cual no hay levantamiento ni erosión en una cuenca durante y después de la sedimentación (modificado de Busby y Azor, 2012).

Los criterios de clasificación y la nomenclatura empleada en dichas categorías 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, 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. Por lo general, para conocer dicha historia se emplea la técnica de retro-evolución (*backstripping*); con esta técnica se eliminan los efectos de la sedimentación para analizar la forma en que una cuenca se hubiera hundido la cuenca sin que hubiese depósito de material.

2.4 Criterios de clasificación

Los sistemas de clasificación más recientes, basados en la tectónica de placas, comparten varios aspectos. Como se había mencionado anteriormente, esto se deriva de la influencia del trabajo de Dickinson de 1974, cuyo enfoque fue la posición de la cuenca con respecto al tipo de substrato, la proximidad al margen de la placa y el tipo de límite de placa más cercano (divergente, convergente o transformante). De esta manera, la ubicación y evolución de la cuenca

sedimentaria podría explicarse cambiándose el ambiente tectónico y la interacción entre las placas. Bajo este esquema, los criterios de primer orden para la clasificación de cuencas sedimentarias, por orden de relevancia, son: (1) Los tipos de límites más cercanos, (2) la proximidad de estos límites y (3) el tipo de sustrato.

Con base en 1 y 2, la clasificación de primer orden es la siguiente: (1) Divergente, (2) intraplaca, (3) convergente, (4) transformante y (5) híbrido (figura 2.5).

Cada una de estas categorías posee sus propias variantes, derivadas del tipo de sustrato y de la posición estructural, el aporte de sedimento y características heredadas (tabla 2.2).

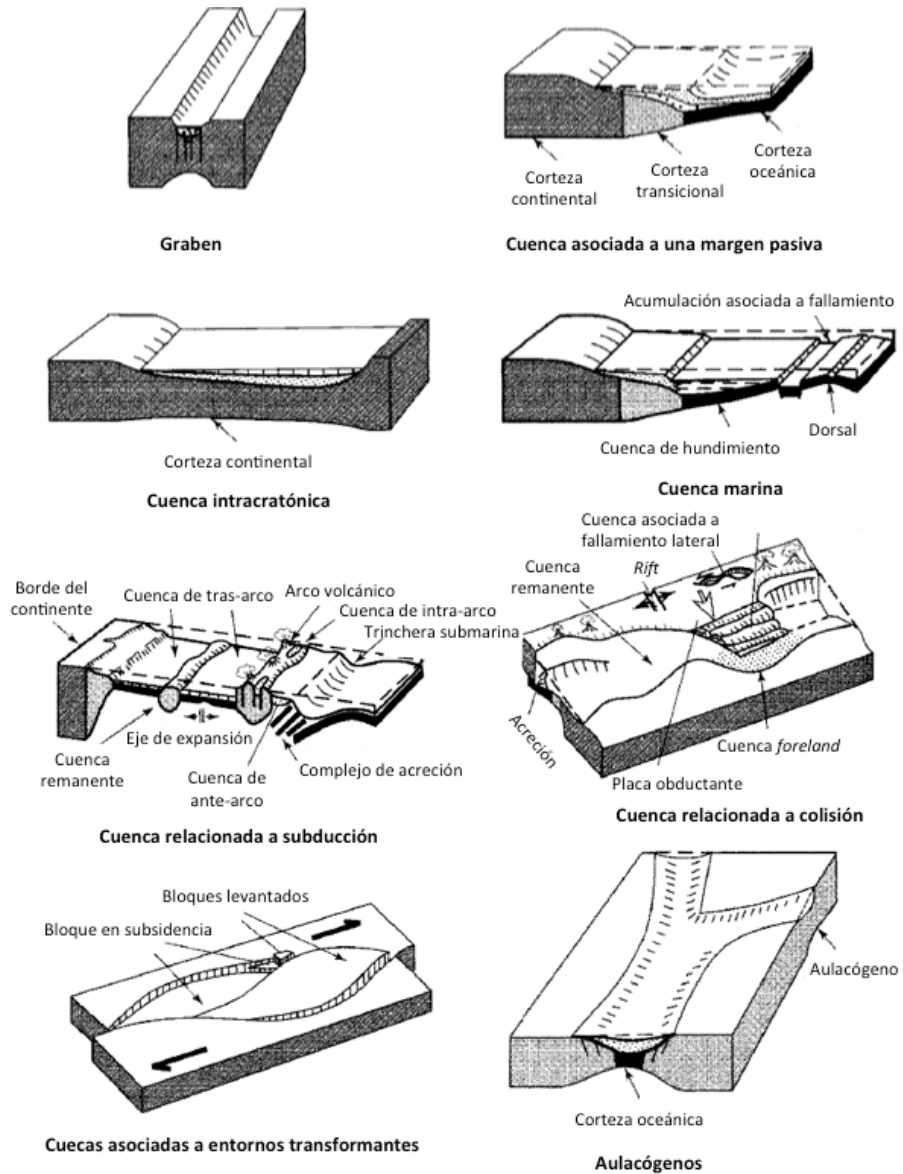


Figura 2.5 Representación esquemática de varios tipos de cuencas sedimentarias formadas por procesos tectónicos (modificado de Boggs, 2006).

Tabla 2.2

Clasificación de cuencas con ejemplos modernos y antiguos

Entorno	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo moderno	Ejemplo antiguo
Divergente	Zona de rompimiento continental (<i>continental rifts</i>)	Zonas de rompimiento dentro de la corteza continental, comúnmente asociadas con magmatismo bimodal	<i>Rift</i> Rio Grande	<i>Rift</i> Keweenawan (Proterozoico)
	Cuencas oceánicas y márgenes continentales incipientes	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	Márgenes continentales intraplaca			
	Configuración plataforma-talud-pie de talud (<i>shelf-slope-rise configuration</i>)	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 (<i>transform configuration</i>)	Márgenes continentales intraplaca que se original a lo largo de bordes transformantes	La Costa Sur de África occidental	Falla transformante Alabama-Oklahoma (Precámbrico-Paleozoico temprano)
	Configuración de talud con desniveles (<i>embankment configuration</i>)	Márgenes continentales intraplaca progradacionales con bordes de plataforma sobre corteza oceánica	La Costa del Golfo del Río Misisipi	El Terreno Meguma (Apalaches Canadienses, Paleozoico temprano)(?)

Tabla 2.2

(Continuación)

Entorno	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo moderno	Ejemplo antiguo
	Cuencas intracratónicas	Extensas cuencas cratónicas con zonas de rompimiento continental subyacentes	La cuenca de Chad	La cuenca de Michigan (Paleozoico)
	Plataformas continentales	Cratones estables con estratos delgados y extensos lateralmente	Mar de Barents	Norteamérica intracontinental (Paleozoico medio)
	Cuencas oceánicas activas	Cuencas con corteza oceánica en el fondo, generada en zonas divergentes activas sin relación con sistemas arco-trinchera	Océano Pacífico	Complejos ofiolíticos (?)
	Islas oceánicas, montes submarinos, dorsales asísmicas y mesetas	Formas de relieve originadas en entornos intraoceánicos distintos a los sistemas arco-trinchera	Cadena de montes submarinos Hawaii-Emperador	El complejo volcánico Snow Mountain (Mesozoico Franciscano; norte de California)
	Cuencas oceánicas inactivas	Cuencas con corteza oceánica en el piso, que no se expande ni se subduce	Golfo de México	Cuenca de Tarim, China (Paleozoico)(?)
Convergente	Trincheras	Grandes depresiones formadas en las zonas de subducción	Trinchera de Chile	Isla Shumagin, Alaska (Cretácico)
	Cuencas trinchera-talud (<i>trench-slope basins</i>)	Depresiones estructurales locales en complejos de subducción	Trinchera Centroamericana	Bloque Cambria, California (Cretácico)

Tabla 2.2

(Continuación)

Entorno	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo moderno	Ejemplo antiguo
	Cuencas de ante-arco (<i>forearc basins</i>)	Cuencas situadas entre el arco y la trinchera	Costa afuera de Sumatra	Gran Valle, California (Cretácico)
	Cuencas de intra-arco (<i>intraarc basins</i>)			
	Cuencas de intra-arco oceánicas	Cuencas a lo largo de plataformas de arco intraoceánicas	Arco Izu Bonin	Copper Hill, California (Cretácico)
	Cuencas de intra-arco continentales	Cuencas a lo largo de plataformas de arco marginales	Lago de Nicaragua	Sierra Nevada, este de California (Jurásico Inferior)
	Cuencas de tras-arco (<i>backarc basins</i>)			
	Cuencas de tras-arco oceánicas	Cuencas oceánicas pos-arco magmático intraoceánico	Tras-arco de las Marianas	Ofiolita de Josephine, norte de California (Jurásico)
	Cuencas de tras-arco continentales	Cuencas pos-arco marginal sin cinturones de pliegues y cabalgaduras	Plataforma Sunda	Cordillera Americana (Triásico Superior-Jurásico Inferior)

Tabla 2.2

(Continuación)

Entorno	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo moderno	Ejemplo antiguo
	Cuencas de retro ante-país (<i>Retroforeland basins</i>)			
	Cuencas retro-arco de ante-país (<i>retroarc foreland basins</i>)	Cuencas de ante-país del lado del continente en sistemas arco-trinchera situados en la margen continental	El piedemonte de los Andes	El ante-país Sevier de la Cordillera Americana (Triásico Superior)
	Cuencas de retro ante-país colisionales (<i>collisional retroforeland basins</i>)	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 de retro ante-país por rotura (<i>broken-retroforeland basins</i>)	Cuencas formadas entre exhumaciones de basamento	Cuenca de las Sierras Pampeanas, Argentina	Cuencas laramídicas de Estados Unidos (Cretácico Superior-Paleógeno)
	Cuencas oceánicas remanentes	Cuencas oceánicas achicándose debido a la colisión de márgenes continentales y/o sistemas arco-trinchera, subducidas o deformadas dentro de cinturones de sutura	Bahía de Bengala	Cuenca de Ouachita (Pensilvánico-Pérmico)
	Cuencas pro ante-país (<i>proforeland</i>)	Cuencas de ante-país formadas en la corteza continental que es parte de la placa subducida durante la colisión continental o la colisión de arco	Golfo Pérsico	Depósito de Molasa Suizo (<i>molasse basin</i> , Cenozoico medio)

Tabla 2.2

(Continuación)

Entorno	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo moderno	Ejemplo antiguo
Transformante	Cuencas cima de cuña (<i>wedge-top basins</i>)	Cuencas formadas y acarreadas en cabalgaduras	Cuenca Peshawar, Pakistán	Los Montes Apeninos, Italia (Neógeno)
	Cuencas Hinterland	Cuencas que se forman en la corteza continental engrosada detrás de los cinturones de pliegues y cabalgaduras (<i>foreland foldthrust belts</i>)	Meseta del Altiplano, Bolivia	Cuenca Zhada, Tibet (Neógeno)
	Cuencas transtensivas	Cuencas formadas por extensión a lo largo de una falla de rumbo	Mar Muerto	Cuenca Magdalena, Golfo de San Lorenzo (Carbonífero)
	Cuencas transpresivas	Cuencas formadas por acortamiento en fallas de rumbo	Cuenca de Santa Bárbara (tipo antepaís), California	<i>Ridge basin</i> californiana (Mioceno)
	Cuencas transrotacionales	Cuencas formadas por la rotación de bloques corticales a lo largo de ejes verticales en sistemas de fallas de rumbo	Ante-arco de las Aleutianas Occidentales (?)	Cuenca de Los Ángeles (Topanga) (Mioceno)
Híbrido	Aulacógenos	Zonas de rompimiento continental reactivadas en ángulo recto con respecto a cinturones orogénicos	El embahiamiento del Mississippi (<i>Mississippi embayment</i>)	Aulacógeno Anadarko, Oklahoma (Paleozoico)

Tabla 2.2

(Continuación)

Entorno	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo moderno	Ejemplo antiguo
	Impactógenos	Zonas de ruptura continental de reciente formación perpendiculares a cinturones orogénicos, sin historia pre-orogénica	<i>Rift</i> Baikal, Siberia. Distal	Graben Rhine, Europa. Proximal
	Ante-país colisional por rotura (<i>collisional broken foreland</i>)	Diversas cuencas formadas en corteza continental deformada debido a colisiones distantes	Cuenca Qaidam, China	Cuencas ancestrales de las Montañas Rocallosas (Pensilvánico-Pérmico)
	Cuencas Halocinéticas	Cuencas originadas como consecuencia la deformación de cuerpos salinos	Las mini-cuencas del Golfo de México profundo	Cuenca La Popa, México (Cretácico-Paleógeno)
	Cuencas de impacto (<i>bolide basins</i>)	Depresiones en la superficie terrestre como resultado de impactos de cuerpos extraterrestres	Cráter Barringer, Arizona	Cuenca del Chicxulub, México (Cretácico-Paleógeno)

(Modificado de Busby y Azor, 2012; originalmente por Ingersoll y Busby, 1995)

2.5 Ambiente tectónico y cuencas sedimentarias

2.5.1 CUENCAS EN ENTORNOS DIVERGENTES

Los entornos tectónicos divergentes son regiones del planeta en donde las placas tectónicas se están separando. Se caracterizan por presentar rasgos propios de 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 estiramiento de corteza continental donde se forma un graben.

Las etapas tempranas de un rompimiento continental o *rifting* se caracterizan por la ruptura de la corteza y la caída de bloques por medio de fallas normales, que forman grabens llamados **valles de rift**. Pueden existir una gran variedad de ambientes sedimentarios dentro de estas estructuras: no marinos (fluviales, lacustres, eólicos), costeros o transicionales (deltas, estuarios) y marinos (plataforma, talud). Por esta razón, los depósitos sedimentarios de las cuencas sedimentarias asociadas pueden incluir una gran diversidad de litologías: conglomerados, areniscas, lutitas, turbiditas, evaporitas y carbonatos.

A medida que el proceso de apertura sigue, la continua extensión adelgaza la corteza continental y eventualmente la rompe. Esto permite que el magma basáltico ascienda a través de la cresta de la dorsal y con ello, que empiece el proceso de formación de nueva corteza oceánica. Con el desarrollo de un nuevo océano se desarrollan una gran variedad de cuencas sedimentarias a lo largo de diferentes entornos a lo largo del margen, tanto en la corteza continental como en la oceánica. A las márgenes continentales formadas durante la apertura de un océano se les conoce como **márgenes pasivas**, y serán discutidas a detalle en el siguiente capítulo.

2.5.2 CUENCAS EN ENTORNOS INTRAPLACA

Las plataformas continentales son cratones estables con una cubierta sedimentaria delgada. Las cuencas que se desarrollan en estas plataformas estables se les conoce como cuencas cratónicas. Comúnmente tienen forma de óvalo y son rellenadas por sedimentos depositados en ambientes marinos someros. Dichos sedimentos pueden incluir areniscas,

lutitas y depósitos fluviales y deltaicos. Los depósitos tienden a engrosarse hacia el depocentro, llegando a alcanzar un espesor de 1000 m o más.

En estos entornos se desarrollan una gran variedad de cuencas. Uno de los subtipos más importantes son las cuencas intracratónicas, que son cuencas cratónicas con *rifts* inactivos subyacentes. Algunas de éstas están rellenas de sedimentos marinos siliciclásticos, carbonatados o evaporíticos, provenientes de mares epicontinentales; otras contienen sedimentos no marinos.

2.5.3 CUENCAS EN ENTORNOS MIXTOS Y OTROS

Los aulacógenos son un subtipo de *rifts* dispuestos perpendicularmente a las márgenes continentales, de los cuales comúnmente se presume que fueron zonas de rompimiento fallidas o abortadas que posteriormente fueron reactivadas en un régimen tectónico convergente.

Los grandes canales que forman los brazos de un aulacógeno se extienden hacia el interior de los cratones formando ángulos rectos (o casi rectos) con respecto a cinturones plegados. En éstos puede haber depositación de secuencias sedimentarias de gran espesor por un largo periodo de tiempo. Estos sedimentos pueden ser no marinos (abánico 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; la diferencia es que los impactógenos son sinorogénicos, es decir, no tienen una historia preorogénica.

Las cuencas de ante-país colisional por rompimiento, también conocidas como cuencas de cuña intracontinentales, son cuencas híbridas que se forman dentro de la corteza continental por efecto de distantes procesos de colisión. Las halocinéticas se forman como consecuencia de la deformación de cuerpos de sal y las de impacto se forman con la colisión de cuerpos extraterrestres.

2.5.4 CUENCAS EN ENTORNOS TRANSFORMANTES

Este tipo de cuencas se originan a lo largo de las fallas que segmentan la cresta de una dorsal, y también a lo largo de los bordes transformantes entre placas tectónicas, en márgenes continentales y dentro de los continentes. Se les conoce como cuencas

Capítulo 2

transtensivas, transpresivas y transrotacionales, dependiendo de si se formaron por extensión, compresión o rotación de los bloques corticales en una falla lateral o de rumbo. Dado a que pueden desarrollarse en una variedad de ambientes, pueden rellenarse con sedimentos marinos o no marinos, dependiendo del entorno. Los sedimentos en muchas cuencas de este tipo tienden a ser gruesos debido a la alta tasa de sedimentación que resulta del rápido desgaste entre bloques corticales, y puede presentar cambios de facies locales.

2.5.5 CUENCAS EN ENTORNOS CONVERGENTES

2.5.5.1 Relacionadas a subducción

Los ambientes relacionados a subducción son característicos en las márgenes continentales activas. Consta 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).

Las principales acumulaciones de sedimentos en este tipo de entornos son principalmente depósitos siliciclásticos derivados de la actividad del arco volcánico. Estos depósitos incluyen arenas y lodos depositados en la plataforma, así como también turbiditas depositadas en facies más profundas. Los sedimentos en la trinchera pueden ser depósitos de terrígenos transportados desde la superficie por medio de corrientes de turbidez junto con sedimentos pelágicos provenientes la placa en subducción, que en conjunto forman lo que se conoce como prisma de acreción. El tipo de roca más común en un complejo de acreción es el *mélange*.

2.5.5.2 Relacionadas a colisión

Son el resultado del proceso geológico en el que una cuenca oceánica se cierra, que involucra el choque entre continentes, sistemas de arco activos o ambos. Esta colisión genera fuerzas de compresión que pueden originar de un cinturón de pliegues y cabalgaduras con cuencas de ante-país a lo largo de la zona de sutura. Estas cuencas se forman en respuesta a la compensación isostática. Pueden estar aisladas del océano y

contener arenas, gravas y limos no marinos; también pueden tener conexión con el mar y albergar evaporitas, carbonatos y turbiditas.

Las cuencas oceánicas remanentes son embahiamientos formados porciones de cuencas oceánicas mayores que no se cerraron durante la colisión, debido a la geometría irregular de los continentes y arcos de islas, así como también a la oblicuidad en la colisión.

2.6 Interacción entre procesos sedimentarios y movimientos tectónicos

Debemos de tener en cuenta que todos los tipos de cuencas mencionados anteriormente están basados en una tectónica controlada. Esto quiere decir que, aun estando bajo un solo régimen tectónico determinado, el desarrollo y evolución de cuencas sedimentarias individuales puede tener variaciones importantes. Además, como se trata de periodos de tiempo de millones de años, una cuenca sedimentaria puede evolucionar de un tipo a otro y tener, en consecuencia, una historia tectónica y depositacional muy compleja.

Los movimientos tectónicos y los procesos sedimentarios pueden interactuar de tres maneras diferentes (Eisele, 1992):

- **Cuencas posdepositacionales.** La depositación de sedimentos es anterior a los movimientos tectónicos que forman una cuenca. No existe relación entre (o si la hay, poco tienen que ver) el transporte, distribución, y facies de estos sedimentos con la estructura de la cuenca. Sin embargo, puede existir relación entre el proceso de subsidencia sindepositacional y el mecanismo formador de una cuenca.
- **Cuencas sindepositacionales.** La acumulación de sedimentos es afectada por movimientos tectónicos al momento del depósito. Si la tasa de sedimentación siempre es lo suficientemente alta para compensar la subsidencia, la dirección del transporte y la facies sedimentaria permanece sin cambios, pero el espesor de los sedimentos varía para ciertos intervalos de tiempo. Si la sedimentación es poca o muy lenta para llenar el área en subsidencia y se forma una cuenca fisiográfica, la distribución de facies para los sedimentos que se depositarán posteriormente será afectada por la morfología.
- **Cuencas predepositacionales.** Movimientos tectónicos súbitos anteceden a una importante acumulación de sedimentos, y generan una cuenca fisiográfica que posteriormente es rellenada con sedimentos. El transporte en los sedimentos y el desarrollo de la facies vertical y horizontal son altamente influenciados por la morfología de la cuenca.

CAPÍTULO 3. CUENCAS SEDIMENTARIAS EN ENTORNOS EXTENSIONALES

Las cuencas extensionales activas son importantes debido a que su relleno sedimentario y las estructuras secundarias circundantes suponen una potencial preservación de registros fósiles y sedimentarios; proporcionan información sobre los cambios paleoclimáticos, de las variaciones en el nivel del mar (o de un lago), la tasa de aporte de sedimentos, del proceso de fallamiento y de los recursos económicos explotables: agua, depósitos minerales e hidrocarburos (Gawthorpe y Leeder, 2000).

Pueden hacerse distinciones entre los *rifts* tectónicamente activos e inactivos. Los primeros, también conocidos como intracontinentales (intraplaca), se refieren a aquellos cuya evolución culminó en la separación de un continente y la formación de un nuevo océano; están asociados a zonas sísmicas y de vulcanismo activo importantes como el graben Rhine en el *Rift* del Este de África (*East African Rift*) y el *rift* Shanxi en China. Los inactivos, aulacógenos, fallidos o abortados son aquellos que no culminaron en la separación de la corteza continental.

Dentro de las manifestaciones de procesos extensionales afectando la litósfera continental se encuentran: (1) las márgenes pasivas, (2) zonas discretas de rompimiento intracontinental, (3) *rifts* difusos, (4) *rifts* dominados por componente lateral y (5) los *rifts* en zonas de compresión regional (tabla 3.1).

Los sistemas de *rift* han demostrado ser provincias petroleras altamente prospectivas, principalmente en cuencas sedimentarias en donde la migración desde una roca madre madura ocurre durante la fase de subsidencia térmica pos-*rift* después de la formación de la trampa (Harding, 1984). Actualmente se considera que las cuencas asociadas a *rift* en márgenes continentales pasivas antiguas albergan cientos de miles de millones de barriles de petróleo recuperable, y se estima que mas de dos tercios de las reservas mundiales de hidrocarburos se encuentran en entornos extensionales. Se encuentran tanto en cuencas sedimentarias asociadas a márgenes pasivas como aquellas asociadas a *rift* (Mann et al., 2003) y es la estabilidad tectónica en éstas la que permite que la preservación de hidrocarburos y previene que las acumulaciones sean perturbadas por eventos tectónicos subsecuentes.

Tabla 3.1 Categorías de los Terrenos Extensionales Continentales

Categoría	Definición	Ejemplo moderno
Márgenes pasivas	Márgenes en las cuales existe transición de corteza continental a corteza oceánica sin que ésta coincida con un límite de placas	Margen del Atlántico
<i>Rifts</i> intracontinentales discretos o <i>narrow rifts</i>	Sistemas de <i>rift</i> en los que la deformación está localizada en zonas de aproximadamente 100 km de ancho.	<i>Rift</i> del Este de África
<i>Rifts</i> difusos o <i>wide rifts</i>	Procesos de rompimiento continental en corteza engrosada en etapas <i>pre-rift</i> .	Provincia de Cuencas y Sierras (<i>Basin and Range Province</i>), EE. UU.
<i>Rifts</i> dominados por componente lateral	<i>Rifts</i> asociados con fallamiento transcurrente que se distinguen de los intracontinentales por su naturaleza mecánica: Los movimientos verticales son controlados por procesos tectónicos sinextensionales en la corteza, por lo que la subsidencia térmica es insignificante dado a que este tipo de tectonismo no afecta las geotermas litosféricas.	El mar Muerto
<i>Rifts</i> en zonas de compresión regional	Se forman en cinturones montañosos o mesetas, en entornos similares a las cuencas de tras-arco.	Graben Tibetano

Elaborado a partir de información obtenida de Ruppel (1995).

3.1 Procesos de extensión en la litósfera

Sengor (1995) describió tres maneras diferentes para clasificar los *rifts*: Primero, la **geométrica**, en donde utiliza términos como *rifts* solitarios, en cadena, en estrella, etc.; los términos indican que el arreglo de los *rifts* es reflejo de la respuesta de la corteza a la naturaleza al proceso extensional. Segundo, la **cinemática**, en donde hace referencia al ambiente geotectónico. Por último, la clasificación **dinámica**, descrita por primera vez en 1978 junto con Burke, en donde clasificaron los *rifts* en dos categorías: aquellos que

resultan de los esfuerzos diferenciales durante la evolución de la placa y aquellos producidos por los movimientos convectivos en el manto.

Los esfuerzos intraplaca pueden genera *rifts* en zonas de debilidad (***rifting pasivo***), posiblemente debido a que la corteza es más delgada en esas zonas porque se trataba de una antigua zona de rompimiento o una sutura (figura 3.1).

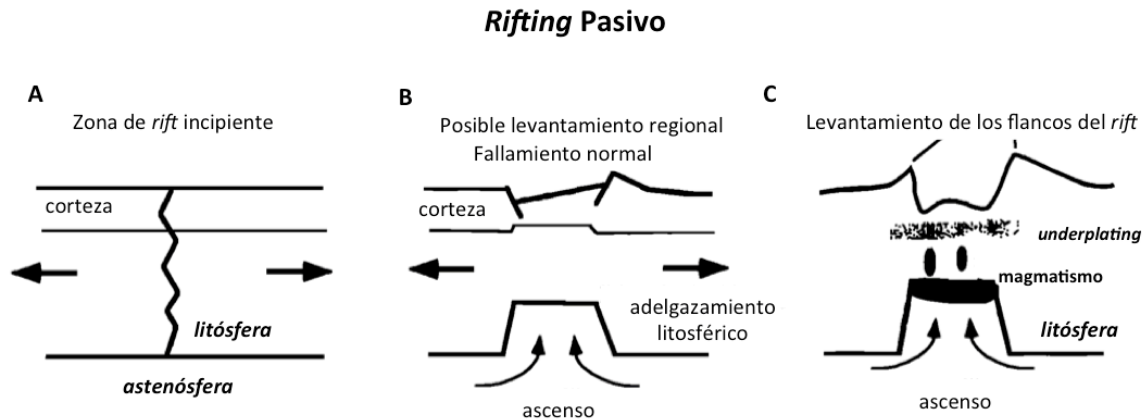


Figura 3.1 *Rifting* Pasivo. (a) Los esfuerzos regionales en la litósfera actúan sobre las zonas de debilidad preexistentes. (b) Adelgazamiento de la corteza y manto litosférico por efecto continuo de esfuerzos extensionales. (c) Los *melts* formados en la litósfera o asténosfera hacen *underplating* de capas formadas por magmatismo (modificado de Ruppel, 1995).

El *rifting* puede iniciarse también como consecuencia del ascenso de material proveniente del manto (***rifting activo***). Wilson (1963) sugirió que este era un proceso localizado en los *hot-spots* (nombrados por él), y Morgan (1972) desarrolló la teoría de las plumas del manto con base en esta idea. El ascenso de material ocasiona un levantamiento en la zona de *rift* incipiente, particularmente sobre los *hot-spots* en donde adopta una forma de domo con un relieve de hasta 4 km; el vulcanismo basáltico precede al levantamiento, y sigue vigente durante éste. El levantamiento genera esfuerzos que originan extensión horizontal que pueden llevar a que la corteza se fragmente a través de fallamiento normal (figura 3.2). Sin embargo, algunos autores (Ruppel, 1995) plantean que ni los *hot-spots* intraoceánicos (por ejemplo, Hawaii) ni los intracontinentales (por ejemplo, Centros volcánicos Hoggas y Tibesti, Norte de África), (Wilson y Guiraud, 1992) se relacionan con una extensión cortical significativa. Otros autores (McKenzie y White, 1989) plantean la posibilidad de que *hot-spots* en el Atlántico Sur hayan tenido relevancia en el proceso de separación entre las masas continentales sudamericana y

africana al debilitar la litósfera y, en consecuencia, propiciando la ruptura por tensión.

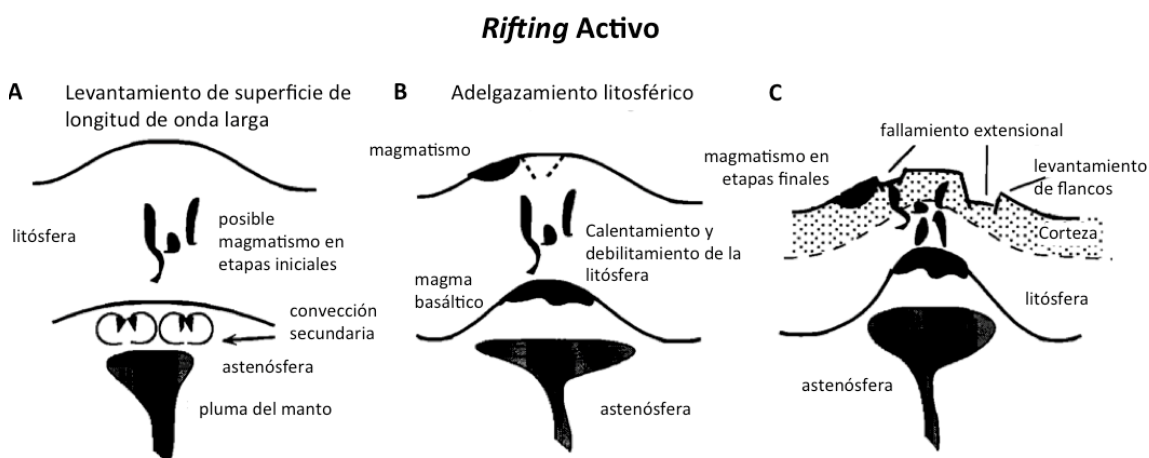


Figura 3.2 *Rifting* activo. (a) Ascenso de magma a través de una pluma del manto. (b) La pluma sigue ascendiendo, debilitando la parte basal de la litósfera. (c) Fallamiento extensional. El magmatismo puede cesar con el fallamiento o continuar durante la fase de deformación cortical (modificado de Ruppel, 1995).

En la práctica, es difícil distinguir entre estos dos “tipos” de *rifting*, debido principalmente a que muchos paleo-*rifts* presentan evidencia de haber pasado por ambas condiciones (Ruppel, 1995). Además, aunque las plumas del manto aparentemente no sean una fuerza motora contundente en un proceso de rompimiento, sí juegan un papel importante en la actividad volcánica relacionada con el *rift* y con el debilitamiento de la litósfera. Los modelos de evolución de un *rift* plantean que tras una etapa inicial “pasiva”, el rompimiento puede pasar a una fase más “activa” en donde los procesos magmáticos sean más relevantes. Esta idea condicionaría la distinción entre *rifting* activo y pasivo, y estaría sujeta a los factores que rigen la evolución en entornos extensionales.

3.1.1 FACTORES QUE GOBIERNAN LA EVOLUCIÓN EN UN *RIFT*

El estudio sobre los procesos de rompimiento continental se aborda por medio del uso de modelos termomecánicos. Sirven como punto de partida porque incorporan los fundamentos físicos que gobiernan tanto la tendencia inicial de la litósfera a la ruptura, como la evolución de los terrenos extensionales en función del tiempo. Los parámetros físicos más importantes que controlan el *rifting* son: (1) los regímenes térmicos en la corteza y manto superior, (2) propiedades reológicas de la litósfera y (3) los factores temporales como la tasa y duración del rompimiento (Ruppel, 1995).

3.1.1.1 Estructura térmica

La temperatura juega un papel importante en los procesos de *rifting* al controlar la resistencia de la litósfera, el modo y estilo de la deformación, subsidencia y levantamiento, sismicidad, metamorfismo y la generación de *melts* (Ruppel, 1995). Los parámetros térmicos más importantes en el estudio de los *riffts* son: (1) la temperatura inicial o *pre-rift* y (2) la temperatura *sin-rift* en la litósfera y astenósfera.

Los estudios de deformación extensional generalmente utilizan geotermas aproximadas como punto de partida. Estas geotermas se estiman utilizando la información sobre el flujo calorífico global, el cual indica la presencia de litósfera caliente debajo de las regiones tectónicamente activas, tanto compresional como extensionalmente. En sitios con tectónica extensional también se pueden estimar los regímenes térmicos actuales de forma indirecta por medio de los epicentros, los retrasos en las ondas sísmicas, el límite elástico de la placa, mediciones electromagnéticas y estimaciones sobre la profundidad de la isoterma de Curie. Para estimar paleogeotermas se emplea el análisis de datos geotermobarométricos obtenidos de rocas metamórficas y xenolitos del manto, en combinación con estudios de maduración de hidrocarburos y subsidencia de la cuenca.

3.1.1.2 Propiedades reológicas de la corteza

La reología controla el estilo de la deformación que sufre la litósfera como respuesta a los esfuerzos extensionales, y es de gran importancia para determinar la morfología, patrones de sismicidad y la distribución de las fallas en las zonas de *rift* (Ruppel, 1995). Todo el conocimiento sobre la reología de la litósfera está basado en experimentos de mecánica de rocas y sismología empírica. Para un mejor entendimiento del comportamiento reológico, la litósfera continental se idealiza en capas, en las cuales existe un comportamiento frágil en la partes someras en la corteza (mayor abundancia de cuarzo) y en la porción superior del manto (mayor abundancia de olivino), y dúctil en los niveles inferiores de la corteza y manto litosférico.

En términos de extensión, la fuerza σ_b de las capas frágiles únicamente depende de la sobrecarga y de la presión de poro, mientras que la fuerza σ_d de las capas dúctiles está controlada por composición, temperatura, velocidad de deformación y presión. El límite

elástico total S de la litósfera de espesor l es la integral de su límite dinámico de elasticidad σ_{ys} con la profundidad z : $S = \int \sigma_{ys} dz$ definida desde la superficie hasta l , en donde σ_{ys} está dado por los valores mínimos de fuerza para los cuales existe deformación frágil (σ_b) y dúctil (σ_d). Como las capas frágiles están confinadas a profundidades donde $\sigma_b > \sigma_d$, el incremento en la geoterma se traduce en un debilitamiento generalizado de la litósfera para velocidades de deformación rápidas ($\epsilon = 10^{-14} \text{s}^{-1}$), ya que lleva a la formación de capas frágiles delgadas y capas dúctiles gruesas. Para velocidades de deformación lentas ($\epsilon = 10^{-16} \text{s}^{-1}$), la elevación de la geoterma litosférica lleva a un endurecimiento por deformación (Kusznir y Park, 1987; Ruppel, 1995).

Los modelos termomecánicos de los procesos de rompimiento continental estiman valores en la frontera sobre los parámetros reológicos de la litósfera pre-*rift*, pero pueden darle seguimiento a los cambios que se dan como resultados de las perturbaciones en las distribuciones de los esfuerzos y los regímenes térmicos durante los periodos sin-*rift* y pos-*rift*. Principalmente existen dos posturas en cuanto al papel que juega la reología en un proceso de rompimiento: el *rifting* ocurre con una **fuerza tectónica** constante, o si el parámetro que permanece sin cambios es la **velocidad de deformación**.

El modelo de fuerza constante permite que exista aceleración o desaceleración en el *rifting*: Cuando la fuerza tectónica es de gran magnitud, el adelgazamiento cortical supera al reequilibrio de las geotermas y puede derivar en la separación de masas continentales. Por otra parte, cuando existen bajos niveles de esfuerzo tectónico, los *rift* tienen a “fallar” porque el adelgazamiento no supera al endurecimiento litosférico por enfriamiento conductivo (Christensen, 1992).

El modelo de velocidad constante (England, 1983) establece que la extensión es un proceso auto limitante que consta de dos etapas: (1) El inicial adelgazamiento de la corteza manteniendo un límite elástico constante y (2) el enfriamiento conductivo que eventualmente compensa cualquier debilitamiento en la corteza, y cesa el rompimiento.

3.1.1.3 Factores temporales

El tiempo afecta los procesos de rompimiento continental de tres maneras: Primero, la edad absoluta de un *rift* y la duración del proceso sitúan su evolución en el mismo contexto que otros eventos tectónicos. Segundo, la temporalidad de las diferentes etapas

de deformación asociadas a extensión permite distinguir entre procesos pasivos (asociadas a límites de placas) y activos (por acción y efecto del manto). Finalmente, la velocidad de deformación (que se define como el cambio en la deformación con respecto al tiempo) y la subsidencia relativa restringe las fuerzas motoras y su naturaleza.

Para delimitar la edad absoluta de un *rift* y las edades relativas de las etapas en su evolución se datan los sedimentos relacionados a éste por medio de técnicas bioestratigráficas, así como también las rocas volcánicas utilizando métodos radiométricos. Se pueden obtener mediadas más exactas por medio del análisis estructural de las relaciones de corte, técnicas de retro-evolución de capas sedimentarias (*backstripping*), análisis paleomagnético, modelado de evolución de *rift* y análisis geomorfológico del relieve (Ruppel, 1995).

3.1.2 MODELOS MECÁNICOS

Los procesos mecánicos de rompimiento continental se clasifican en: (1) Cizalla pura, (2) cizalla simple, (3) mecanismo mixto y (4) flujo cortical inferior. Cada uno de estos modelos está basado en idealizaciones específicas sobre la litósfera y su comportamiento reológico, y en consecuencia tienen sus propias posturas en cuanto a la evolución térmica de las zonas de *rift*, formación de cuencas, historia de subsidencia y levantamiento y patrones de sedimentación.

El modelo de **cizalla pura** (McKenzie, 1978) describe el adelgazamiento homogéneo de un bloque entero de material por un factor β , definido en términos del espesor inicial y final (con $\beta > 1$ para adelgazamiento por extensión). Este mecanismo asume que la litósfera responde al esfuerzo extensional con una deformación continua en lugar de fallamiento. Representa un modelo sencillo, unidimensional y continuo para la extensión de la corteza o litósfera, por lo que representa una opción viable para emplear modelos matemáticos. Lo anterior permite determinar analíticamente las perturbaciones térmicas que son consecuencia de la deformación. En la etapa pos-*rift*, el enfriamiento conductivo de la litósfera deriva en el reequilibrio del gradiente térmico hasta su valor inicial. Una de las variaciones a este mecanismo es la cizalla pura no uniforme (Sclater et al., 1980). En este modelo se describe un adelgazamiento diferente para dos los extremos situados uno por encima y otro por debajo del Moho. En una configuración inicial, la litósfera consiste

de una corteza de espesor h y un manto litosférico de espesor l . La extensión se confina dentro de una zona de longitud x_e (figura 3.3, izquierda). La configuración final siguiendo el modelo uniforme (figura 3.3, en medio) supone un adelgazamiento β total tanto para corteza como para el manto litosférico. La configuración final siguiendo el modelo no uniforme (figura 3.3, derecha) supone un adelgazamiento β para la corteza y uno γ para la litósfera (Ruppel, 1995).

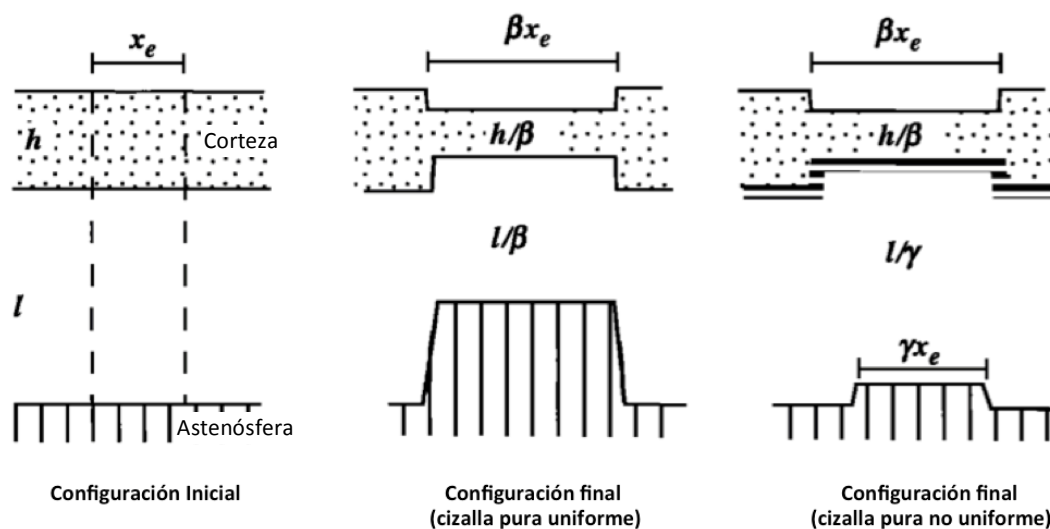


Figura 3.3 El mecanismo de cizalla pura uniforme y su variante no uniforme (modificado de Ruppel, 1995).

La aportación de Sclater fue de importancia porque consideró a la corteza y al manto litosférico como dos unidades mecánicamente diferentes, y además determinó que tanto la subsidencia como el levantamiento de corteza depende directamente del adelgazamiento en la corteza y el manto.

La **cizalla simple** (también conocida como mecanismo de fallamiento normal por extensión) se basa en el fallamiento frágil, tensión localizada en zonas de falla y en la evolución de la deformación cortical en *rifts*. La presencia de fallas normales en áreas de extensión es una prueba indiscutible de la importancia de este mecanismo en los procesos de rompimiento. Los modelos de cizalla simple se caracterizan por la presencia de fallas de despegue de gran escala que cortan la corteza y el manto litosférico, o solo la corteza (figura 3.4).

El **mecanismo mixto** es el que mejor describe el proceso de rompimiento y esto se sabe por medio de los datos estructurales y sísmicos disponibles en estos entornos.

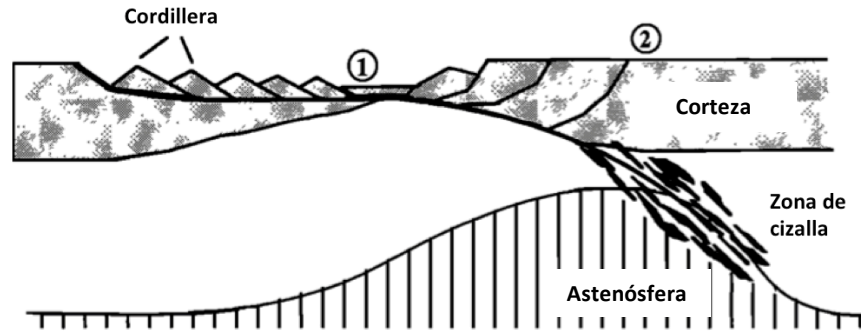


Figura 3.4 Idealización del mecanismo de fallamiento por cizalla simple propuesto por Wernicke (1985). El adelgazamiento máximo cortical ocurre en (1), mientras que el máximo adelgazamiento litosférico ocurre en (2), (modificado de Ruppel, 1995).

Este mecanismo se ha empleado principalmente para explicar fenómenos como: el adelgazamiento diferencial en la corteza y manto litosférico, el adelgazamiento máximo de la litósfera en zonas diferentes a las de máximo adelgazamiento en la corteza y el adelgazamiento cortical inconsistente con los estimados de extensión total determinados sísmicamente.

El **flujo cortical inferior** (figura 3.5) se refiere a la ductilidad de la corteza continental que se encuentra confinada entre la corteza superior y el manto superior (ambos rígidos), la cual tiene implicaciones importantes en la evolución de terrenos extensionales. Esta parte de la corteza puede tener una viscosidad lo suficientemente baja como para “fluir” lateralmente como respuesta a los gradientes horizontales de presión inducidos por el adelgazamiento localizado de la corteza superior (Artyushkov, 1973).

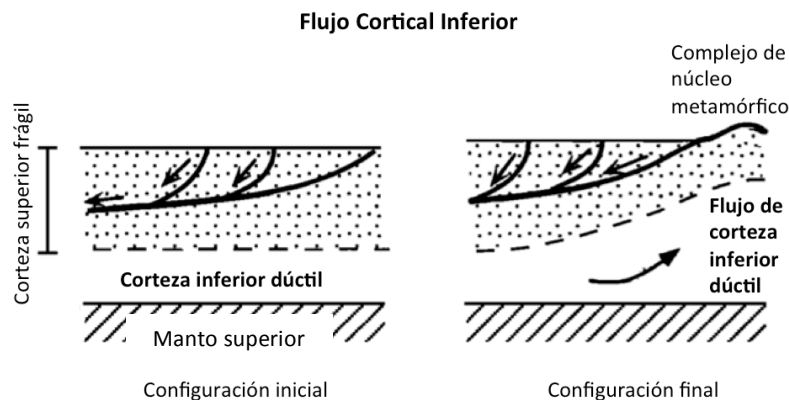


Figura 3.5 Configuración inicial y final de la corteza superior, inferior y el manto superior para el mecanismo de flujo cortical inferior. (izquierda) Existe fallamiento normal incipiente en la parte frágil de la corteza. (derecha) El desplazamiento a lo largo de la falla de despegue principal exhuma material de la corteza que pasa a formar un complejo de núcleo metamórfico (modificado de Ruppel, 1995).

3.1.3 RIFTING EN ZONAS DE CONVERGENCIA

Se han propuesto mecanismos especiales para explicar el origen de la extensión en áreas espacial o temporalmente asociadas con entornos convergentes. Algunos de estos mecanismos son: (1) Variaciones laterales en el campo de esfuerzos (Molnar et al., 1993), (2) *rollback* durante la subducción (Royden, 1993), y (3) colapso por gravedad o inestabilidad de la corteza elevada y desmedidamente engrosada (Sonder et al., 1987). Estos modelos fueron propuestos debido a que los esfuerzos localizados en áreas asociadas a convergencia no son inducidos por las distantes fuerzas de los límites de placas, ni por anomalías en el manto sublitosférico, por lo que no se puede hablar de un proceso de *rifting* activo o pasivo (figura 3.6).

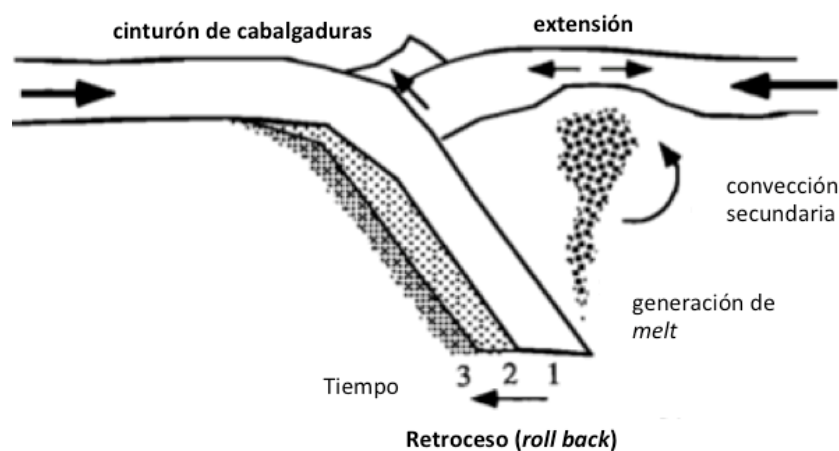


Figura 3.6 Procesos en límites de placas y extensión en zonas de convergencia. Se ilustra el retroceso de la placa subducida para los tiempos 1, 2 y 3. Para este ejemplo, la tasa de convergencia es proporcional a la retroceso, lo que resulta en el estiramiento de la placa emergente (modificado de Ingersoll y Busby, 1995).

3.2 Características tectónicas, estructurales y sedimentológicas de las cuencas sedimentarias asociadas a rift

Las **cuencas de rift** son depresiones alargadas delimitadas en uno o ambos extremos por fallas normales que cortan el basamento cristalino. Estos rasgos estructurales extensionales pueden manifestarse hasta varios kilómetros de profundidad y llegar a ser de decenas de kilómetros de ancho y cientos de kilómetros de largo. Los **sistemas de rift**

son conjuntos de cuencas de *rift* que se intersectan, escalonan o son paralelas entre ellas.

Aunque muchos sistemas de *rift* están asociados con la separación de continentes y la formación de márgenes pasivas (por ejemplo, el sistema de *rift* del este de Norteamérica, Mesozoico), también pueden formarse en una gran variedad de entornos tectónicos.

3.2.1 ENTORNOS GEOTECTÓNICOS

A través del tiempo, los sistemas y cuencas sedimentarias asociadas a *rift* evolucionan bajo una gran diversidad de entornos geotectónicos (Ziegler, 1996).

3.2.1.1 Sistemas de *rift* del tipo “Atlántico”

Estos sistemas evolucionan durante el rompimiento de masas continentales de gran tamaño, posiblemente como respuesta a la reorganización de las celdas de convección en el manto sublitosférico (Ziegler, 1993). En etapas tempranas, las áreas en donde se dará el rompimiento pueden ser afectadas por esfuerzos que originan tensión y formar sistemas de graben. Con el tiempo, la actividad del *rifting* se concentrará en dichas áreas (las del rompimiento) y la actividad tectónica disminuirá o dejará de actuar en los sistemas laterales de graben. Los esfuerzos que generan tensión desviadora, junto con el adelgazamiento de la corteza y el subsecuente abombamiento cortical, son un factor secundario de gran relevancia en la posterior evolución en un sistema de este tipo. Con la separación continental, los márgenes continentales divergentes y los brazos “fallidos” (aulacógenos) pasan a ser tectónicamente inactivos. Sin embargo, durante ciclos geotectónicos subsecuentes, los *riffts* abortados pueden reactivarse tanto tensional como compresionalmente. El desarrollo de los *riffts* intracratónicos del tipo Atlántico está sujeto a variaciones derivadas del nivel de actividad volcánica y la duración del *rifting* (Ziegler, 1996).

3.2.1.2 *Riffts* tras-arco

Tamaki y Honza (1991) proponen que se forman como respuesta a la disminución en la tasa de convergencia y/o a la divergencia entre placas involucradas en la colisión. La rotura continental tras-arco puede llevar a la formación de cuencas oceánicas como el Mar de Japón. Dado que la tasa de convergencia varía con el tiempo, estas cuencas suelen

tener una vida corta y tienden a destruirse por los esfuerzos compresionales en el trasarco si la tasa aumenta. Dichos cambios pueden entenderse como una expresión de los cambios en la forma en que interactúan las placas.

3.2.1.3 Deformaciones sinorogénicas

Pueden ser inducidas por el efecto del *foreland*, el cual frecuentemente involucra la rotación de bloques estables dado el engrosamiento desmedido de la litósfera en cinturones orogénicos y el consecuente levantamiento y extensión de sus partes axiales (Ziegler, 1996).

3.2.1.4 Rifting posorogénico

Es un proceso que puede asociarse a una combinación de diversos fenómenos como la atenuación regional en el campo de esfuerzos compresionales, la fuerte inclinación de la placa subducida y sus subsecuente separación de la litósfera llevando a un rápido levantamiento posorogénico, y esfuerzos que generan tensión como mecanismos desviadores inherentes a la corteza engrosada como resultado de procesos orogénicos (Ziegler, 1996).

3.2.1.5 Rifting del tipo “Basin and Range”

Se interpreta que el proceso de rompimiento continental en esta provincia geológica de Estados Unidos se originó como resultado de la superposición del cratón norteamericano sobre los *hot-spots* de Yellowstone y Socorro en un principio, y después (28 Ma) sobre la Gran Dorsal Pacífico-Atlántica en conjunción con la apertura del océano Atlántico (Verall, 1989), debido a la acción de los esfuerzos que causan compresión regional. En el área suroeste de la Cordillera Americana disminuyeron los esfuerzos de compresión regionales, lo que ocasionó el colapso del orógeno durante el Mioceno y Plioceno, mientras que la Cordillera Canadiense permaneció intacta. Durante dicho colapso, la altamente dúctil corteza de la provincia, inmiscuida a profundidades medias y altas, fue sometida a esfuerzos que generaron extensión y posteriormente derivaron en la exhumación de complejos de núcleo metamórfico fuertemente deformados (Ziegler, 1996).

3.2.2 ESTILO ESTRUCTURAL EN CUENCAS DE *RIFT*

Las cuencas sedimentarias de *rift* se definen por medio de componentes estructurales mayores, medianos y menores. Todas las estructuras que los conforman, las cuales serán revisadas en los subtemas siguientes, afectan los patrones de depósito de sedimentos en las cuencas porque crean sitios de levantamiento y erosión, influyen en el recorrido de los sedimentos durante el transporte y determinan los sitios finales de acomodamiento para su depósito y preservación.

3.2.2.1 Componentes estructurales mayores

Los componentes estructurales mayores incluyen a las márgenes falladas o con fallas, fallas de borde, márgenes de charnela, depresiones profundas, bloques de falla y zonas de transferencia o acomodamiento.

3.2.2.1.1 Márgenes falladas

Las fallas de basamento normales con desplazamientos de algunos kilómetros y longitudes de decenas de kilómetros son parte fundamental de estas márgenes. A estas fallas se les conoce como **fallas de borde**. Estas fallas principales se generan a través de un proceso evolutivo a partir de segmentos de falla normales.

Dicha evolución consiste en primera instancia de un arreglo de fallas normales. La etapa de iniciación se caracteriza por un gran número de fallas normales con desplazamientos menores. En la etapa de interacción y eslabonamiento, la acción de los esfuerzos influye en el crecimiento y deformación en los arreglos de fallas, y se localiza en las zonas de fallamiento principales. Finalmente, en la etapa de fallas de borde penetrantes, la deformación se localiza en las zonas de fallas de borde, con lo que se forman depocentros en estructuras de graben y semi-graben (figura 3.7).

Algunas de estas fallas están escalonadas y tienen echados similares, formando cuencas de *rift* asimétricas con uno margen fallado y otro de charnela. Otras tienen una geometría igualmente escalonada pero con direcciones de echado convergentes, lo que ocasiona que tanto las márgenes falladas como las de charnela pasen de un lado a otro. Algunas fallas de borde son paralelas, se traslapan, y tienen direcciones de echado similares. Los bloques de falla que se encuentran dentro de éstas se les conoce como

estructuras de plataforma. También existen fallas de borde que son paralelas, están superpuestas, y tienen direcciones de echado convergentes, por lo que forman cuencas de *rift* simétricas con dos márgenes fallados y sin margen de charnela. Finalmente, algunas fallas de borde se intersecan con otras (figura 3.8).

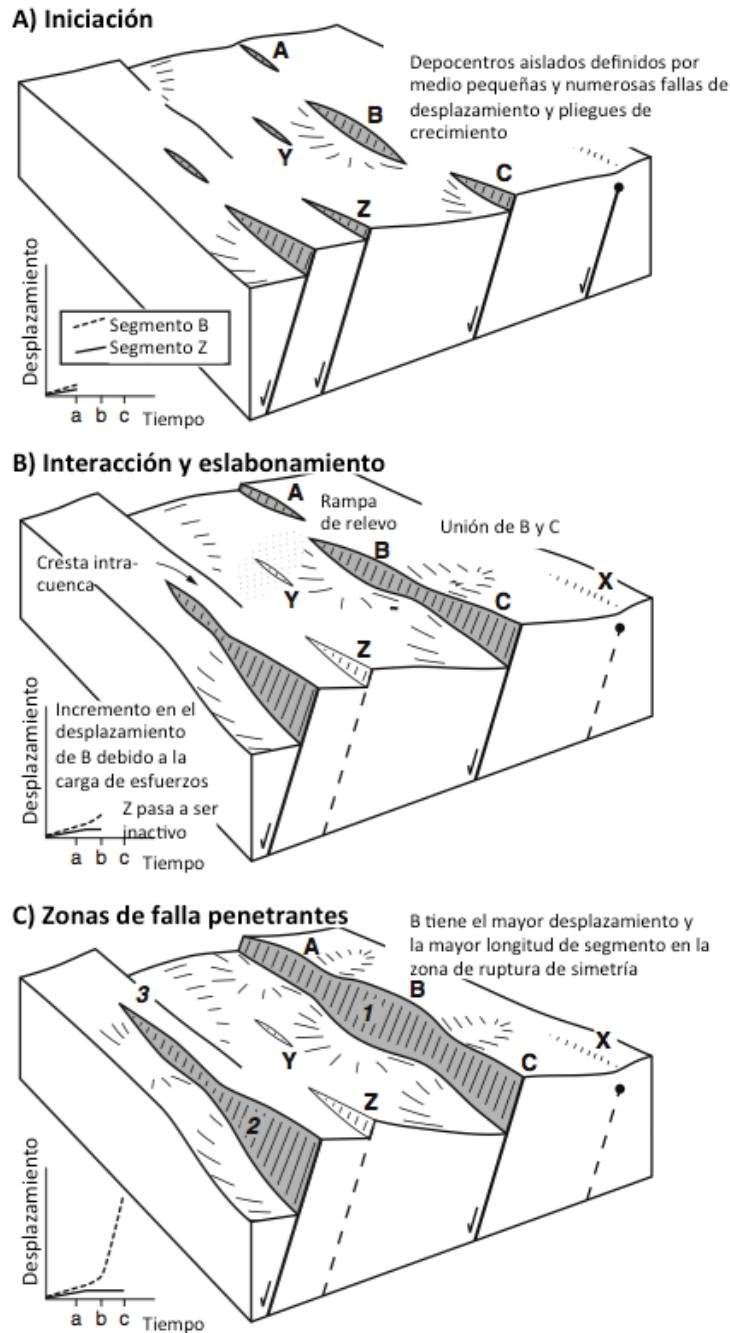


Figura 3.7 Evolución esquemática tridimensional de un arreglo de fallas normales, con gráficos que ilustran la historia de desplazamiento de los segmentos de falla B y Z. (a) La etapa de iniciación. (b) La etapa de interacción y eslabonamiento. (c) La etapa de fallas de borde penetrantes (modificado de Gawthorpe y Leeder, 2000).

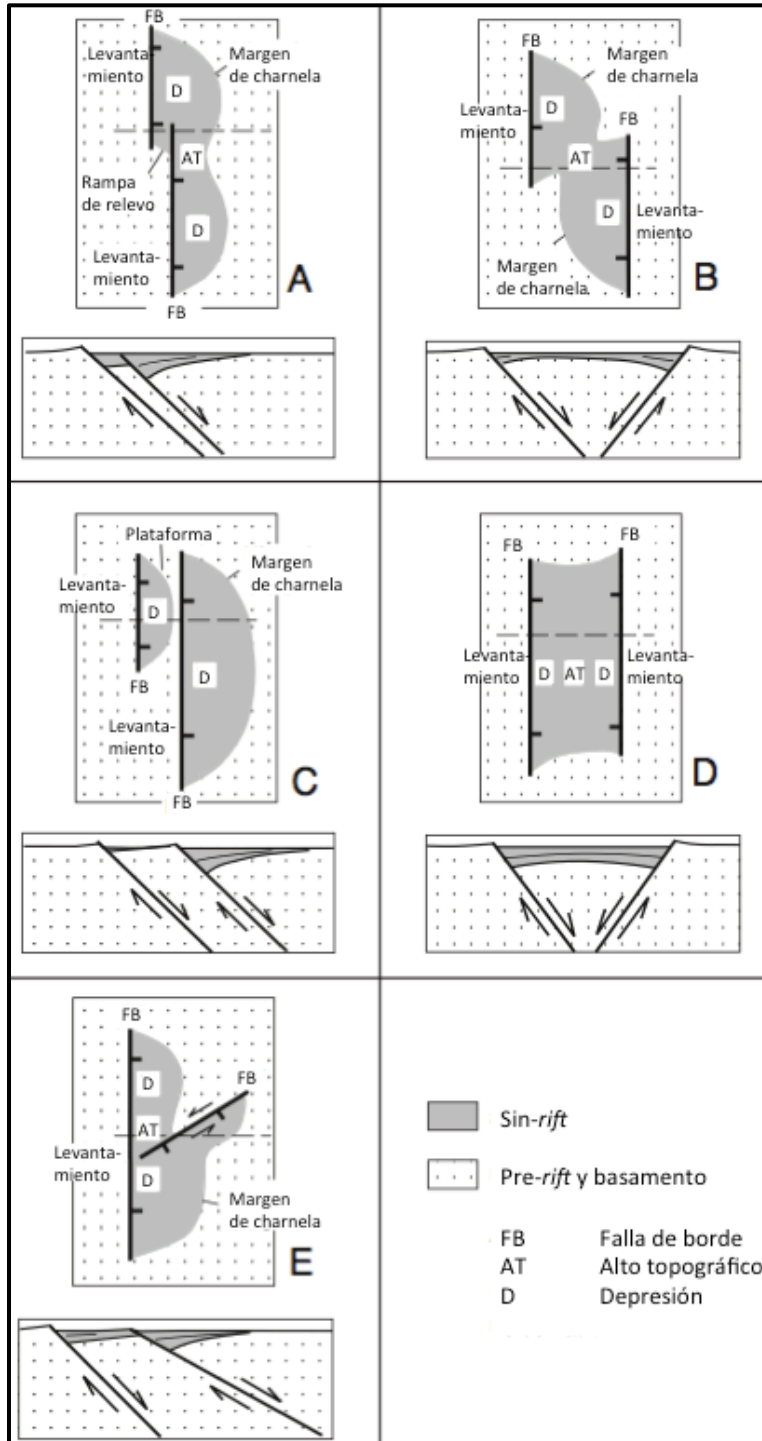


Figura 3.8 Arreglo de las fallas de borde. En (a) las fallas de borde tienen una geometría escalonada simétrica y echado similar, formando una cuenca asimétrica con un margen fallado y un margen de charnela. En (b) tienen una geometría escalonada y convergen en sus echados, causando que los márgenes fallados y de charnela alternen posiciones. En (c) son paralelas, se traslapan, y tienen echados similares. En (d) son paralelas, se traslapan y convergen al tener echados convergentes, y forman una cuenca simétrica con dos márgenes fallados. Finalmente, en (e) se intersecan (modificado de Withjack et al., 2002).

3.2.2.1.2 Flancos y depresiones

El bloque de piso de cada falla de borde generalmente se encuentra levantado, lo que produce un flanco elevado. Análogamente, los bloques de techo de cada falla de borde están hundidos y forman una depresión. La magnitud del levantamiento del bloque de piso y de la subsidencia del bloque de techo es mayor entre más próximos estén de la falla de borde, y decrece conforme se aleja de ésta.

La mayor parte de las cuencas de *rift* están compuestas por varias depresiones separadas por altos, y la forma en que éstos están dispuestos depende del arreglo de las fallas de borde (figura 3.9).

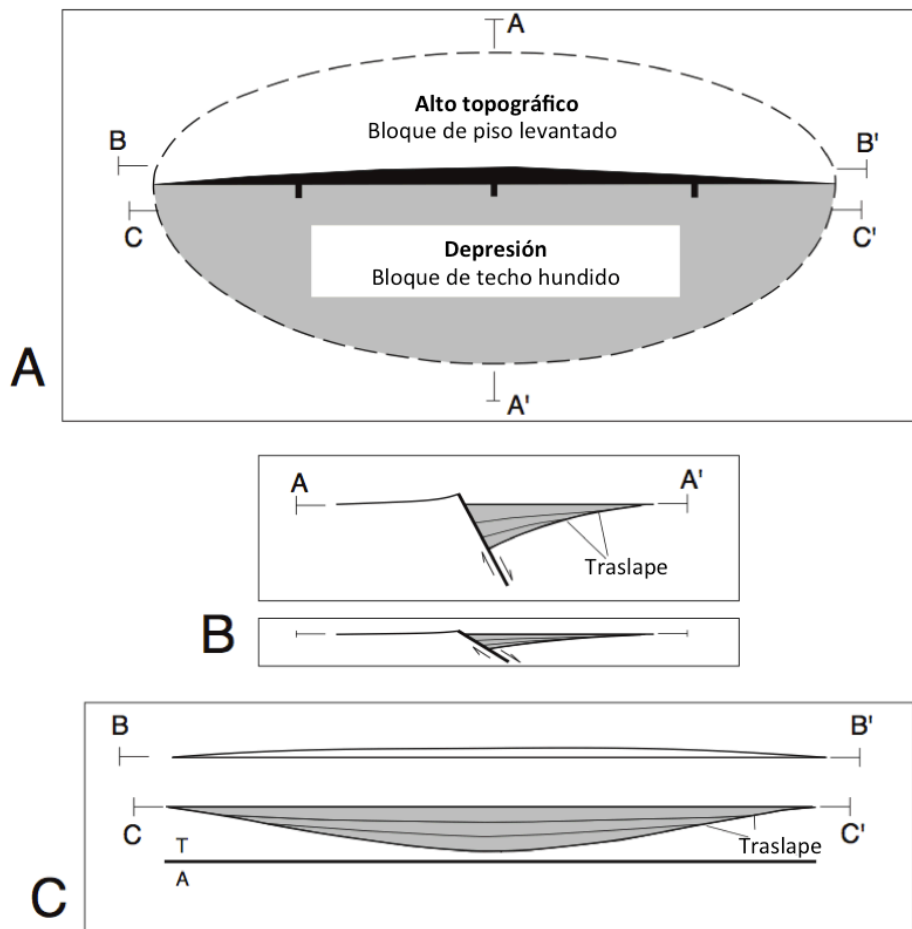


Figura 3.9 Levantamiento del bloque de piso y subsidencia del bloque de techo, asociados con las fallas de borde. (a) Vista en planta de una falla de borde única. La línea negra representa el escarpe de falla, y su grosor indica la magnitud del desplazamiento. (b) Secciones transversales en donde se aprecia que la magnitud tanto del levantamiento como de la subsidencia se atenúa con la distancia. (c) Secciones longitudinales en donde se aprecia que el levantamiento del bloque de piso (B-B') y la subsidencia del bloque de techo (C-C') se atenúan hacia los límites de la falla de borde (modificado de Withjack et al., 2002).

3.2.2.1.3 *Bloques de falla interiores*

Casi todas las cuencas de *rift* están seccionadas por fallas interiores mayores (fallas con desplazamientos de cientos de metros y longitudes de decenas de kilómetros).

Estas fallas pueden estar orientadas paralela u oblicuamente con respecto a las fallas de borde, y pueden ser normales o tener una componente lateral en su desplazamiento. Algunos estudios experimentales señalan que tanto la orientación como el desplazamiento de estas fallas interiores está controlado, en parte, por la oblicuidad de la dirección de máxima extensión relativa a la dirección del *rift* (Withjack y Jamison, 1986). Para la extensión ortogonal, las fallas interiores tienden a orientarse paralelamente con respecto a la dirección del *rift* y perpendicularmente a la dirección de máxima extensión. Cuando la extensión es oblicua, las fallas interiores tienden a formar ángulos con respecto a la dirección del *rift* y se orientan casi perpendicularmente a la dirección de máxima extensión.

3.2.2.1.4 *Zonas de transferencia*

Estas son las zonas que acomodan la transferencia de la extensión de un conjunto de fallas normales mayores a otro conjunto de fallas normales también de dimensiones importantes (Withjack et al., 2002), y afectan a la mayoría de las cuencas de *rift*. En algunos casos, la deformación está focalizada, consistiendo en una o dos fallas de rumbo (o laterales). En otros, la deformación es difusa, consistiendo en flexiones y numerosas fallas normales y normales con componente lateral. Lo anterior está documentado por modelos experimentales (figura 3.10) y observaciones de campo (Moustafa, 1997), que señalan que la deformación en las zonas de transferencia tiende a focalizarse si la magnitud de la extensión es grande, el espesor sedimentario delgado y si la cubierta sedimentaria contiene una proporción limitada de sal o lutitas. Esto quiere decir que una zona de transferencia puede estrecharse a lo largo de la dirección del *rift* (menor espesor sedimentario), o con el transcurso del tiempo (aumento en la extensión).

De forma general, se pueden identificar tres tipos de zonas de transferencia: el primer tipo conecta zonas de extensión escalonadas; el segundo tipo separan regiones en las cuales el fallamiento normal tiene direcciones de echado diferentes; finalmente, el tercer tipo separa regiones con intensidad de extensión variable (Withjack et al., 2002).

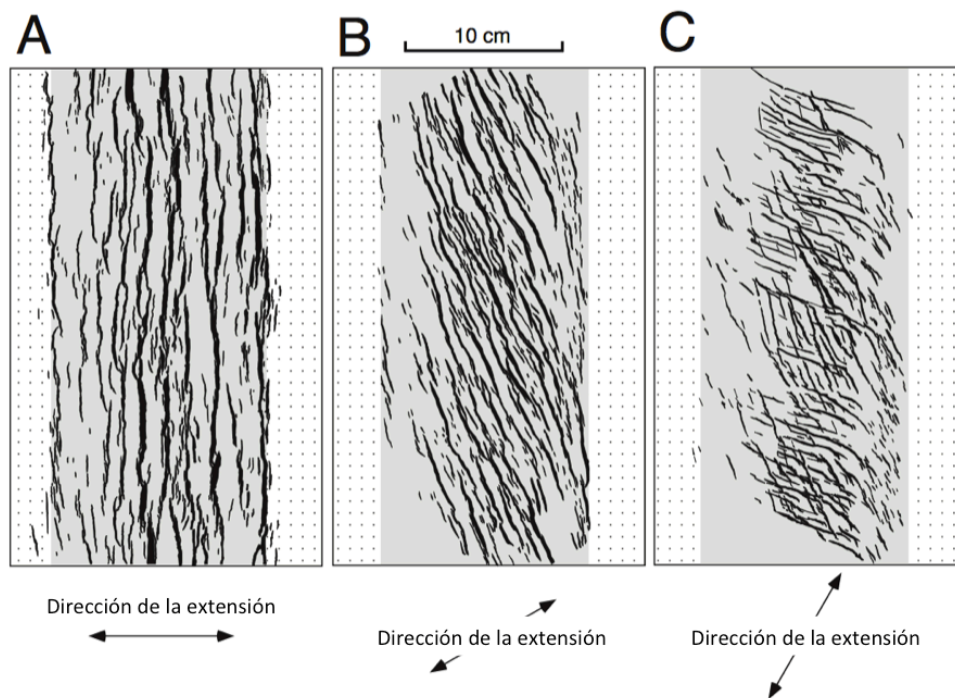


Figura 3.10 Expresión en el relieve de las zonas de transferencia para patrones ortogonales y oblicuos de *rifting* basados en modelos experimentales (Clifton et al., 2000). El eje del *rift* es vertical, la zona gris son áreas en extensión y la zona punteada no es afectada por fuerzas de distensión. (a) La extensión ortogonal con dirección de desplazamiento perpendicular al eje del *rift*. (b) Extensión oblicua con el desplazamiento a 60° del eje del *rift*. (c) Extensión oblicua con desplazamiento a 30° del eje del *rift* (modificado de Withjack et. al., 2002).

3.2.2.2 Componentes estructurales menores

Junto con los componentes estructurales mayores, mencionados anteriormente, tenemos los menores: fallas normales (de basamento y de despegue), inversas, y de rumbo, y los pliegues extensionales.

3.2.2.2.1 Fallas

Las **fallas normales** son las estructuras más comunes dentro de las cuencas de *rift*. Muchas de estas son profundas al grado que involucran al basamento cristalino (razón por la cual se les denomina como “fallas de basamento”); otras despegan de una capa de sal o de lutita sobre el basamento (“fallas de despegue”), (figura 3.11). Vistas en sección, las fallas presentan una gran variedad geométrica: algunas son planas, mientras que otras son lítricas. Algunas tienen echados muy pronunciados, otras muy suaves o moderados.

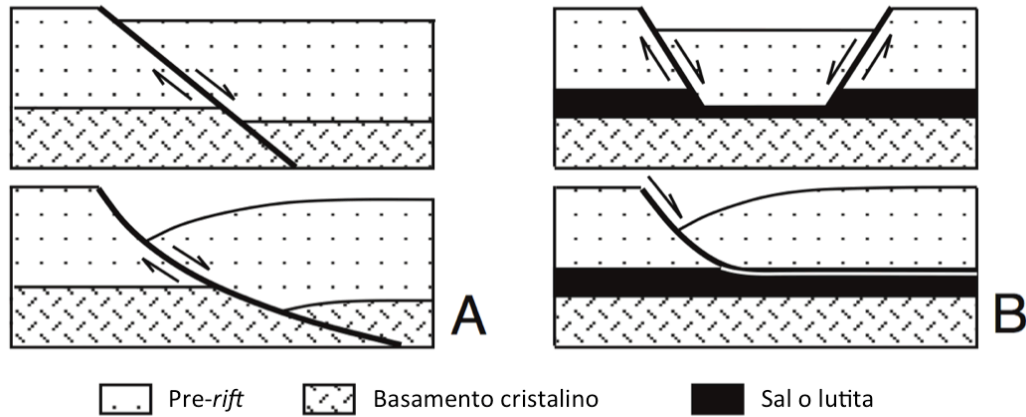


Figura 3.11 Secciones esquemáticas de fallas (a) de basamento y (b) de despegue. En ambos casos pueden ser planas o lítricas (modificado de Withjack et al., 2002).

Algunos procesos como la reactivación de zonas de debilidad con pendientes suaves pueden generar fallamiento normal de bajo ángulo. También está la rotación de bloques de falla estilo “Dominó”, el cual incrementa el echado de las capas y decrece y ángulo de las fallas (Proffett, 1977). La compactación es otro factor que suele alterar la geometría de las fallas normales vistas en sección, pues tiende a reducir los ángulos de falla a medida que aumenta la profundidad de sepultamiento (Davison, 1987).

Las **fallas inversas** y **transpresivas** también se forman dentro de las cuencas de *rift*. Las dos primeras son más comunes en las zonas de transferencia (Rosendahl, 1987) y en las cuencas producidas por extensión transtensiva o transpresiva (Withjack et al., 2002). Modelos experimentales muestran que las fallas inversas pueden llegar a tener ángulos tan pronunciados como las fallas normales (Withjack et al., 2002). De hecho, hay algunos casos en los que las fallas inversas son en realidad fallas normales rotadas.

3.2.2.2 Pliegues

Existen tres tipos de pliegues asociados genéticamente al fallamiento normal: los pliegues por desplazamiento de falla, por propagación de falla y por flexión de falla.

Los **pliegues por desplazamiento de falla** son flexiones producidas por los cambios en el desplazamiento de bloques durante el fallamiento. Los ejes de algunos de estos pliegues son paralelos o subparalelos a los de la falla a los que están asociados; se forman debido a que el desplazamiento disminuye a medida que el bloque se aleja de la falla

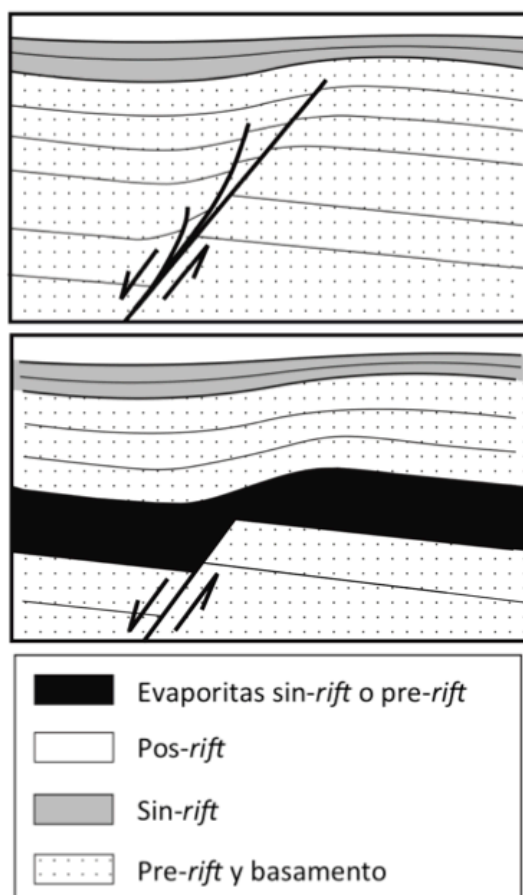


Figura 3.12 Esquema de un pliegue por propagación de falla extensional (arriba) y un pliegue extensional forzado (abajo) (modificado de Withjack et al., 2002).

normal. Esta geometría de desplazamiento lleva al levantamiento del bloque de piso y a un arrastre inverso (Barnett et al., 1987). Otros pliegues tienen sus ejes subperpendiculares a la falla asociada, y se forman debido a que el desplazamiento es variable en la dirección de rumbo de la falla normal (Walsh y Watterson, 1987). Existen varios factores que producen dichas variaciones: la segmentación de las fallas durante las etapas tempranas del fallamiento, la unión o eslabonamiento durante posteriores etapas de fallamiento y las irregularidades en la superficie de falla (Withjack et al., 2002). Los anticlinales de bloque techo y los sinclinales de bloque de piso se forman donde se tiene el menor desplazamiento en las fallas, y en donde se tiene el mayor desplazamiento se forman los sinclinales de bloque de techo y anticlinales de bloque de piso.

Los **pliegues por propagación de falla** comúnmente se desarrollan sobre fallas normales que se propagan hacia arriba. Para Withjack (2002), si la transición vertical desde la falla al pliegue es suave, se les denomina como pliegues por propagación de fallas “extensionales”. Si esta transición es abrupta, entonces se les conoce como “pliegues forzados extensionales” (figura 3.12).

Los **pliegues por flexión de falla** son flexiones que se forman en los bloques de techo de fallas normales no planas (figura 3.13). Algunos modelos geométricos simples (en los que se asume que el volumen de roca permanece constante durante el plegamiento) muestran que la forma de una falla normal tiene influencia en la formación del pliegue por flexión de falla en el bloque de techo: Si la superficie de una falla normal

tiene un segmento superior que se inclina suavemente y un segmento inferior que se inclina fuertemente se forma un monoclinal en el bloque de techo de la falla y se tiene un arrastre normal. Por otra parte, si la falla normal tiene un segmento superior que se inclina fuertemente y uno inferior que se inclina suavemente, también se forma un monoclinal en el bloque de techo de la falla pero el arrastre es inverso (Withjack, 1993). Las variaciones en la geometría en dirección del rumbo de la falla también pueden llegar a formar pliegues por flexión de falla extensionales, y a diferencia los pliegues por flexión de falla convencionales (cuyos ejes son paralelos a los de la falla principal), sus ejes son perpendiculares a los de la falla principal.

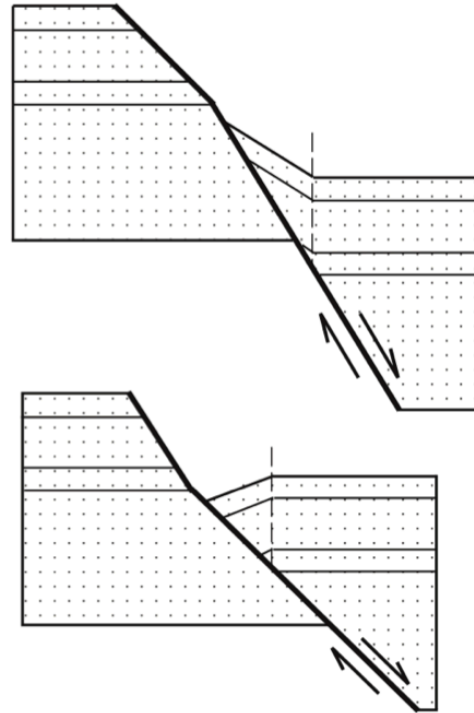


Figura 3.13 Modelos geométricos de pliegues por flexión de falla (con cizalla vertical como mecanismo de deformación dominante) producido por los cambios de la inclinación de la falla con la profundidad (modificado de Withjack et al., 2002).

3.2.2.3 Tipos de estilos estructurales

Según Withjack (2002), son cuatro los factores que influyen fuertemente el estilo estructural de las cuencas de *rift*: (1) El comportamiento mecánico de los paquetes sedimentarios, (2) la actividad tectónica pre-*rift*, (3) la oblicuidad del rompimiento y (3) la actividad tectónica pos-*rift*. Con base en estos factores pudo definir los estilos estructurales para las cuencas de *rift* en cinco categorías (figura 3.14). Las cuencas estándar se caracterizan por la presencia de fallas de basamento perpendiculares a la dirección de máxima extensión; las Tipo 1 por la presencia de pliegues extensionales forzados y por flexión de falla; las Tipo 2 por la presencia de cabalgaduras; las Tipo 3 por el *rifting* oblicuo debido a la presencia de debilidades estructurales previas a la extensión; y las Tipo 4 por la reactivación de fallas normales con un desplazamiento inverso, como resultado de procesos de compresión posteriores al *rifting* (Withjack et al., 2002).

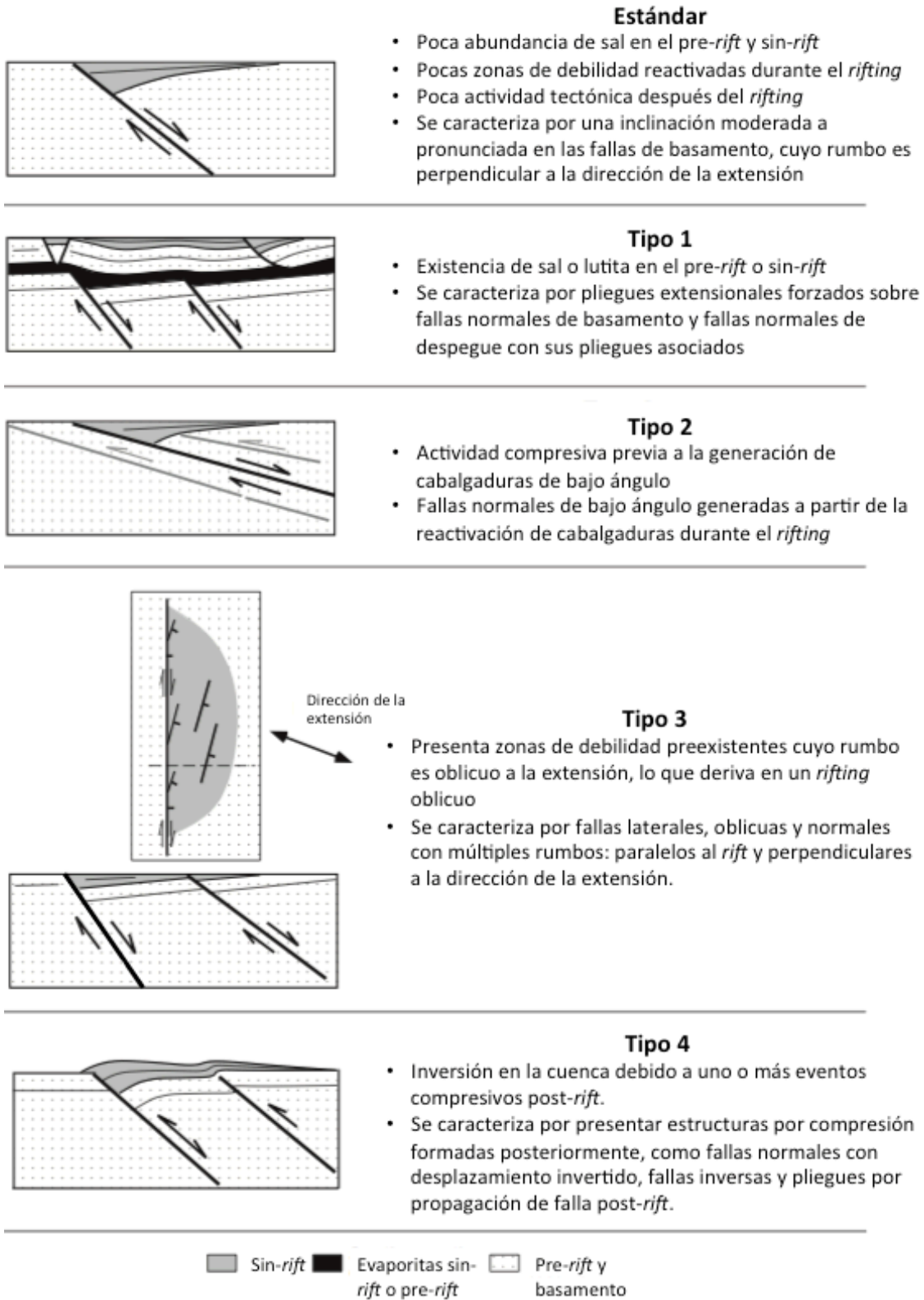


Figura 3.14 Tipos de estilos estructurales y sus características: Cuencas de *rift* estándar, tipo 1, tipo 2, tipo 3 y tipo 4 (modificado de Withjack, 2002).

3.2.3 SEDIMENTACIÓN Y UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS EN CUENCAS DE *RIFT*

3.2.3.1 Modelos tectono-sedimentarios en cuencas de *rift*

Como revisamos anteriormente, las fallas de borde pueden formar un graben o un semi-graben, dependiendo de cómo están dispuestos los márgenes fallados o de charnela que los contienen. Las cuencas de *rift* ocupan dichas estructuras y sirven como lugar final de depósito de sedimentos en ambientes diversos; dichos ambientes pueden ser no marinos (ambientes fluvial y lacustre) o marinos. Los sistemas depositacionales pueden incluir canales axiales o sistemas de dispersión submarinos, ríos transversales y abanicos submarinos.

3.2.3.1.1 Cuencas de *rift* continentales

Las etapas iniciales de extensión se caracterizan por la presencia de cuencas pequeñas asociadas a fallas y pliegues, donde los depósitos tempranos interactúan con el drenaje preexistente hasta que las pendientes tectónicas asociadas con el fallamiento pueden dominar el paisaje. Las nuevas pendientes originadas por tectonismo causan que los ríos transversales se desvíen y se canalicen topográficamente. Los lagos son rasgos comunes en la parte aislada del semi-graben, los que sirven como lugar de acumulación de sedimentos provenientes del drenaje transversal, biogénicos, y químicos. Los ambientes lacustres incluyen sistemas de playa permanentes y semipermanentes, dependiendo de la tasa de influjo de agua dulce contra evaporación. La rápida subsidencia de los bloques de fallas permite que existan condiciones de aguas profundas (hasta 1600 m) si existen las condiciones de balance de agua propias para ello (Gawthorpe y Leeder, 2000). Los lagos son sensibles a los cambios en el agua inducidos por el clima, y el ascenso y descenso del nivel es un control fundamental en la arquitectura de la cuenca (figura 3.15).

Con el eslabonamiento de cuencas sedimentarias la descarga de los ríos se vuelve axial. Los ríos axiales son propensos a ser afectados por los movimientos originados por la(s) falla(s) de borde activa(s), de tal forma que puede migrar de forma continua y estable hacia la falla dejando en su paso meandros asimétricos, o puede migrar hacia la falla en una serie de movimientos bruscos que pueden ser reflejo de procesos de fallamiento individuales (figura 3.16), (Peakall, 1998).

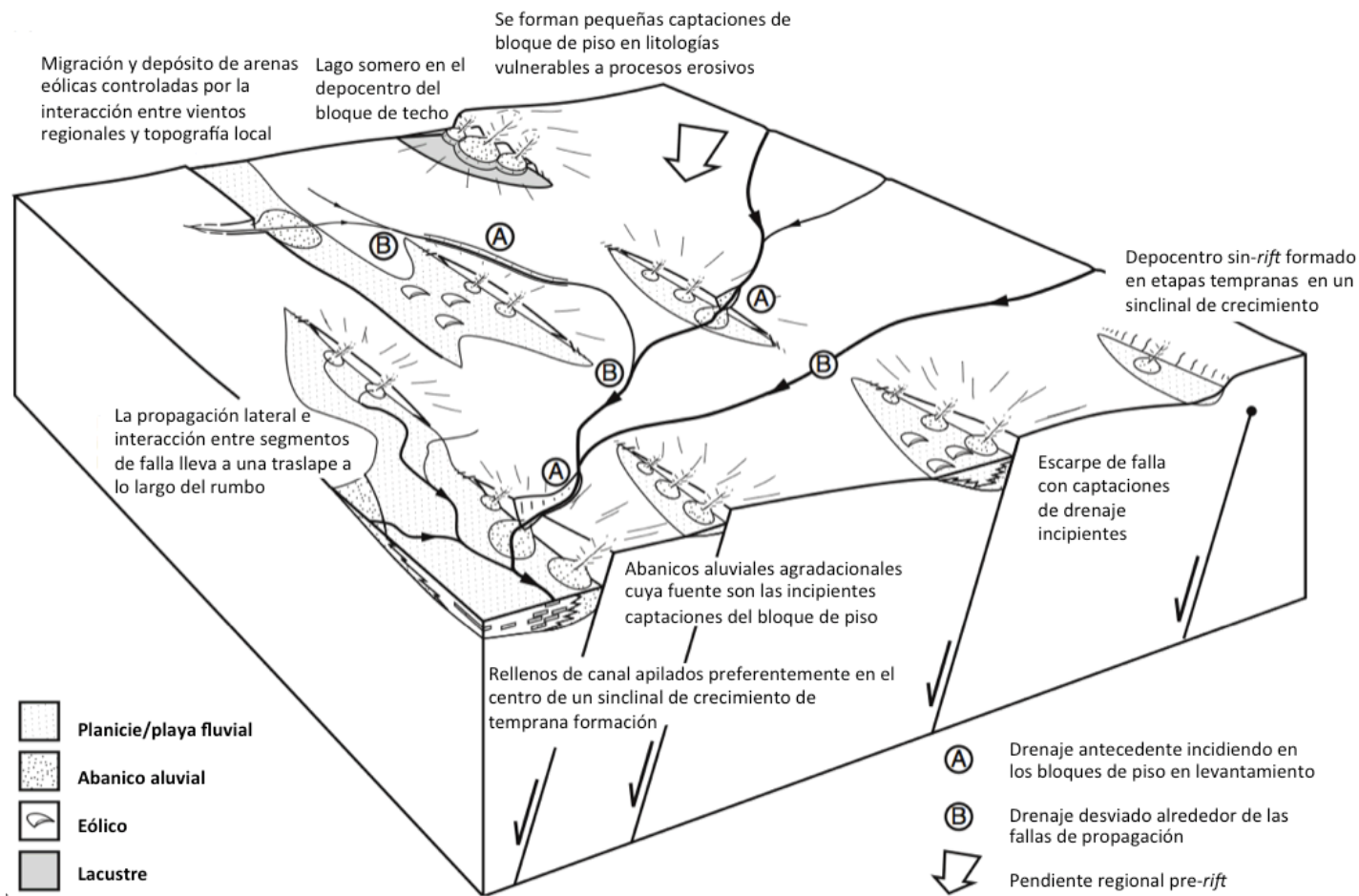


Figura 3.15 Evolución tectono-sedimentaria de un arreglo de fallas normales en un ambiente continental durante la etapa de iniciación. Consta de un gran número de subcuencas fluvio-lacustres en los bloques de techo. El drenaje antecesor es dominante, pero es modificado por los cambios topográficos asociados con el fallamiento y plegamiento. La estratigrafía en las subcuencas es variable debido a las diferencias en la fuente de aporte de sedimentos (modificado de Gawthorpe y Leeder, 2000).

3.2.3.1.2 *Cuencas de rift marinas*

Existe poca información sobre el estilo estructural y la respuesta estratigráfica de las cuencas marinas durante las etapas iniciales de extensión. La tasa de subsidencia y el relieve estructural entre los depocentros y los bloques de piso es bajo para esta etapa. Dentro de los depocentros controlados estructuralmente de forma individual se pueden identificar dos estilos tectonoestratigráficos distintos: (1) una etapa inicial de formación de pliegues asociados genéticamente al sepultarse la falla y (2) una etapa de fallamiento superficial subsecuente. Durante la primer etapa, la estratificación se adelgaza y se trunca hacia los monoclinales que se forman sobre las fallas sepultadas y son rotadas para formar sinclinales de bloque de techo. Los cambios de nivel del mar superpuestos en dichas rotaciones llevan a la formación de cuerpos arenosos regresivos forzados someros que rápidamente pasan a lutitas en dirección costa afuera dentro de los ejes de los sinclinales. En la segunda etapa, una vez que las fallas rompen la superficie, los estratos pasan a formar una geometría más propia de un semi-graben (figura 3.17). Los segmentos de falla y pliegues de crecimiento forman depresiones en el relieve que sirven como depocentros aislados que se unen parcialmente durante la marea alta para formar golfos y lagos alargados y someros (Gawthorpe y Leeder, 2000).

El eslabonamiento de fallas lleva a que la deformación se concentre en un número limitado de fallas principales, con lo que muchos segmentos de falla originados en etapas tempranas se vuelven inactivos. Sus depocentros pueden seguirse llenando de forma pasiva o si estos se encuentran cerca de los altos topográficos formados por los bloques de piso. Durante esta etapa, las fallas principales sufren de desplazamientos mayores que en la etapa inicial (Steckler, 1988).

El continuo incremento en el fallamiento e interacción entre fallas lleva a la localización de la deformación en las zonas de principales y al desarrollo de una topografía pronunciada de los bloques de piso y su inclinación forma estilos estructurales característicos de los graben y semi-graben, con abanicos de deltas de fuente de aporte transversal similares a los observados en cuencas lacustres. Los controles estructurales más importantes de las secuencias sedimentarias en *riffts* marinos incluyen la periodicidad y la migración del sitio de falla activo (Gawthorpe y Leeder, 2000), (figura 3.18).

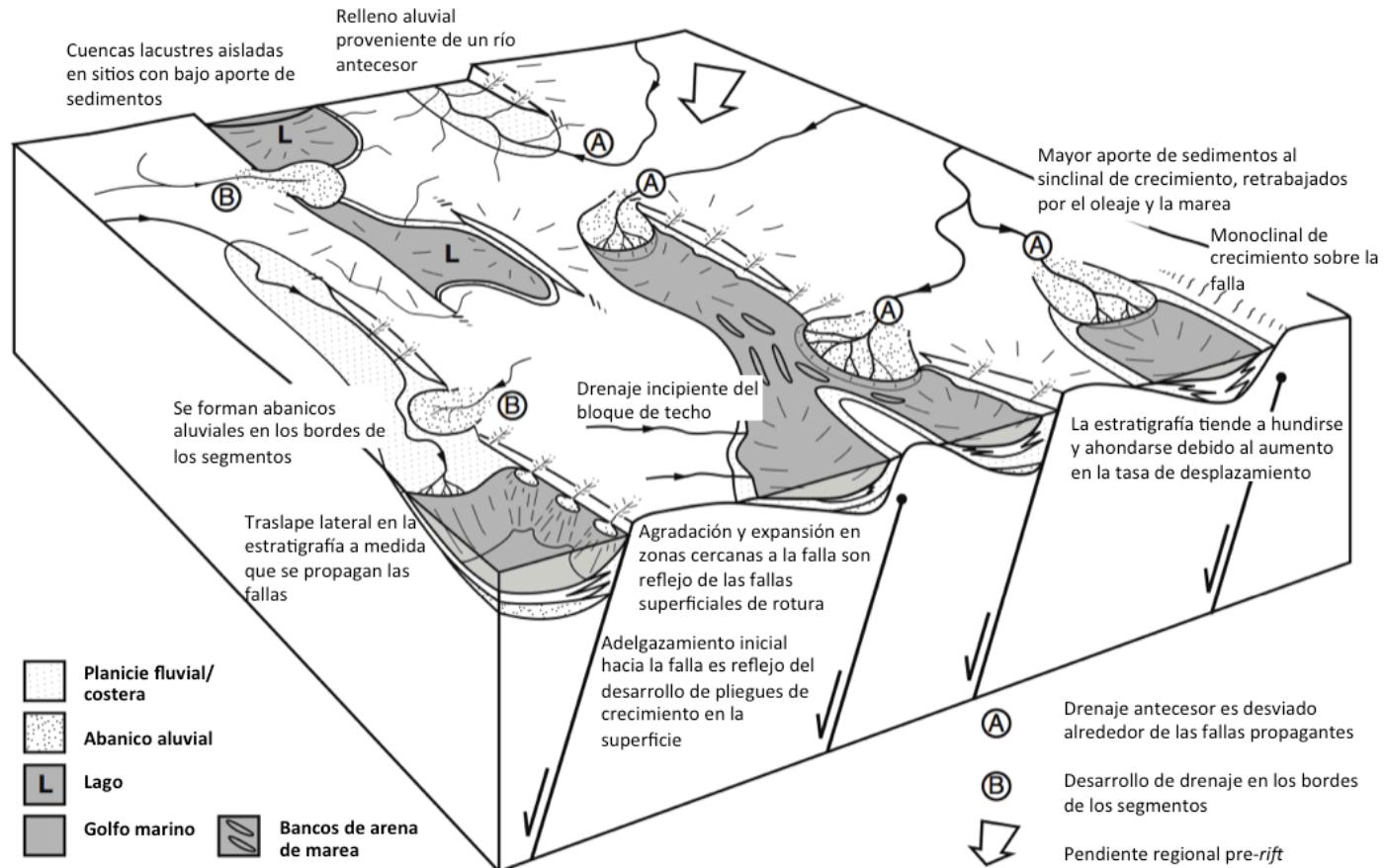


Figura 3.17 Evolución tectono-sedimentaria de un arreglo de fallas normales en un ambiente marino durante la etapa de iniciación. Los segmentos de falla y pliegues de crecimiento tempranos forman depresiones en el relieve que sirven como depocentros aislados, unidos parcialmente durante la marea alta para formar golfos y lagos alargados y someros. Estos depocentros tempranos sin-rift tienen variaciones estratigráficas que dependen de la posición con respecto al nivel del mar, fuente de aporte de sedimentos y la relación entre la topografía y el nivel medio del mar (modificado de Gawthorpe y Leeder, 2000).

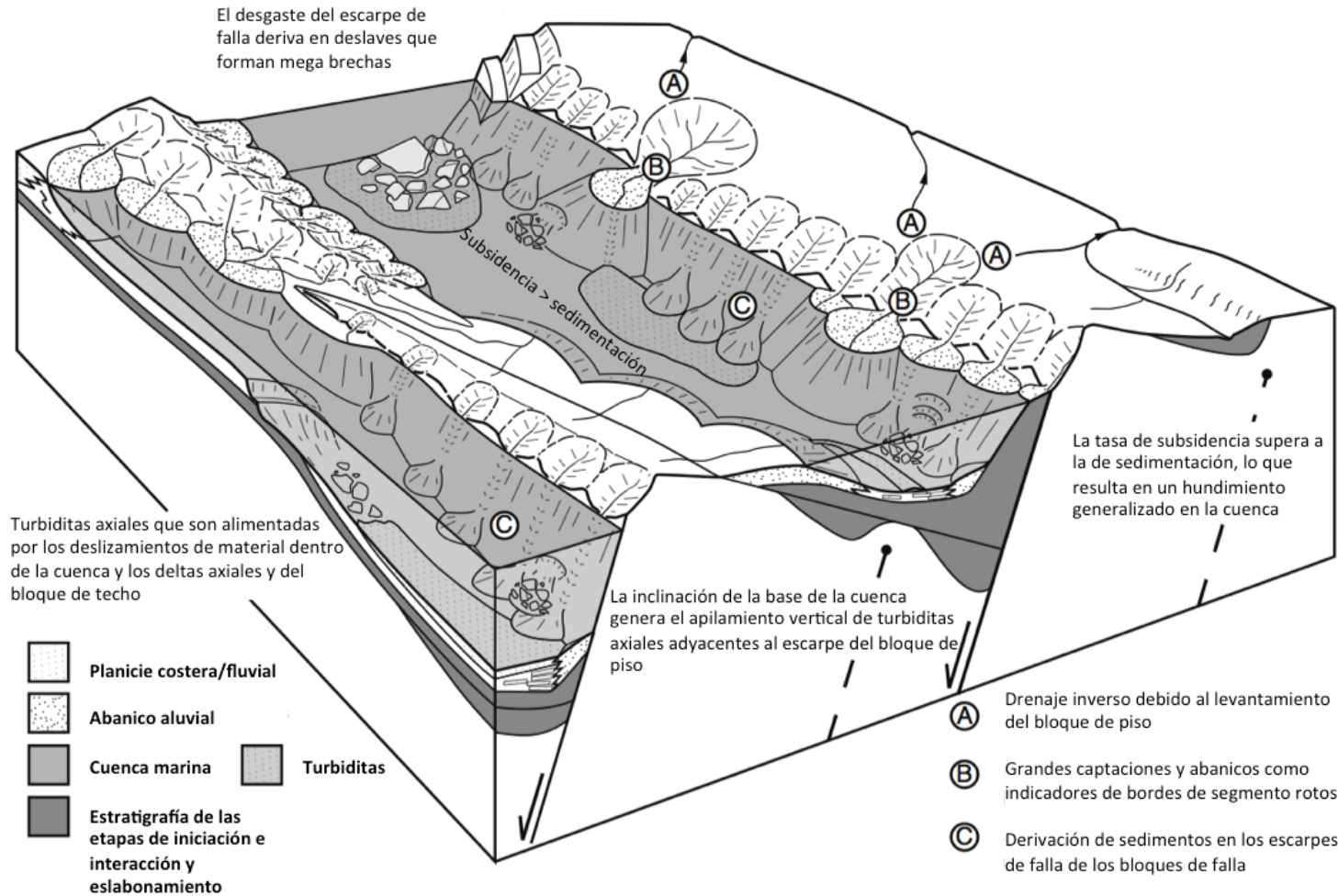


Figura 3.18 Evolución tectono-sedimentaria de un arreglo de fallas normales en un ambiente marino y/o de transición (costero) durante la etapa de zona de fallas penetrantes. El continuo incremento en el fallamiento e interacción entre fallas lleva a la localización de la deformación en las zonas de principales. Este fenómeno resulta en altas tasas de desplazamiento en las zonas de falla activas y relieves estructurales en las zonas de fallas (modificado de Gawthorpe y Leeder, 2000).

3.2.3.2 Unidades estratigráficas

3.2.3.2.1 *Discordancias*

Las unidades estratigráficas básicas asociadas con el *rifting* son los paquetes sedimentarios *pre-rift*, *sin-rift*, y *pos-rift* (Withjack et al., 2002).

La **discordancia inicial** (*rift-onset uncoformity*) separa a los paquetes sedimentarios *pre-rift* y *sin-rift*. Esta discordancia es sutil en muchas cuencas sedimentarias de *rift*. Sin embargo, también hay cuencas en las que existió deformación previa (y por lo tanto, no relacionada) al proceso de rompimiento, que derivó en el levantamiento y erosión de unidades *pre-rift* y resultó en la formación de una discordancia inicial pronunciada.

La **discordancia pos-rift** separa los paquetes sedimentarios *sin-rift* y *pos-rift*. Cuando esta discordancia se desarrolla durante la transición de *rifting* a deriva (*drifting*) se le conoce como “discordancia de rompimiento” (Falvey, 1974) y en cualquier caso puede ser sutil o pronunciada. Existen procesos tectónicos que pueden producir levantamiento y erosión, asociados con una discordancia pronunciada: (1) La elevación heredada por deformación previa al rompimiento, (2) el flujo lateral de calor proveniente del *rift*, (3) soporte dinámico aportado por la convección del manto, (4) “rebote” asociado con la relajación de esfuerzos durante el *rift-drift*, (5) *underplating* y (6) acortamiento cortical *pos-rift*.

3.2.3.2.2 *Paquete sedimentario sin-rift*

La mayoría de las cuencas de *rift* se desarrollan en etapas que duran millones de años. Durante las fases tempranas se forman numerosas fallas normales aisladas. A medida que progresa el *rifting*, algunas de estas fallas normales se prolongan y se juntan mientras otras se desactivan. En etapas posteriores, el proceso de eslabonamiento produce un sistema de fallas de borde. La cuenca aumenta en tamaño, y los bloques de piso de las fallas de borde pasa a formar altos en el relieve. El levantamiento de los flancos del *rift* empieza varios millones de años antes de que inicie el proceso de rompimiento. En muchas cuencas existe una discordancia que separa los paquetes *sin-rift* más antiguos de los recientes (esto tiene que ver con los cambios en la superficie de depósito a medida

que la cuenca evoluciona), y durante las etapas finales del *rifting* se pueden formar nuevas fallas que corten a la cuenca y el relleno de ésta (figura 3.19).

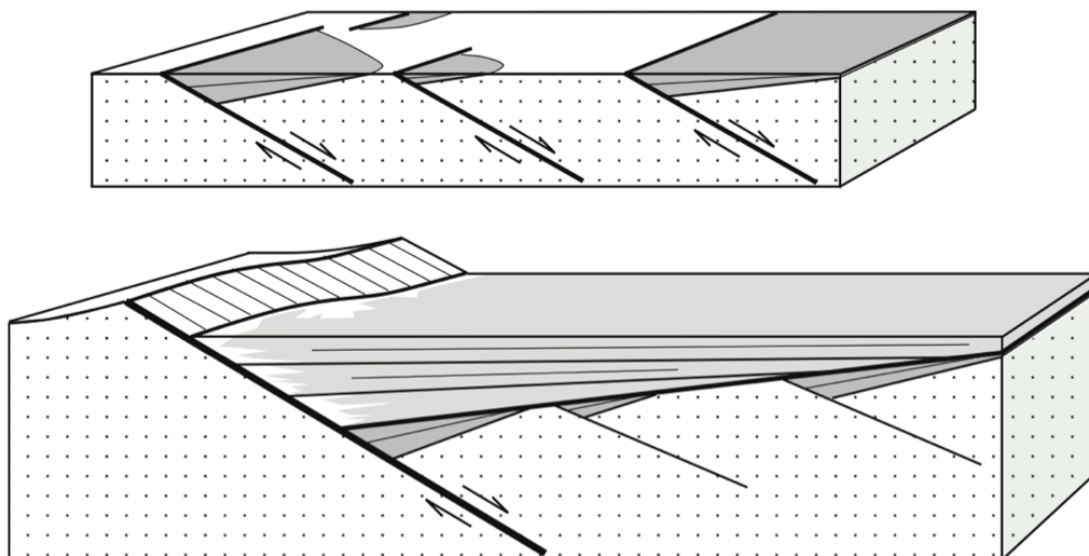


Figura 3.19 Dibujo esquemático que muestra la evolución de la sedimentación en una cuenca de *rift*. Arriba, el *rifting* incipiente con fallas normales secundarias aisladas. Abajo, un *rift* maduro con fallas de borde penetrantes, amplia depositación de sedimentos, levantamiento del bloque de piso y erosión. El área punteada representa el pre-*rift* y basamento cristalino, las áreas grises son los paquetes sin-*rift* (siendo las oscuras las más antiguas), (modificado de Withjack et al., 2002).

3.2.3.3 Controles tectono-estructurales en sistemas sedimentarios de *rift*

El espacio de acomodamiento generado por el fallamiento y por la topografía asociada al fallamiento es el control primario en los sistemas sedimentarios dentro de las cuencas *rift* (Gawthorpe y Leeder, 2000). Sin embargo, también existen otros factores que influyen en estos sistemas.

3.2.3.3.1 Influencia del levantamiento del bloque de piso

La topografía influenciada por fallas que rodea a una cuenca de *rift* es uno de los factores que afectan fuertemente a los sistemas sedimentarios (Leeder y Gawthorpe, 1987). El levantamiento del bloque de piso generalmente produce superficies topográficas que declinan hacia fuera de la cuenca, por lo que el drenaje toma esa dirección y la erosión del bloque de piso asociada aporta cierta cantidad de sedimentos a las cuencas adyacentes (Withjack et al., 2002).

3.2.3.3.2 Influencia de los pliegues y fallas interiores

Las fallas y pliegues interiores también afectan los patrones de depósito en las cuencas de *rift*. Los pliegues por desplazamiento de falla afectan localmente a la sedimentación con paquetes sin-*rift* que se engrosan en los sinclinales y adelgazan en los anticlinales que se forman en los bloques de techo y piso. El plegamiento progresivo y la depositación se combinan para producir una unidad sedimentaria sin-*rift* acuñada hacia las fallas interiores subyacentes.

3.2.3.3.3 Influencia de los movimientos tectónicos

Además de las estructuras interiores y topografía asociados a las cuencas de *rift*, la tectónica también afecta a los sistemas sedimentarios. El movimiento de las placas puede migrar una cuenca sedimentaria de un lugar a otro, lo que implicaría cambios climáticos, y en consecuencia afectaría la naturaleza, los mecanismos de transporte/depósito de sedimentos, la tasa de preservación y incluso el ambiente de depósito. Con base en lo anterior, se puede afirmar que las combinaciones de varias facies (fluviales áridas, fluviales húmedas, lacustres áridas, lacustres húmedas) pueden producirse por la creación de espacios de acomodamiento cerca de las fallas de borde, por el balance entre el espacio de acomodo y el aporte de sedimentos, y por los cambios climáticos controlados por la deriva de la tectónica de placas.

3.2.3.4 Interacción entre el clima y los controles tectono-estructurales durante la sedimentación

La tectónica es el control más importante en la sedimentación para cuencas de *rift* (Lambiase y Morley, 1999); el clima es un control de segundo grado (Scholz et al., 1997). Los ciclos de Milankovich producen variaciones climáticas cíclicas cada 10 a 100 mil años, y producen variaciones en el registro estratigráfico del orden de 1 a 10 m s. En las etapas tempranas de *rifting*, el drenaje dentro de la cuenca suele ser cerrado y poco extenso. Esto lleva a que en regiones áridas la tasa de evaporación supere a la tasa de aporte de sedimento, y en consecuencia, a la formación de cuencas de evaporitas. El clima es un factor importante para determinar que tipo de sedimentación domina en un *rift*: lacustre, fluvial o eólica. Lluvias abundantes en un clima cálido pueden producir

lagos con carbonatos, en contraste con los clásticos propios de zonas más templadas. Un clima seco puede producir cuencas de *rift* llenas de evaporitas como la del Atlántico Sur o del Golfo de Suez (Davison y Underhill, 2012) cuando existe una restringida entrada de agua de mar. En la mayoría de los casos, la precipitación de evaporitas es rápida (1 cm a^{-1}), por lo que una secuencia de 2 km de espesor puede desarrollarse en aproximadamente 200 mil años.

La dirección del viento puede afectar el clima local dentro de una cuenca. Cuando el viento sopla desde el bloque de piso hacia el bloque de techo de un semi-graben, la escorrentía se aleja de la cuenca. Por el contrario, si el viento sopla hacia el bloque de piso, la escorrentía fluye hacia el interior de la cuenca, sobre la pendiente que forma el bloque de techo. Por esta razón, si el viento sopla en dirección del bloque de techo favorecerá la formación de lagos más profundos y con ello, el desarrollo de una potencial roca generadora (figura 3.20).

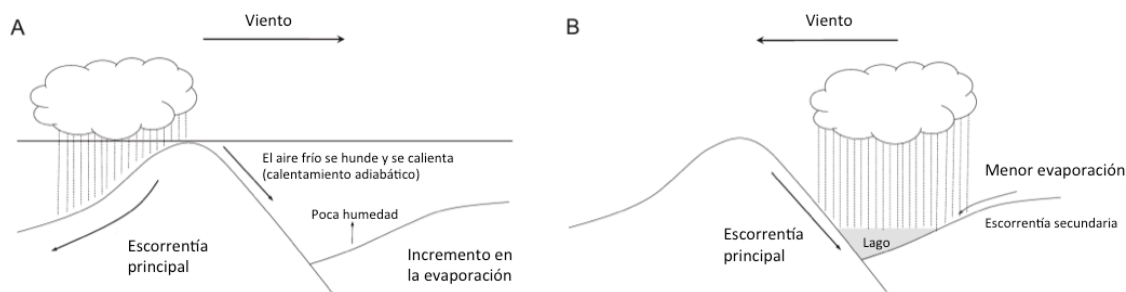


Figura 3.20 Dibujo esquemático que muestra cómo influye la dirección del viento y la polaridad del *rift* en el microclima (modificado de Davison, 2012).

CAPÍTULO 4. IMPORTANCIA ECONÓMICA-PETROLERA DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS ASOCIADAS A *RIFT*

4.1 Implicaciones para sistemas petroleros

En la mayoría de las cuencas sedimentarias, la tectónica es el control principal en la sedimentación; como consecuencia de esto, también es factor determinante en la formación de trampas petroleras, ya que la subsidencia controla geometría y la facies del relleno de la cuenca. La mayoría de los *riffts* se forman a partir de fallas normales que se caracterizan por tener en una etapa inicial una sedimentación cerrada con facies lacustres asociadas a éstos. Típicamente, con el desarrollo de los *riffts* continentales, las rocas generadoras se acumulan en lagos profundos (especialmente cuando el *rifting* es “rápido”), y las lutitas orgánicas suelen encontrarse en la parte profunda del *rift*. Los desplazamientos por fallamiento se incrementan y aumentan su extensión lateral, se unen y forman arreglos de fallas normales. Comúnmente, los depósitos marinos reemplazan a los continentales a medida que el *rift* crece en escala y forma un océano. Se pueden formar rocas generadoras de buena calidad durante esta etapa si el *rifting* es rápido, especialmente si la tasa de subsidencia es mayor que la de aporte de sedimentos en los depocentros formados en los semi-graben y la circulación oceánica es escasa.

4.1.1 ROCAS GENERADORAS EN *RIFTS*

Las rocas generadoras en la mayoría de los *riffts* productores de hidrocarburos pueden contener kerógeno del tipo I (algas), tipo III (plantas continentales) o la combinación de ambos (tipo II).

De acuerdo con Talbot (1988), quien estudió los lagos del *rift* del este de África, las condiciones climáticas más favorables para el desarrollo de rocas generadoras son los climas húmedos con circulación restringida de viento. Bajo esas condiciones, los lagos (principal destino final de depósito para rocas generadoras, como se vio anteriormente) serán más profundos, ligeramente alcalinos y con una estratificación estable. Dichas condiciones también promueven el crecimiento de abundante y densa vegetación, por lo que existiría una gran cantidad de materia orgánica disponible para ser transportada hacia

el interior de la cuenca. La densa vegetación inhibe la erosión de la superficie, por lo que también realza el potencial de la roca generadora. La meteorización química intensa favorecida por un clima cálido-húmedo mejora el contenido de nutrientes en el agua y fomenta la actividad orgánica, especialmente la del fitoplancton. En condiciones de clima seco se forman lagos salados someros, que son menos favorables para la formación de rocas generadoras.

En *riffts* marinos, las rocas madre suelen acumularse en depocentros de semi-graben, especialmente en aquellos donde hay poca circulación y condiciones anóxicas ya que estos factores favorecen la preservación de materia orgánica. Un *rift* del tipo discreto favorecerá el potencial de la roca generadora con la profundidad dado a que esto favorece el potencial de preservación de materia orgánica. Los *riffts* más profundos se forman en la litósfera estable y “fría”, en la cual la deformación cortical se centra en un *rift* difuso.

4.1.2 ROCAS ALMACENADORAS EN *RIFTS*

En general, las rocas almacenadoras por excelencia son las areniscas; los yacimientos en carbonatos son poco comunes. Las unidades almacenadoras clásticas principales son *pre-rift* o areniscas fluviales formadas en etapas tempranas, areniscas turbidíticas *sin-rift* y areniscas marinas someras o fluviales formadas en etapas tardías (figura 4.1). Las areniscas fluviales tempranas pueden estar distribuidas extensamente dentro de la cuenca en los bloques de falla rotados (excepto en donde hubo erosión posterior), mientras que las areniscas turbidíticas *sin-rift* pueden depositarse en los sistemas de cañones submarinos en los semi-graben o pueden depositarse también en el margen de flexión (figura 4.2). Pueden formarse conglomerados de pobre calidad en los bloques de techo de las fallas principales, que a veces sirven como sellos para otras unidades productoras.

De forma general, se formarán areniscas con un buen potencial almacenador si la fuente de aporte de sedimentos igualmente de buena calidad. También es importante considerar que tanto la porosidad como la permeabilidad (factores que determinan la calidad de una arenisca) se deterioran rápidamente con el sepultamiento como consecuencia de los procesos diagenéticos y el aumento en la compactación. Las areniscas en los *riffts* usualmente son arcosas moderadamente clasificadas, cuyo composición deriva del basamento.

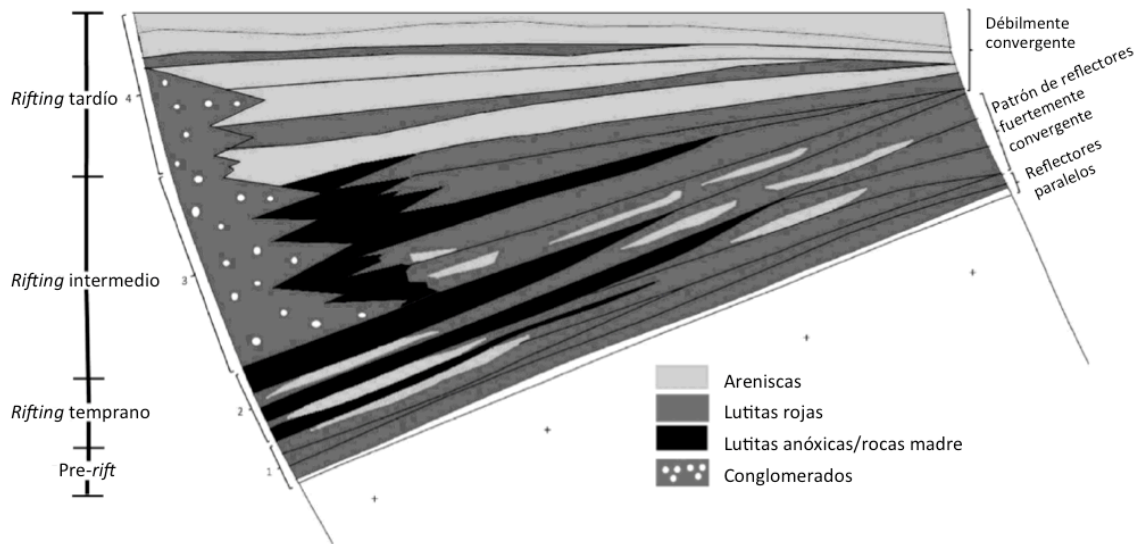


Figura 4.1 Un semi-graben que muestra el relleno sedimentario típico de una cuenca de *rift* continental con una fase temprana de relleno fluvial, una fase intermedia lacustre y una fase final fluvial-aluvial (modificado de Davison y Underhill, 2012).

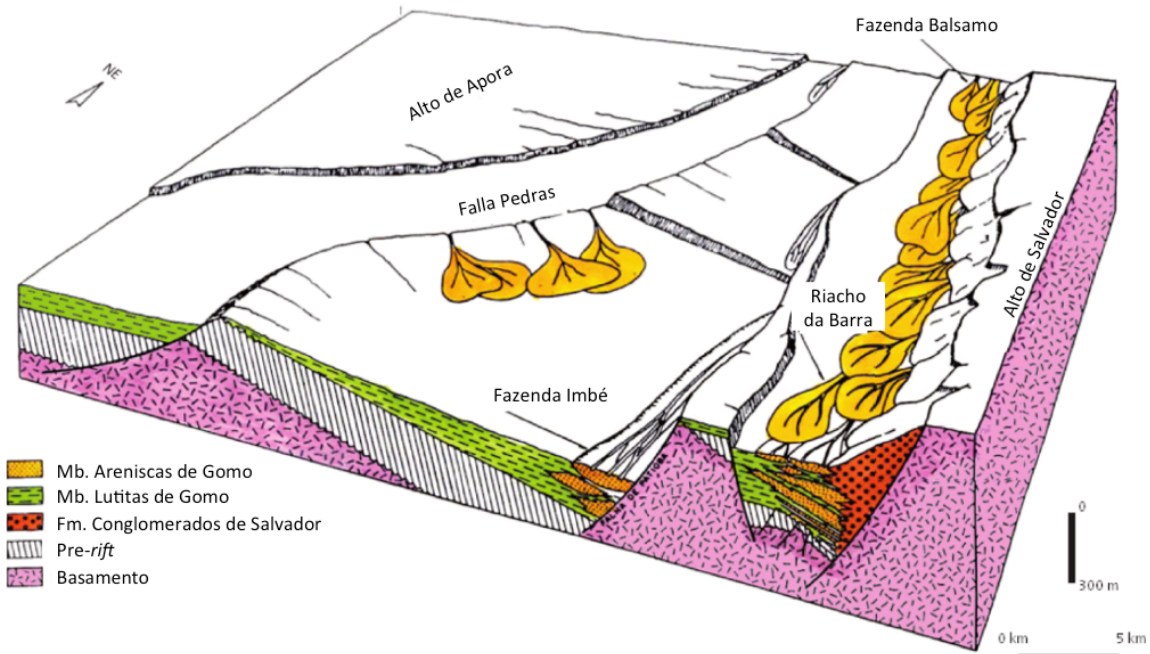


Figura 4.2 Diagrama de bloque que muestra yacimientos de areniscas producto de la deposición de material proveniente del bloque de techo, durante una fase de *rifting* activo (modificado de Bruhn, 1985).

Estas areniscas son sometidas a una drástica reducción de porosidad una vez que los

feldespatos se alteran. La porosidad se reduce rápidamente en los primeros 2 km de sepultamiento, pero puede volver a aumentar debido a los procesos de porosidad secundaria, en los cuales se generan ácidos orgánicos como precursores a la expulsión de aceite desde la roca madre. Por lo anterior, rocas almacenadoras con una porosidad de 20%-25% pueden preservarse a una profundidad de 4 km (Bruhn et al., 1988).

4.1.2 ROCAS SELLO EN *RIFTS*

En las etapas tempranas de formación del *rift* comúnmente se originan sistemas de drenaje cerrados. Estos sistemas llevan a la formación de lagos que servirán para la formación de lutitas ricas en contenido orgánico que servirán como rocas madre o como sellos regionales. Las lutitas en la parte continental del *rift* se desarrollan mejor en ambientes lacustres profundos. El poco éxito en la exploración de *riffts* continentales comúnmente se debe a la falta de una buena roca madre regional y un horizonte de sello, en donde las rocas generadora y sello puede ser la misma formación. Si prevalecen condiciones de clima árido, la evaporación de agua de mar o en lagunas puede llevar a la formación de evaporitas de grandes dimensiones durante la extensión. Estas actúan como sello para los yacimientos *pre-rift* y *sin-rift* que se sitúan por debajo.

4.2 Importancia económica-petrolera de las cuencas sedimentarias asociadas a *rift*

El 67% de las reservas mundiales de hidrocarburos yacen en campos gigantes de aceite y gas. Campos de este tipo poseen al menos 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). Los márgenes continentales pasivas situadas frente a cuencas oceánicas mayores son el entorno tectónico en el cual se centran la mayoría de los campos gigantes del mundo, con un 36%. En segundo lugar se encuentran los *riffts* continentales (especialmente aquellas cuencas que se desarrollan en aulacógenos en los bordes o el interior de los continentes), con un 31%. Los cinturones de colisión continental y las cuencas *foreland* asociadas a éstos conforman el tercer lugar, con un 20% del total de los campos gigantes del mundo. Otros entornos –incluyendo a las cuencas *foreland* en márgenes de colisión relacionados

Capítulo 4

a acreción de terrenos tectónicos y colisiones de arco, cuencas en entornos transformantes y cuencas en márgenes en subducción– representan el 14% o menos (Mann et al., 2003).

La importancia de los entornos extensionales es evidente: las márgenes pasivas y los *rift* suponen el 66% (dos tercios) de los 877 campos gigantes. Esta dominancia puede explicarse si consideramos los siguientes puntos: (1) la presencia de rocas madre de buena calidad en ambientes lacustres y marinos restringidos durante las etapas tempranas de *rift*; (2) la efectividad de las cuencas de hundimiento o márgenes pasivas situadas sobre los *rifts* para actuar como almacén de hidrocarburos y/o como sello para éstos; (3) la estabilidad tectónica después de las etapas de *rifting* tempranas, que permite que las fuentes de hidrocarburos y las acumulaciones de éstos se preserven y no sean afectados por las perturbaciones generadas por eventos tectónicos subsecuentes en límites de placas distantes (Mann et al., 2003).

La distribución geográfica de estos campos gigantes es la siguiente (Pettingill, 2001): Tres cuartos de todas las reservas gigantes provienen del Medio Oriente, Latinoamérica y la zona de Asia-Pacífico (figura 4.3). Los países que conforman la OCDE constituyen los mayores centros de consumo de hidrocarburos, pero solo conforman el 15% de las reservas gigantes combinadas de aceite y gas (Mann et al., 2003).

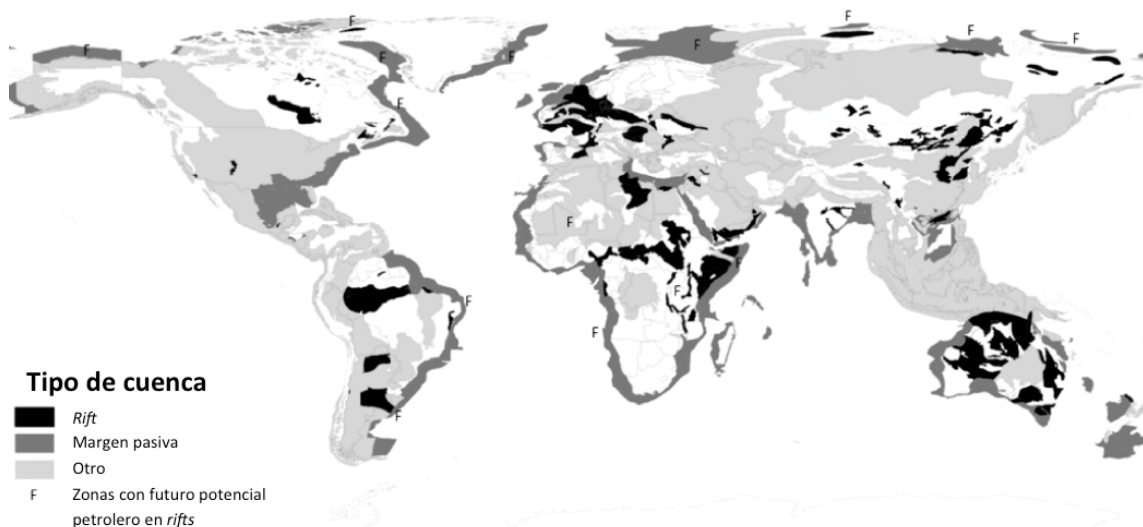


Figura 4.3 Mapa que muestra la distribución mundial de las cuencas petrolíferas asociadas a entornos extensionales: *rifts*, márgenes pasivas y zonas con futuro potencial petrolero (F), (modificado de Davison y Underhill, 2012).

CAPÍTULO 5. EJEMPLOS REPRESENTATIVOS

5.1 Ejemplos en México

5.1.1 LA CUENCA DEL GOLFO DE MÉXICO

5.1.1.1 Ubicación

La Provincia Petrolera Golfo de México Profundo corresponde a la porción central del Golfo. Limita al norte con la isobata de 500 m y el límite de la Zona Económica Exclusiva de México en el Golfo de México (PEMEX, 2013c).

5.1.1.2 Configuración tectónica y evolución estructural

5.1.1.2.1 Configuración tectónica de la Cuenca del Golfo de México

La parte central de la Golfo de México está constituida por corteza oceánica la cual está rodeada por corteza continental atenuada. Esta característica se originó durante el Triásico Superior-Neocomiano, durante la ruptura la separación de África y Sudamérica de América del Norte. Basándose en su naturaleza y extensión, la corteza del Golfo se ha dividido en cuatro tipos: continental, continental transicional gruesa, continental transicional delgada y oceánica; las tres últimas están presentes en esta provincia (PEMEX, 2013c). El tipo de corteza y su evolución es uno de los factores que han controlado las diferentes tasas de subsidencia y el flujo de calor en el Golfo. Otro elemento importante es la sal depositada en éste durante el Calloviano y que, de acuerdo al modelo de evolución del Golfo, de fue segmentada durante la etapa de generación de corteza oceánica quedando dos grandes áreas salinas conocidas como la Sal Louann y la Sal del Istmo. Los límites originales de estos cuerpos salinos se han modificado por la deformación que han experimentado posterior a su depósito (PEMEX, 2013 c).

Con base en sus características actuales, esta provincia se subdivide en 7 Provincias Geológicas, 6 de la cuales tienen un interés petrolero (PEMEX, 2013c): (1) Salina del Bravo, (2) Cinturón Plegado de Perdido, (3) Cordilleras Mexicanas, (4) Salina del Istmo, (5) Cinturón Plegado de Catemaco, y (6) Abisal del Golfo de México (figura 5.1).

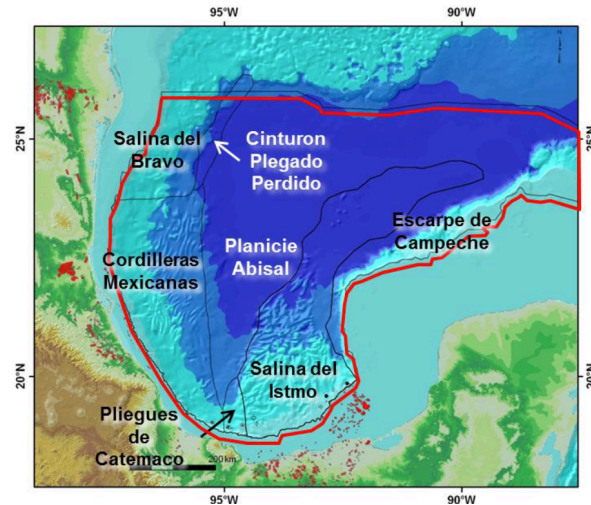


Figura 5.1 Mapa de ubicación de la Cuenca del Golfo de México, señalando las 7 subprovincias en las que se divide (tomado de PEMEX, 2013c).

5.1.1.2.2 Evolución estructural

Después de la gran extinción del Pérmico-Triásico, la Pangea empezó a desplazarse y esto sirvió como un evento precursor a la apertura y posterior evolución de la cuenca marina del Golfo de México. En el Triásico Superior se separaron las placas Norteamericana, Sudamericana y la parte oeste de África, con lo que empezaron a formarse numerosas cuencas de hundimiento profundas asociadas con el estiramiento de la corteza continental (figura 5.2).

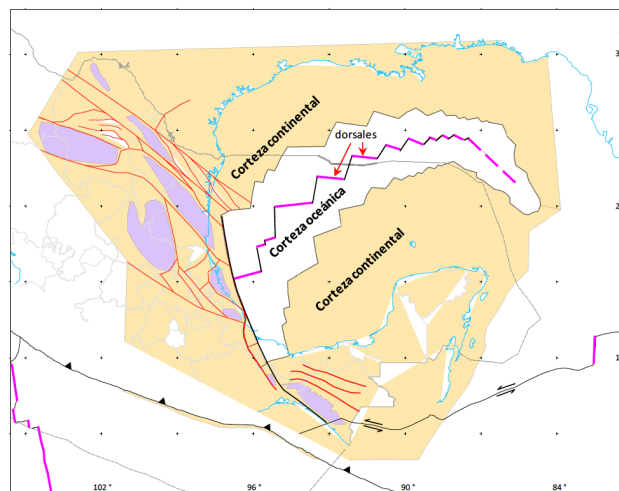


Figura 5.2 Mapa tectónico de la distribución de las cortezas oceánica y continental, así como las principales fallas y bloques relacionados con su formación (tomado de PEMEX 2013c, originalmente por Miranda et al., 2005).

El área que formaría el golfo estaba atravesada por fosas volcánicas que fueron rellenadas con depósitos volcánicos y capas rojas derivadas de material erosionado de las zonas más altas (Dribus et al., 2008).

El *rifting* duró hasta Jurásico Medio, y entonces el Golfo de México pasó a una etapa de deriva hasta el Cretácico Inferior (figura 5.3). Durante esta fase, los maremotos del Pacífico se extendieron hacia el este para rellenar las depresiones en subsidencia continua (*sag basins*) formadas por el estiramiento de la corteza en el proto-Golfo. Se cerró la conexión con el Pacífico, y los cuerpos aislados de agua salada serían sometidos a ciclos de reconstitución y evaporación que aumentarían la salinidad de éstos de manera constante. Lo anterior llevaría a la precipitación de halita en el centro de las cuencas y a la precipitación de anhidrita a lo largo de ciertos bordes. Los grandes espesores de los depósitos evaporíticos son evidencia del equilibrio sostenido entre las tasas de precipitación y de subsidencia (Dribus et al., 2008). El continuo estiramiento de la corteza durante esta etapa fomentó la separación de Yucatán y la placa Norteamericana. El Bloque Yucatán junto con el Macizo de Chiapas y la Cuenca Mesozoica del Sureste, se desplazaron rotando en contra de las manecillas del reloj hasta alcanzar su posición actual en el Berriasiano (Pindell et al., 2002; Pindell et al., 2008) (figura 5.4). 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 ésta.

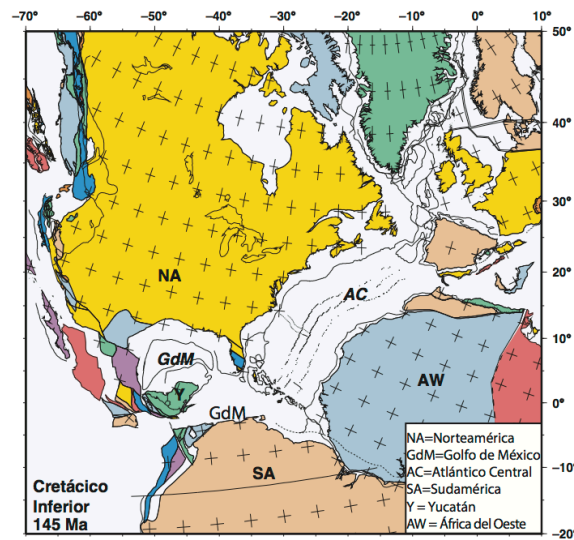


Figura 5.3 Configuración de los continentes y cuencas oceánicas en el Atlántico central y el Golfo de México para el Cretácico Inferior, hace aproximadamente 145 Ma (modificado de Dickinson y Stern, 2010).

Durante el Cretácico Superior, 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.

El impacto del asteroide Chicxulub hace 65 millones de años marcaría el fin del Cretácico. Al chocar, el cuerpo celeste generó un cráter con un diámetro superior a los 180 km y fundió la corteza hasta una profundidad de 29 km. Los sismos masivos derivados de este evento indujeron el deslizamiento de sedimentos costeros, a la vez que se produjeron tsunamis con oleaje de 100 m de altura que azotaron a la Cuenca del Golfo, Proto-Caribe y del Atlántico. Después del cataclismo, los sedimentos aportados por los episodios orogénicos en el margen oeste del Golfo comenzaron a rellenar la cuenca en subsidencia térmica, y continúan haciéndolo en la actualidad (Dribus et al., 2008).

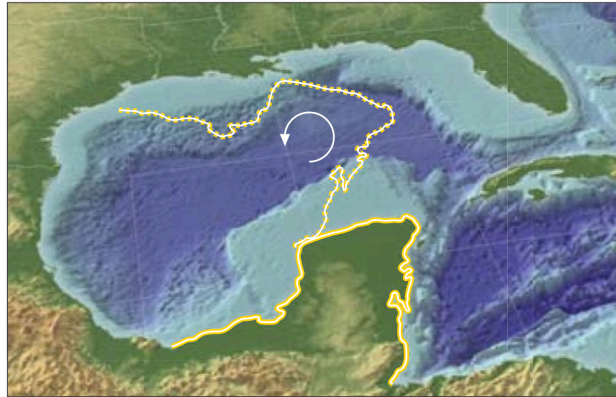


Figura 5.4 Movimiento de la microplaca de Yucatán durante el Cretácico Inferior (tomado de Dribus et al., 2008; modificado de Pindell et al., 2002).

5.1.1.3 Marco estratigráfico y sedimentológico

De acuerdo con el modelo de apertura del Golfo de México (Pindell et al., 2002; Pindell et al., 2008), la estratigrafía de la cuenca profunda del golfo cubre dos tipos de cortezas. En el centro de la cuenca, rocas del Jurásico Tardío sobreyacen una corteza oceánica. Por otra parte, hacia los márgenes del bloque Yucatán y Norteamérica, rocas evaporíticas y lechos rojos cubren una corteza continental adelgazada (PEMEX, 2013c), (figura 5.5)

Para el Jurásico Superior con mayor entrada de aguas marinas en la cuenca se desarrollaron rampas 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. A finales del Jurásico Superior se depositaron calizas arcillosas y lutitas calcáreas ricas en materia orgánica en condiciones anóxicas durante una transgresión marina.

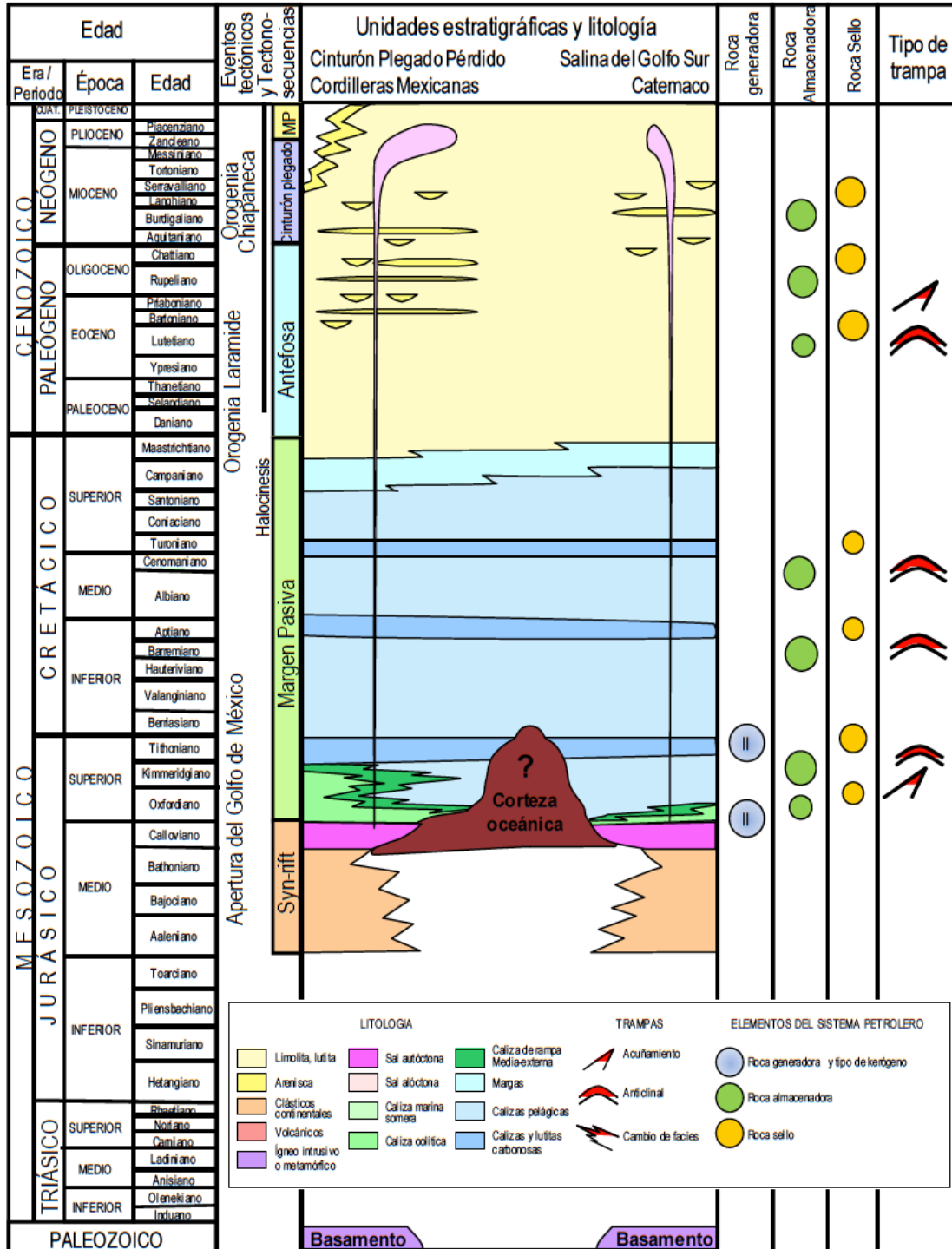


Figura 5.5 Columna estratigráfica de la Cuenca del Golfo de México (tomada de PEMEX, 2013a; modificada de Escalera y Hernández 2010).

Para el Cretácico, se generaron condiciones de cuenca abierta donde se depositaron carbonatos arcillosos en el golfo profundo (PEMEX, 2013c).

Durante el Cenozoico cambió el régimen sedimentario y la cuenca comenzó a recibir sedimentación siliciclástica que se depositó en facies de canales y abanicos de piso.

5.1.1.4 Sistema Petrolero

Se han identificado dos sistemas petroleros: Tithoniano-Kimmeridgiano (.) y Cretácico-Paleógeno-Neógeno(!), de los cuales solo se detallarán los elementos que conforman al primero por corresponder a la etapa de *rifting* y deriva del Golfo de México

5.1.1.4.1 Elementos del Sistema Petrolero Tithoniano-Kimmeridgiano (.)

5.1.1.4.1.1 Roca generadora

En la Provincia Geológica del 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. Las características indicativas de la roca generadora de la que provienen señalan que ésta se depositó en un ambiente arcilloso de poca circulación y que los aceites se generaron partir de kerógeno rico en materia orgánica marina con aporte continental. Se consideran de afinidad con rocas generadoras del Tithoniano (PEMEX, 2013c).

Hacia las zonas no perforadas del Golfo de México Profundo se han identificado la presencia de sistemas petroleros. Análisis geoquímicos han permitido determinar también su afinidad con las rocas generadoras del Tithoniano, y han proporcionado evidencias geoquímicas que la roca generadora está activa y está generando hidrocarburos actualmente (PEMEX, 2013c).

5.1.1.4.1.2 Roca almacenadora

Para la Provincia Petrolera del Golfo de México Profundo se tienen calizas de cuenca del Jurásico y Cretácico como rocas almacenadoras, que además pueden estar fracturadas por la tectónica salina y la compresión. Se ha establecido producción de hidrocarburos

extrapesados en los campos Tamil (carbonatos de cuenca fracturados del Cretácico medio) y Nab (brechas del Cretácico Superior), ubicados al sureste (PEMEX, 2013c).

5.1.1.4.1.3 Roca sello

La roca sello para los yacimientos del Mesozoico son las lutitas calcáreas del Tithoniano y los horizontes intraformacionales de calizas arcillosas del Cretácico (PEMEX, 2013c).

5.1.1.4.1.4 Trampa

Las trampas estructurales corresponden a pliegues con fallas inversas en sus flancos, con núcleos de sal o pliegues de rampas con sal evacuada que estructuran la secuencia del Mesozoico y el Paleógeno en el Cinturón Plegado de Catemaco y Salina del Istmo (PEMEX, 2013c).

5.1.1.4.1.5 Sincronía

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. 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 (aproximadamente 5 millones de años), e iniciaron su expulsión durante los últimos 3 o 2 millones de años hasta la época actual (PEMEX, 2013c).

5.1.1.5 Aspectos Económicos

En esta provincia se tiene estimada una reserva 3P de 1.7 MMMbpce, al 1 de enero de 2013. La distribución de los recursos prospectivos (volúmenes de hidrocarburos no descubiertos que se esperan recuperar asociados a una estrategia exploratoria) evaluados en 2013 en la Provincia Petrolera Golfo de México Profundo tiene una Media de 26.6 MMMbpce (PEMEX, 2013c).

5.1.2 CUENCA DE SABINAS

5.1.2.1 Ubicación

La Cuenca de Sabinas y la parte adyacente de la paleo península de Tamaulipas se localiza en la porción noreste del país y abarca parte de los estados de Coahuila y Nuevo León. Limita al sur con las provincias Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental, Parras-La Popa y Plataforma de Coahuila. Colinda al occidente con Chihuahua, al norte y oriente con EE.UU (figura 5.6).

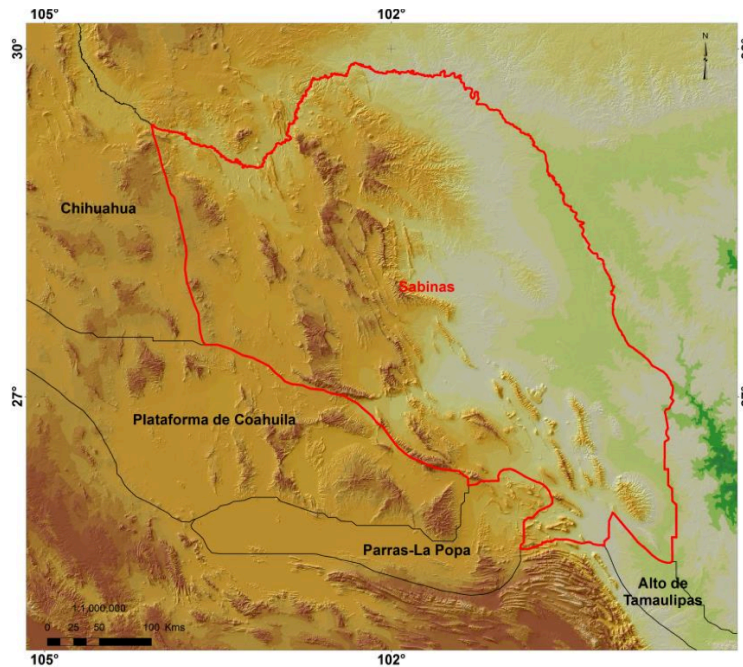


Figura 5.6 Mapa de localización de la Cuenca de Sabinas y los elementos tectónicos adyacentes (tomado de PEMEX, 2013a).

5.1.2.2 Configuración tectónica y evolución estructural (cuenca simétrica)

5.1.2.2.1 Configuración tectónica de la Cuenca de Sabinas

La Cuenca de Sabinas se ha interpretado como un *rift* abortado o aulacógeno asociado a la apertura del Golfo de México. En el aspecto geológico, está limitada por grandes unidades positivas que corresponden a elementos paleogeográficos del Jurásico Superior: El macizo El Burro-Picachos o Arco de Tamaulipas en el noreste, la Isla de Coahuila en el suroeste, al noroeste la Cuenca de Chihuahua y al sureste el Arco de Monterrey.

La configuración estructural actual comienza con el evento orogénico Ouachita-Marathon durante el Pérmico-Triásico (Goldhammer, 1999) y después está relacionada con el rompimiento y evolución del Golfo de México durante el Triásico Superior-Jurásico Medio (González-Sánchez, 2007).

Los elementos tectónicos formados durante la etapa de *rifting* comprenden a los altos de basamento: Isla de Coahuila, la Península de Burro-Peyotes, Península de Tamaulipas y las Islas de Monclova y La Mula. Estos elementos, junto con los bloques hundidos del basamento conforman la Cuenca de Sabinas (González-Sánchez, 2007).

El Bloque de Coahuila es un alto de basamento con intrusivos graníticos a granodioríticos del Pérmico-Triásico (Wilson et al., 1984). Hacia el oeste presenta una sucesión volcanoclástica del Paleozoico superior (Wilson, 1990). Está delimitado al norte por la Falla San Marcos, que es una falla lateral izquierda que probablemente estuvo activa durante la etapa de *rifting* del Triásico Superior al Jurásico Superior (Charleston, 1981). Al sur está delimitado por el lineamiento lateral izquierdo Torreón-Monterrey (Anderson y Schmidt, 1983), a lo largo de la Cuenca de Parras. En la actualidad, el Bloque de Coahuila se caracteriza por la presencia de carbonatos de plataforma del Cretácico ligeramente deformados por la Orogenia Laramide (Charleston, 1981; Johnson et al., 1991).

La Península de Tamaulipas está distribuida en dirección NW-SE, y se sitúa al este de la Cuenca de Sabinas. Su basamento está constituido por intrusiones permo-triásicas remanentes de un arco de islas Paleozoico (Goldhammer, 1999). En el oriente está limitada por la Falla Tamaulipas-Chiapas, una falla regional derecha (Pindell, 1985; Wilson, 1990).

La Península Burro-Peyotes constituye un alto de basamento al norte de la Cuenca de Sabinas que está formado por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico superior, y está delimitado en su parte sureste por la Falla La Babia (Charleston, 1981).

La formación de estructuras geológicas secundarias en las rocas mesozoicas del Golfo de Sabinas y los elementos paleogeográficos que la rodean está relacionada al evento orogénico del Cretácico Superior al Paleógeno que originó a la Sierra Madre Oriental (Orogenia Laramide). La sección deformada comprende la secuencia sedimentaria del Triásico Superior-Cretácico (Goldhammer, 1999).

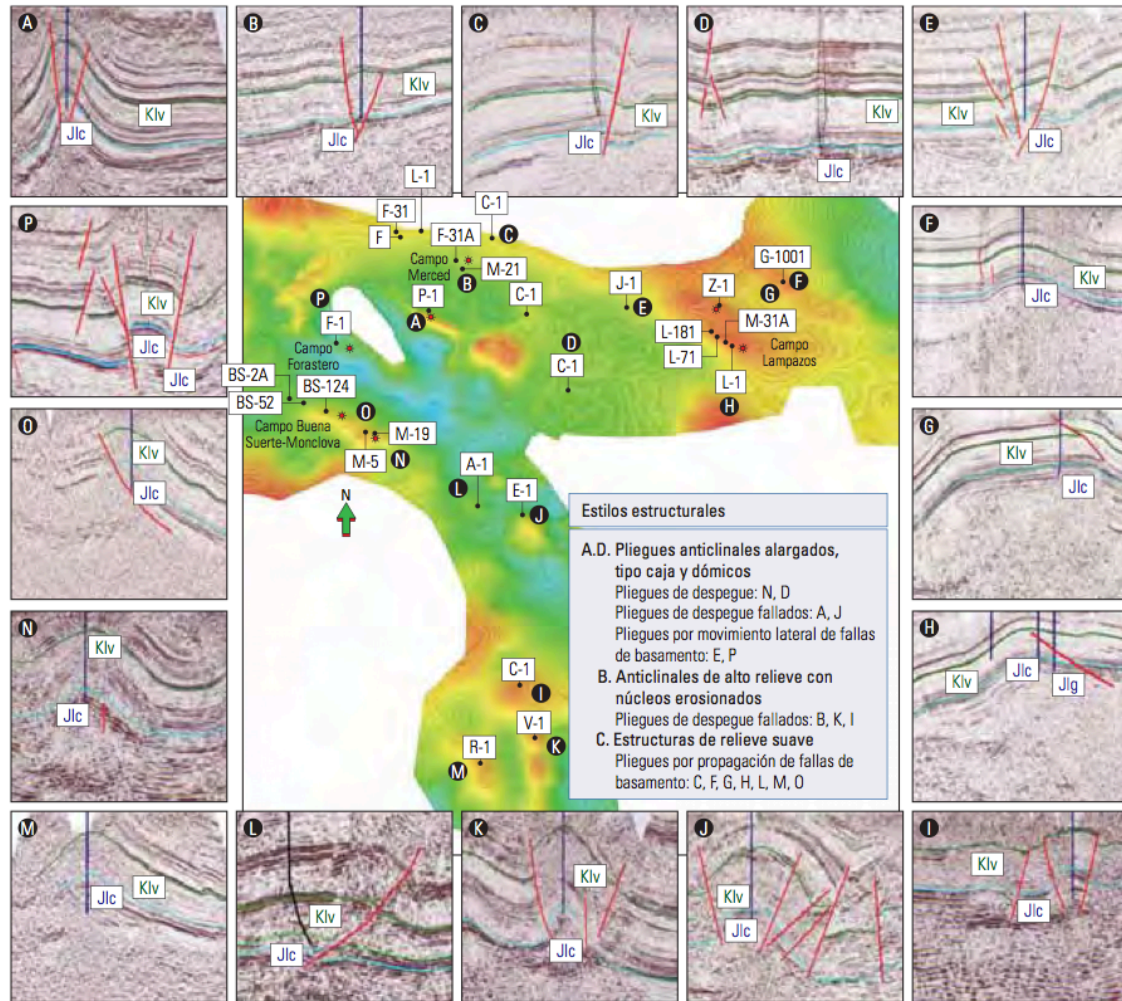


Figura 5.7 Mapa de ubicación y secciones sísmicas que muestran los diferentes estilos estructurales presentes en la Cuenca de Sabinas, influenciados por la Orogenia Laramide en el Cenozoico temprano. Explicación: Jlc = Fm. La Casita jurásica, Klv = Fm. La Virgen cretácica (tomado de Schlumberger, 2010).

Los estilos estructurales están relacionados con la presencia y espesor de sal jurásica y evaporitas cretácicas. Se presentan principalmente anticlinales con doble buzamiento con orientación NW-SE limitados por cabalgaduras que convergen hacia el SW-NE como resultado de la influencia que tienen los bordes de los elementos paleotectónicos de Coahuila y Tamaulipas. Se conocen cuatro estilos estructurales en la cuenca: (a) Pliegues anticlinales alargados y bifurcados donde las evaporitas jurásicas están presentes; (b) Anticlinales de alto relieve con núcleos erosionados hacia los márgenes de la cuenca donde las evaporitas jurásicas están ausentes; (c) Estructuras de relieve suave, cubiertas por rocas más jóvenes desarrolladas en el área de influencia de la Península de

Tamaulipas y (d) Estructuras anticlinales tipo caja y dómicas hacia las áreas de la cuenca, en donde las evaporitas tienen los mayores espesores (Eguiluz, 2001), (figura 5.7).

5.1.2.2.2 *Evolución estructural como cuenca de rift simétrica*

La configuración estructural y estratigráfica actual de la Cuenca de Sabinas es el resultado de una evolución tectónica que se compone de varios eventos (figura 5.8), algunos más antiguos que el *rift* y otras más recientes:

1. **El evento orogénico Marathon-Ouachita (Pérmico-Triásico).** La historia tectónica de la región en donde se ubica la Cuenca de Sabinas comienza en el Paleozoico Tardío con la colisión de las Placas Sudamericana, Africana y Norteamericana para formar la Pangea. Este evento formó el cinturón orogénico Marathon-Ouachita del Misisípico Superior al Pérmico inferior como sutura de la colisión continente-continente y llegó a su fin con el cierre del océano, producto de dicha colisión, mientras que Yucatán ocupaba el espacio entre Norteamérica al norte y Sudamérica hacia el sur (Puente, 2007).
2. **La etapa de *rift* (Triásico Superior-Jurásico Medio).** A partir del Triásico Superior inició la segmentación y *rifting* de la Pangea hasta el Calloviano, manifestándose como el adelgazamiento del basamento en el área, el cual se expresa como altos de basamento (Isla de Coahuila, Península de Tamaulipas, y altos Picacho y San Carlos), bajos de basamento (Cuencas de Sabinas) y fallas laterales que los delimitan (Mojave-Sonora, San Marcos y La Babia). El sistema de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo jugó un papel en el desprendimiento del bloque Yucatán en el occidente (Pindell et al., 2002) y en su posterior reubicación hasta su posición actual en el Berriasiano.
3. **La formación del Golfo de México (Triásico Superior-Cretácico Inferior).** Los esfuerzos originaron tensión y desplazamiento lateral izquierdo derivados de la disgregación de la Pangea, con lo que se formaron fosas entre las que destaca Cuenca de Sabinas. La depositación de lechos rojos, evaporitas e intrusiones de diques andesíticos caracterizaron esta etapa (Wilson, 1990) y además son característicos para las secuencias de *rift*. Los esfuerzos culminaron en el Oxfordiano cuando inició la generación de corteza oceánica nueva en el Golfo de México, que duró hasta el Berriasiano (Pindell, 1985), (figuras 5.9 y 5.10).
4. **El desarrollo del margen pasivo (Cretácico Superior).** Posteriormente, empezó una etapa de subsidencia térmica y enfriamiento cortical para el Golfo de México y las cuencas adyacentes. Los rasgos de basamento (es decir, los altos y bajos de basamento) sin-*rift* influyeron en la sedimentación continental y marina desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío (Wilson et al. 1984), mientras que la Orogenia Laramide la influenció a los sistemas sedimentarios desde fines del Cretácico hasta el Eoceno.
5. **La deformación Laramide (Cretácico Superior-Cenozoico inferior).** La etapa de margen pasivo culminó con el inicio de la Orogenia Laramide, la cual se interpreta que está relacionada con el cambio de orientación y de velocidad en la

Capítulo 5

subducción de la Placa Farallón con el borde continental oeste de la Placa Norteamericana. Este evento es el responsable de la deformación por contracción, de la reactivación de fallas de basamento y de la movilización de sal depositada en etapas tempranas del *rift*.

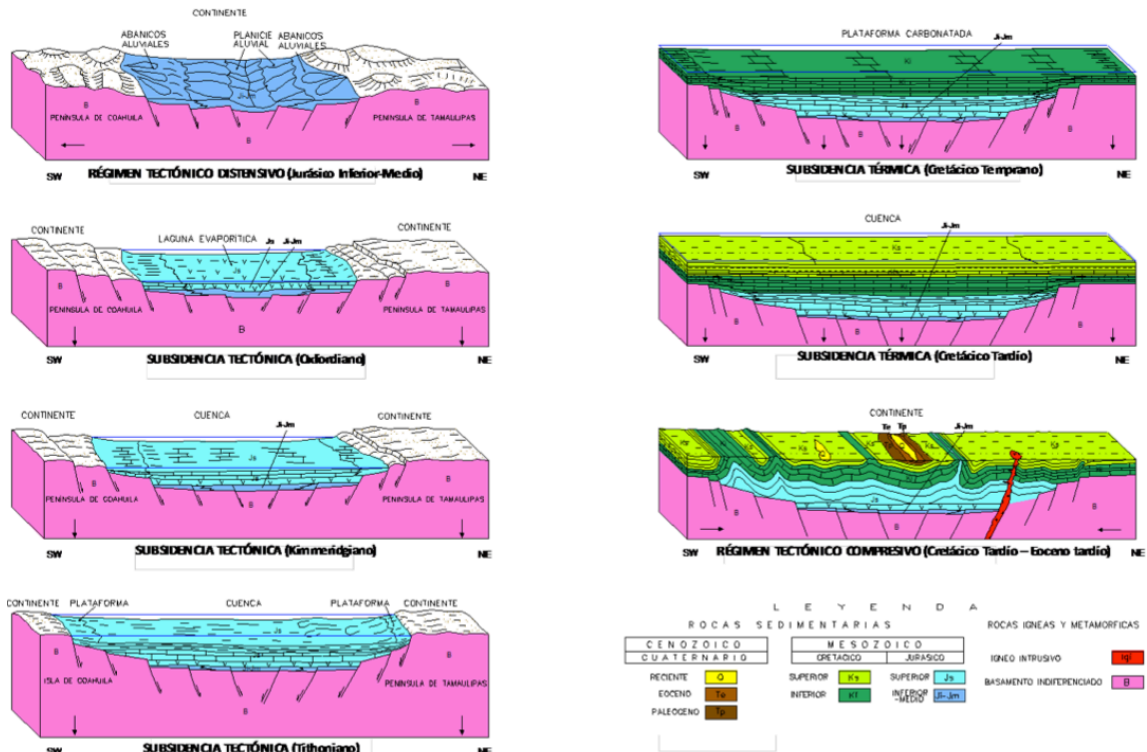


Figura 5.8 Evolución tectónica del Golfo de México y la Provincia de Sabinas-Burros-Picachos (tomado de PEMEX, 2013a; PEMEX-IMP, 2000).

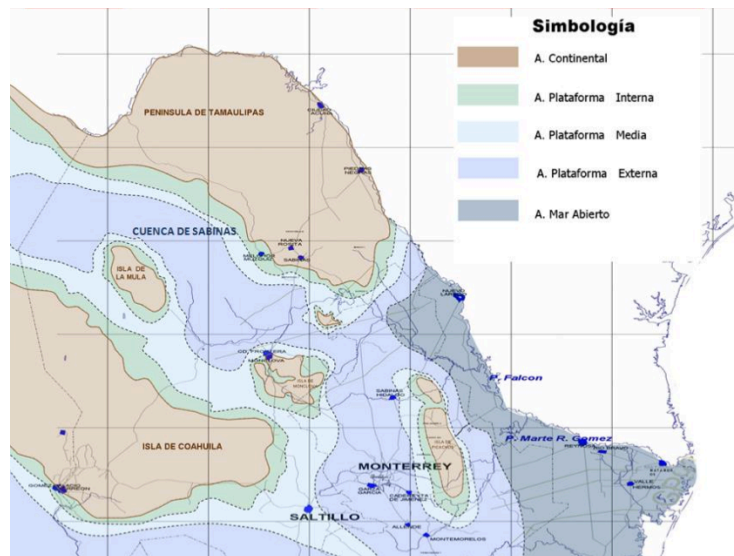


Figura 5.9 Distribución de paleoambientes que controlaron la sedimentación en el Jurásico Medio-Superior (tomado de PEMEX, 2013a).

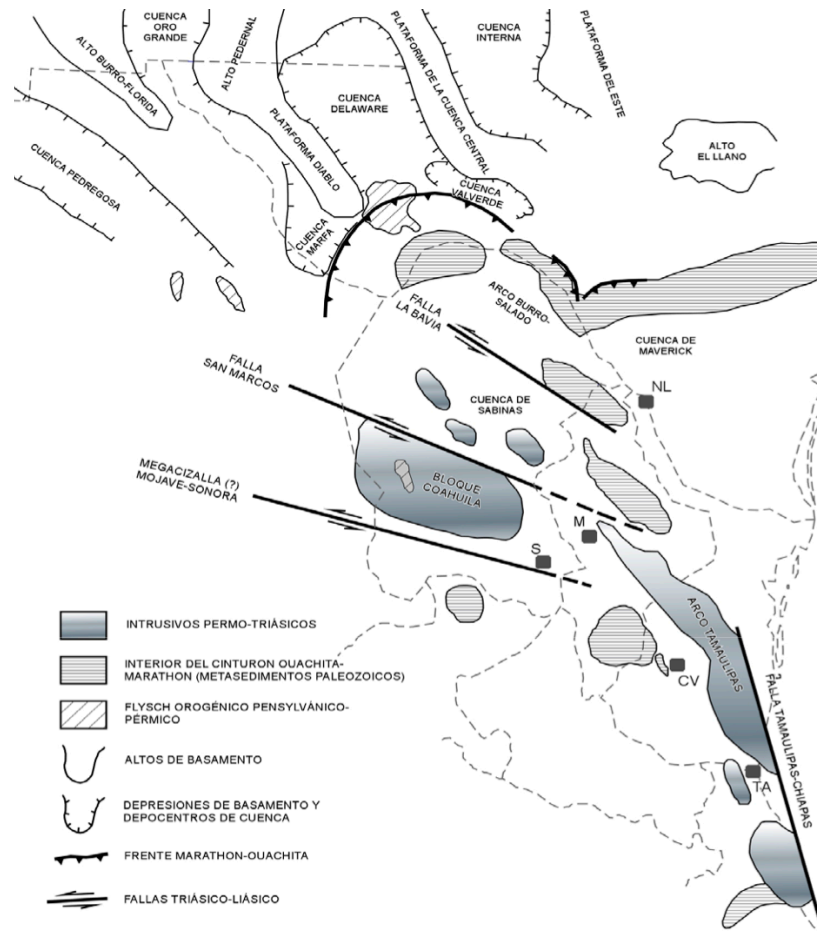


Figura 5.10 Paleoelementos actuales en el noreste de México. Explicación: TA-Tampico, CV-Ciudad Victoria, M-Monterrey, S-Salttillo, NL-Nuevo Laredo (tomado de Puente, 2007; modificado de Goldhammer, 1999).

5.1.2.3 Marco estratigráfico y sedimentológico

La columna sedimentaria descansa sobre bloques de basamento cristalino (ígeo-metamórfico) permo-triásico sobre los que se depositaron capas rojas derivadas de la erosión de los paleoelementos positivos (Grupo Huizachal) durante el Jurásico Inferior en lo que fuesen probablemente grabens o semi-grabens, así como rocas volcánicas calcoalcalinas en las etapas iniciales e intermedias del *rifting*, intercaladas con los conglomerados continentales (Goldhammer, 1999), (figura 5.11). La sedimentación marina en las partes más profundas en el centro de la cuenca inicia en el Calloviano-Oxfordiano con el depósito de secuencias de transgresión compuestas por conglomerados, evaporitas salinas intercaladas con rocas terrígenas de grano fino, calizas

y algunos terrígenos de la Formación Minas Viejas (Eguiluz, 2001) Al continuar la transgresión durante el Kimmeridgiano temprano, se formaron rampas carbonatadas sobre las evaporitas, en las que se depositaron calizas de agua somera de la Formación Zuloaga; en las áreas adyacentes a los bloques emergidos se desarrollaron rocas de facies marinas someras compuestas por areniscas cuarzo-feldespáticas y conglomerados de la Formación La Gloria (Padilla y Sánchez, 1986; Eguiluz, 2001) que cambia transicionalmente hacia arriba a la Formación Zuloaga. Durante el Oxfordiano Superior, las facies de arenas de playa de la Formación La Gloria continúan depositándose de forma simultánea, con los carbonatos y evaporitas de la Formación Olvido. Para el Kimmeridgiano-Berriasiano, conforme continua la subsidencia de la cuenca y el aporte de sedimentos siliciclásticos provenientes de los altos topográficos, se depositan las lutitas carbonosas, las areniscas interestratificadas con carbonatos y las lutitas calcáreas negras que conforman a la Formación La Casita sobre las Formaciones Olvido y La Gloria (Eguiluz, 2001). Estas facies fueron cubiertas del Berriasiano al Barremiano por conglomerados de las formaciones San Marcos y Hosston hacia los bordes de la cuenca, y una secuencia de terrígenos finos, carbonatos de cuenca y de borde de plataforma, evaporitas y calizas de alta energía de las formaciones Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula y La Virgen en la parte central (Eguiluz, 2001). En el Aptiano inferior se depositaron calizas someras de la Formación Cupido en una plataforma carbonatada limitada hacia el oriente por crecimientos orgánicos a lo largo del margen de la plataforma. Simultáneamente se desarrollo una zona de aguas profundas hacia el sureste en donde se depositaron calizas profundas la Formación Tamaulipas Inferior. Para el Aptiano superior se inició una nueva transgresión que originó condiciones de mar abierto y aguas relativamente profundas en las que se depositaron las lutitas y calizas arcillosas de la Formación La Peña y la facies terrígenas que consiste en areniscas ricas en carbonatos con espesores de hasta 15 m de la Formación Las Uvas en el área de la Plataforma de Coahuila (Lehmann et al., 1999; Eguiluz, 2001). Durante el Albiano continuó la subsidencia, por lo que siguieron depositándose calizas y lutitas de mar abierto de las formaciones Tamaulipas Superior, Kiamichi y Georgetown, las que gradúan a calizas de plataforma de las formaciones Aurora, Glen Rose, Edwards y McNight hacia los elementos positivos.

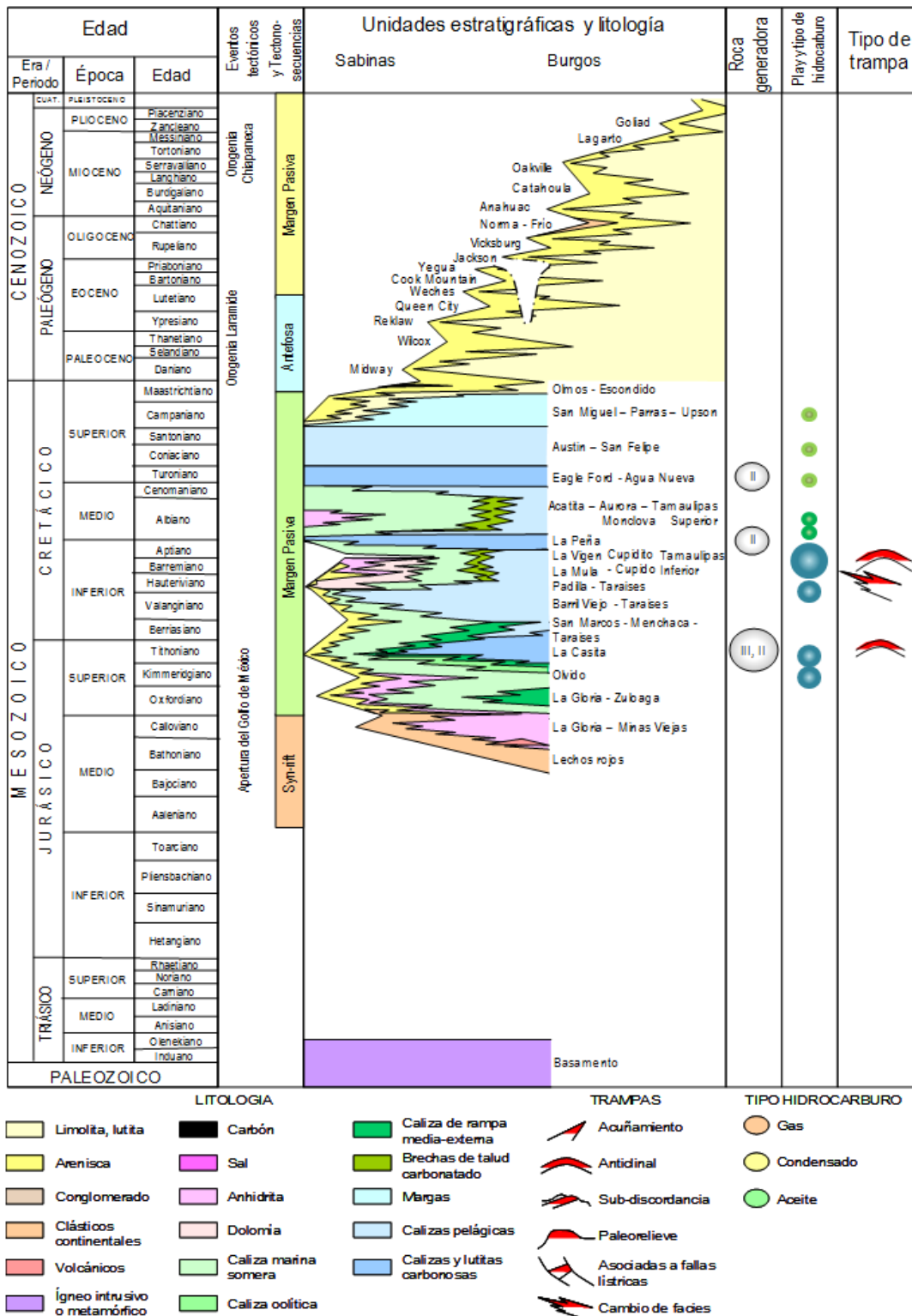


Figura 5.11 Columna estratigráfica de la Cuenca de Sabinas y el NE de México (tomada de PEMEX, 2013a; modificada de Escalera y Hernández 2010).

Durante el Cenomaniano hubo otra transgresión que estableció condiciones de

Capítulo 5

plataforma abierta en gran parte de la región. Se depositaron las formaciones Del Río y Buda. Durante el Cenomaniano superior-Turoniano se depositó un paquete de lutitas negras con calizas arenosas y areniscas calcáreas intercaladas con calizas de plataforma de la Formación Eagle Ford, que cambia lateralmente a facies de plataforma de las Formación Indidura hacia el sur y San Felipe hacia el sureste (Eguiluz, 2001). Durante el Coniaciano-Santoniano medio, el nivel del mar descendió y se depositaron los carbonatos de la Formación Austin, que además presenta intercalaciones con capas delgadas de bentonita (Padilla y Sánchez, 1986; Eguiluz, 2001). Al final del Cretácico empiezan los levantamientos de las áreas continentales en la parte central de México por efecto de la Orogenia Laramide. Esto ocasionó el incremento del material terrígeno y el depósito de facies deltaicas de las formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondido, como parte de un sistema regresivo (Eguiluz, 2001). El modelo sedimentario integrado se muestra en la figura 5.12.

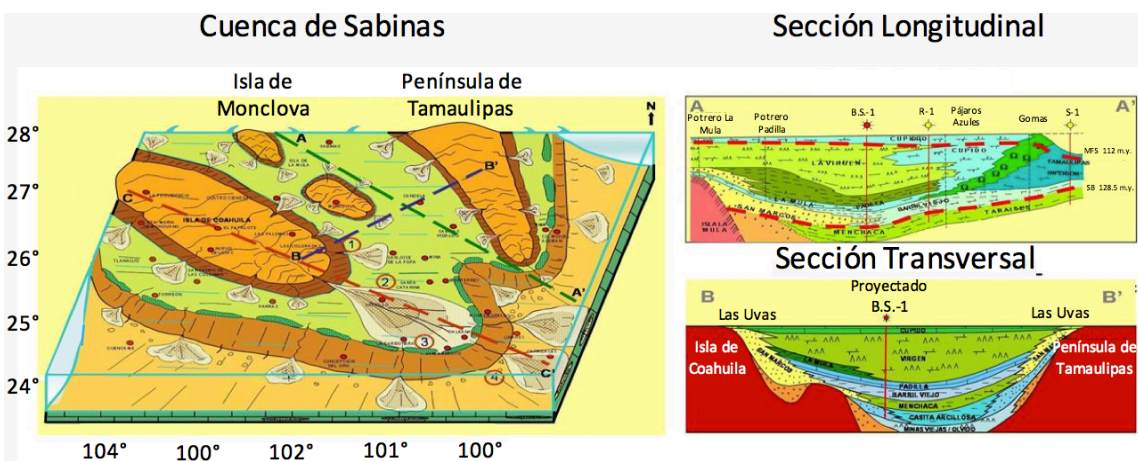


Figura 5.12 Modelo sedimentario Jurásico Cretácico para la Cuenca de Sabinas (tomado de PEMEX, 2013a).

5.1.2.4 Sistema petrolero

En la Provincia Petrolera Sabinas se han identificado tres sistemas petroleros, relacionados a rocas generadoras del Tithoniano, Aptiano y Turoniano. Estos sistemas petroleros productores de gas y condensado, se distribuyen ampliamente en esta cuenca. En este trabajo solo se detallara el sistema petrolero del Jurásico Superior (figura 5.13), que corresponde a la etapa *sin-rift* de la cuenca de Sabinas (PEMEX, 2013a).

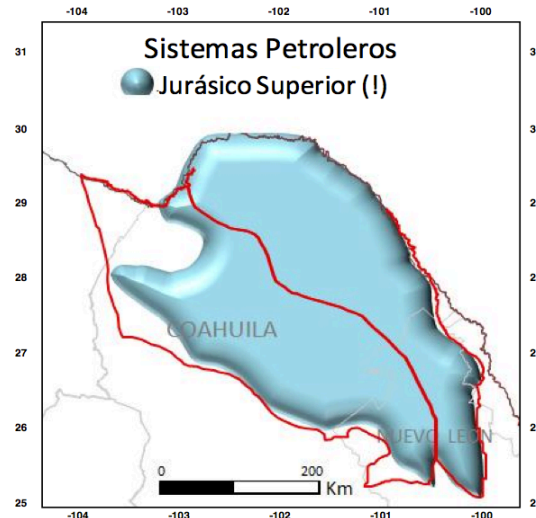


Figura 5.13 Extensión geográfica del sistema petrolero del Tithoniano (!) (tomado de PEMEX, 2013a).

5.1.2.4.1 Sistema Petrolero Tithoniano-Kimmeridgiano-Cretácico Inferior (!)

5.1.2.4.1.1 Roca Generadora

La principal roca generadora se ubica en la parte inferior de la Formación La Casita del Tithoniano, se distribuye regionalmente a lo largo y ancho de la cuenca y en la columna sedimentaria alcanzan profundidades en los depocentros del orden de 4000-8600 m. La materia orgánica es de un kerógeno de tipo III que es precursor de gas (Román y Holguín, 2001). Las características geoquímicas, definidas a partir de análisis de laboratorio a muestras de canal de pozos exploratorios, definen un valor de COT mayor a 4% en los depocentros, y una disminución gradual menor a 1% hacia los elementos positivos (Isla la Mula). En relación a su grado de madurez, son inmaduras en los paleoelementos altos ($< 0.5 \% R_o$) y cambia gradualmente hacia los depocentros donde llega a ser sobremadura ($> 1.2 \% R_o$), (PEMEX, 2013a).

5.1.2.4.1.2 Rocas Almacenadoras

Las formaciones La Gloria y Olvido del Kimmeridgiano están constituidas por secuencias de areniscas porosidades de 3 al 7%, incrementadas por el fracturamiento

natural y sus espesores que varían de 50 a 200 m (PEMEX, 2013a).

Las facies deltaicas de la Formación la Casita del Tithoniano están constituidas por areniscas calcáreas y calizas areno-arcillosas principalmente, y en menor proporción se tienen calizas mudstone a wackestone. La porosidad primaria es del 3 al 7% y del 12 a 20% en zonas afectadas por fracturamiento. Cuentan con espesores que varían de 50 a 200 m y en ella se ha desarrollado 7 campos (PEMEX, 2013a).

La Formación Padilla tiene microdolomías intercaladas con mudstone arcilloso, areniscas de grano fino, limolitas rojizas y horizontes delgados de anhidritas como rocas almacén, así como algunos desarrollos de packstone a grainstone. La porosidad primaria es de 3 a 6% y tiene espesores que varían de 50 a 600 m en los cuales se han desarrollado 3 campos (PEMEX, 2013a).

La Formación La Virgen del Cretácico Inferior tiene producción en secuencias de mudstone-wackestone cuya porosidad primaria varía de 3 a 7%, y llega hasta un 12% por fracturamiento. Tiene espesores que varían de 50 a 450 m y en esta facies se tiene un campo con la principal producción de hidrocarburos de la Cuenca de Sabinas (PEMEX, 2013a).

La Formación Cupido han tenido producción de gas en 3 campos. Se trata de calizas packstone a grainstone en estratos delgados a gruesos con intercalaciones de arcillas y nódulos de pedernal. La porosidad es de 8 a 14% y están asociadas también al fracturamiento natural de la roca (PEMEX, 2013a).

5.1.2.4.1.3 Roca Sello

La roca sello para el almacén del Oxfordiano son los depósitos evaporíticos de la Formación Olvido; para los almacenes del Kimmeridgiano son los horizontes arcillosos del Tithoniano de la Formación La Casita; para las facies deltaicas de la Formación La Casita son las facies arcillosas de la parte superior de la misma formación; para los almacenes del Cretácico Inferior de la Formación Padilla son los depósitos arcillosos de la Formación La Mula; para la Formación La Virgen son intraformacionales constituidos por los cuerpos anhidríticos de esta formación; para la Formación Cupido del Hauteriviano son los depósitos arcillosos de la Formación La Peña (PEMEX, 2013a).

5.1.2.4.1.4 Trampas

Las trampas de los campos productores de la Cuenca de Sabinas en yacimientos del Cretácico son del tipo estructural, nucleadas por sal con zonas plegadas y fuertemente fracturadas en sus crestas. También existen trampas de tipo estratigráfico asociadas a cuñas estratigráficas contra paleoelementos positivos, y aquellas con cambios laterales de facies arenosas a arcillosas (PEMEX, 2013a).

5.1.2.4.1.5 Sincronía

La tabla de eventos resume los elementos y procesos esenciales del sistema petrolero en el tiempo. Incluye la edad, la relación que guardan entre sí dichos elementos, el tiempo de preservación y el momento crítico considerando el tectonismo que podría afectar la preservación de los sistemas petroleros (PEMEX, 2013a), (figura 5.14).

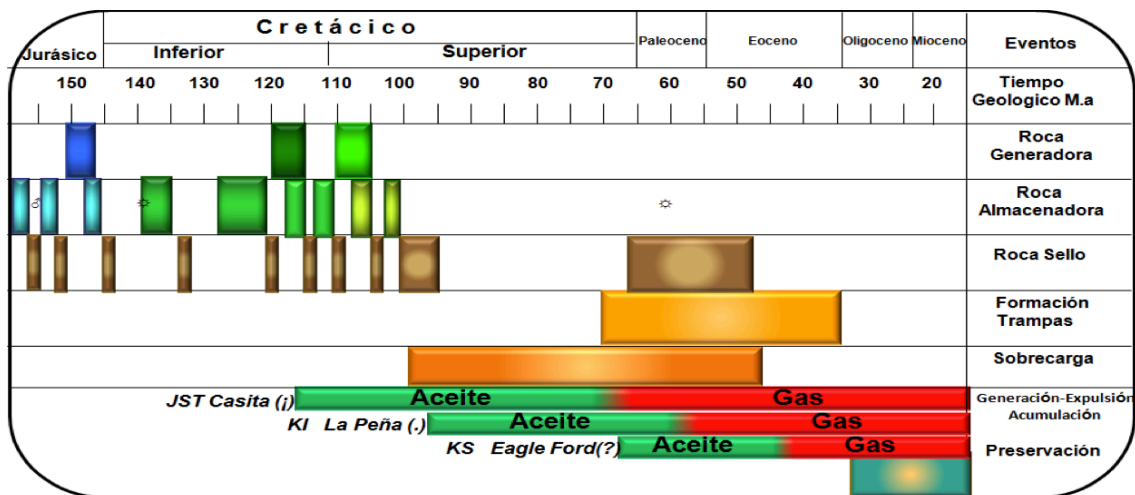


Figura 5.14 Tabla de sincronía de eventos y procesos para la Cuenca de Sabinas y parte del NE de México (tomado de PEMEX, 2013a).

El Tithoniano La Casita es el principal subsistema generador conocido en una etapa de sobremadurez de la materia orgánica, que provee los hidrocarburos gaseosos a los *plays* más importantes (La Casita, La Virgen y Cupido). Su presencia se manifiesta en las acumulaciones de los niveles estratigráficos del Jurásico y Cretácico Superior e Inferior.

5.1.2.5 Aspectos económicos

La exploración en esta provincia petrolera se inició en la década de 1930 con la perforación de los pozos San Marcos-1 y San Marcos-2. Sin embargo, es hasta 1975, con la terminación del pozo productor de gas seco Buena Suerte-2A en dolomías del Play Padilla, que se establece producción en la cuenca. Este descubrimiento fue seguido en 1976 por el pozo Monclova-1, detonando el desarrollo en esa provincia. Con el desarrollo de los campos Monclova-Buena Suerte, Lampazos y Florida la cuenca alcanzó su producción máxima histórica de 158 millones de pies cúbicos diarios de gas en 1979. En años siguientes, la producción declinó hasta menos de 10 millones de pies cúbicos diarios en 1991. De 1992 a 1995, la producción de la cuenca experimentó un repunte con el desarrollo del campo Merced, alcanzando los 58 millones de pies cúbicos diarios. Con el desarrollo de los campos Forastero y Pirineo, la producción de esta provincia se ha elevado nuevamente hasta los 61 millones de pies cúbicos diarios en 2008 (figura 5.15).

Esta cuenca ha acumulado más de 441 mil millones de pies cúbicos de gas provenientes de 23 campos descubiertos. Los campos más importantes son Monclova-Buena Suerte, Pirineo, Merced, Forastero, Lampazos y Minero.

Tanto las reservas remanentes como la producción acumulada de los *plays* convencionales para esta provincia son de 0.1 MMMbpce respectivamente, al 1 de enero de 2013. Por otra parte, a distribución de los recursos prospectivos evaluados a ese mismo año tienen una media de 0.4 MMMbpce.

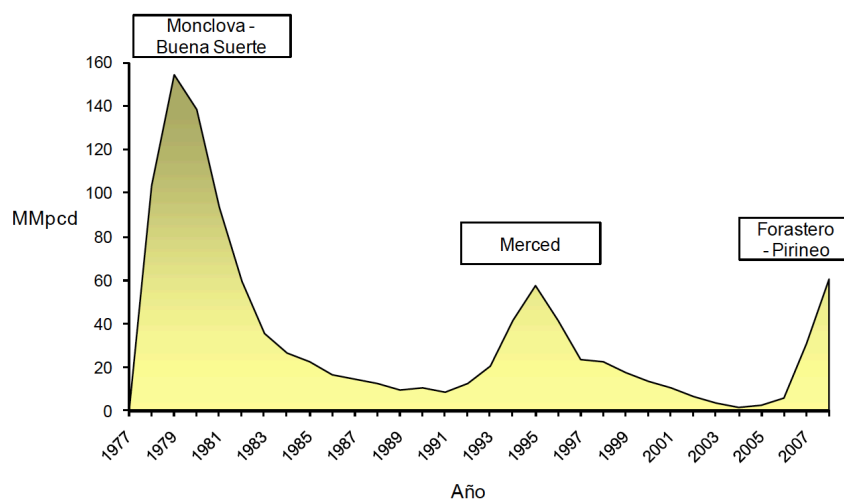


Figura 5.15 Producción histórica anualizada de la Provincia Petrolera Sabinas-Burro-Picachos (tomado de PEMEX, 2013a).

5.1.3 CUENCA DE CHIHUAHUA

5.1.3.1 Ubicación

La Cuenca de Chihuahua se localiza en la porción norte de México, ocupando la parte este del Estado de Chihuahua. Al N y NE limita con Estados Unidos, al W con la Faja Volcánica de la Sierra Madre Oriental, al S con la Provincia Geológica Plataforma de Coahuila y al SE con la Cuenca de Sabinas (PEMEX, 2013b), (figura 5.16).

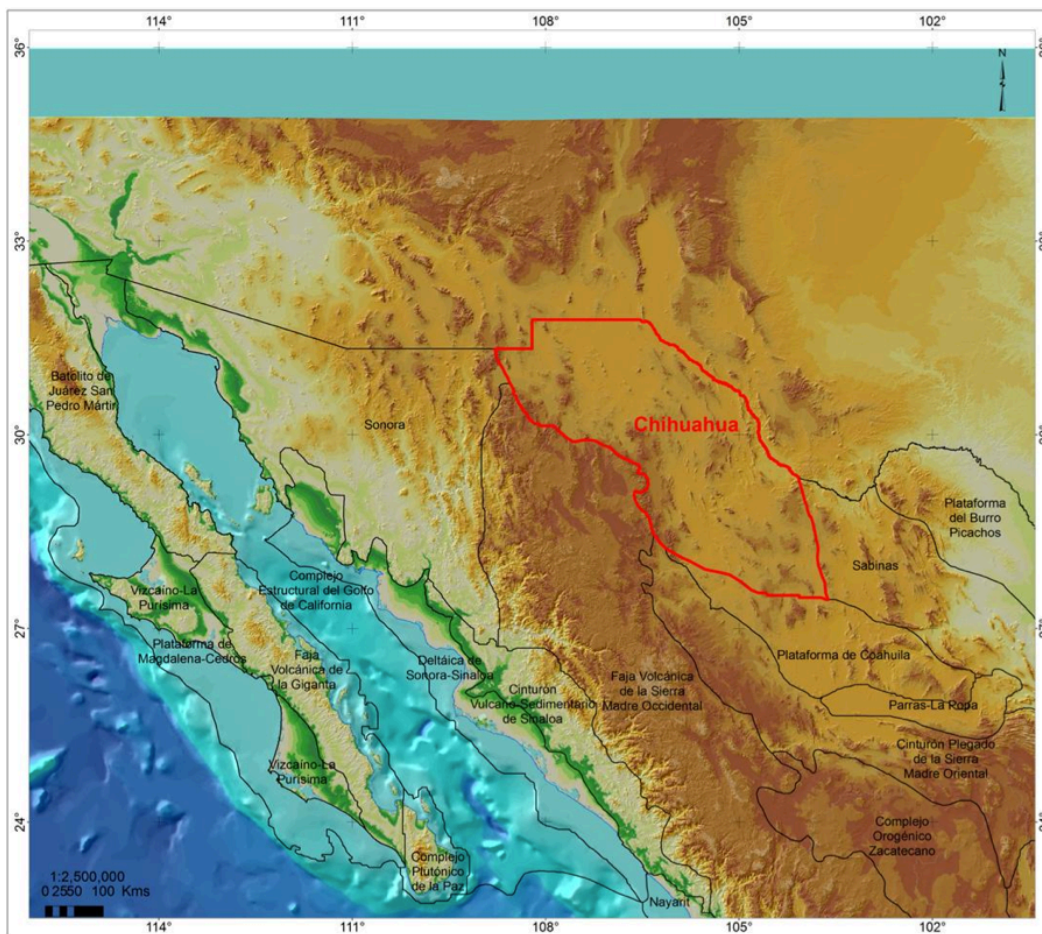


Figura 5.16 Mapa de ubicación de la cuenca de Chihuahua en la porción norte de México (tomado de PEMEX, 2013b).

5.1.3.2 Configuración tectónica y evolución estructural (cuenca simétrica)

5.1.3.2.1 Configuración tectónica de la Cuenca de Chihuahua

La cuenca de Chihuahua es una cuenca de depósito del Mesozoico que está limitada

Capítulo 5

por las plataformas calcáreas El Diablo en la parte NE, Aldama al SW y Coahuila en el SE. Los primeros dos son paleoelementos de edad paleozoica que permanecen emergidos durante parte del Mesozoico; la Plataforma de Coahuila se desarrolló en el Mesozoico sobre rocas ígneas permo-triásicas y sedimentarias del Pensilvánico y Pérmico (Bridges, 1962 y 1965), (figura 5.17). Su formación resulta de un proceso de distensión intraplaca aunado a las transgresiones del mar de Tetis provenientes del S-SE (Ortuño, 1985). Durante las etapas iniciales del rift, los paleoelementos mencionados anteriormente sirvieron para delimitar la extensión de la cuenca hasta que fueron desbordados por la sedimentación (Ortuño, 1985). Las cuencas de Marfa y Pedregosa (Greenwood et al., 1977) son cuencas jurásicas que se formaron al inicio del proceso extensión y, actualmente, se interpreta a la Pedregosa como cuenca antecesora a la de Chihuahua. Asimismo, se cree que la Cuenca de Chihuahua estuvo conectada con las cuencas de Sabinas en Coahuila (hacia el SE) y Bisbee en el S de Arizona y NE de Sonora (Oviedo-Padrón, 2008).

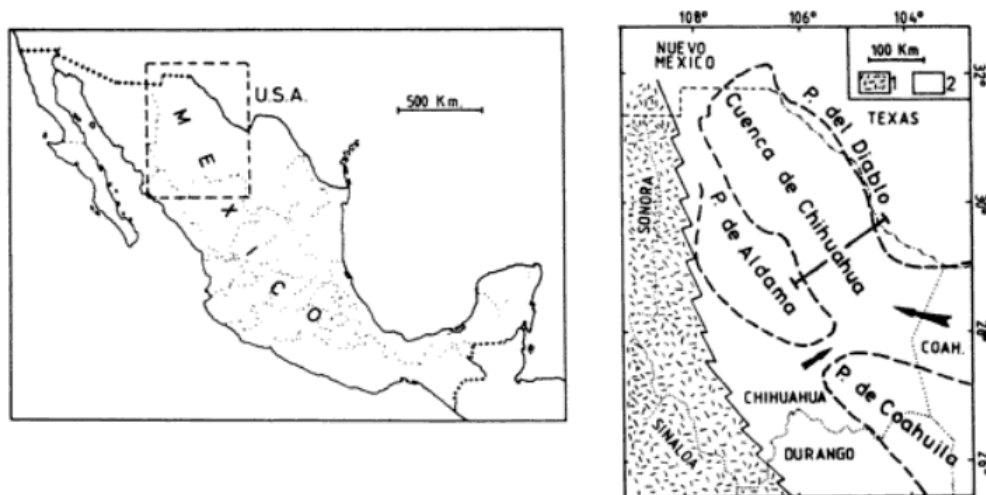


Figura 5.17 Marco geográfico (izquierda) y paleoelementos circundantes (derecha) que limitaron la extensión de la Cuenca de Chihuahua (tomado de Ortuño y Delfaud, 1988).

5.1.3.2.2 Evolución estructural como cuenca de rift simétrica

La configuración estructural y estratigráfica actual de la Cuenca de Chihuahua es el resultado de una evolución tectónica que consta de diversas etapas a lo largo del tiempo geológico (figura 5.18). Esta cuenca tiene una historia paleozoica, pero es irrelevante en el aspecto petrolero debido a la sobremadurez de los hidrocarburos que contiene.

- Oxfordiano-Kimmeridgiano. Durante el Tithoniano y Neocomiano, conforme se atenuó la tasa de subsidencia, se depositaron extensos cuerpos evaporíticos en la parte este de la cuenca. Las tasas de sedimentación y subsidencia causada por la actividad en las fallas de borde interiores estuvieron equilibradas durante el Neocomiano-Aptiano temprano. Durante este periodo se acumuló la Formación Las Vigas, un gran volumen de sedimentos clásticos depositados tanto en ambientes costeros como terrestres dentro de la cuenca (Haenggi, 2001; PEMEX, 2013b).
2. **Cuenca con desarrollo de plataforma (Aptiano tardío-Albiano).** En el periodo Aptiano-Albiano temprano existe una estabilidad tectónica derivada de la atenuación en la actividad en las fallas de borde, caracterizada por una subsidencia lenta. También existe evidencia de una transgresión marina en columna estratigráfica, por lo que durante este periodo se depositaron grandes espesores de rocas carbonatadas de plataforma, en parte con influencia arcillosa y arcillo-calcáreas producto de fluctuaciones marinas. Para el Albiano medio, el mar había avanzado hacia fuera de la cuenca en zonas previamente emergidas. Conforme se daba este avance, las áreas cercanas al borde este de la Cuenca de Chihuahua recibieron sedimentos clásticos (Formación Cox) que son parte de una secuencia transgresiva de areniscas (Haenggi, 2001; PEMEX, 2013b).
 3. **Periodo de compresión (Cenomaniano-Paleógeno).** Se trata de un régimen tectónico compresivo generado por el levantamiento y basculamiento de occidente a oriente durante la Orogenia Laramide, que ocurrió a fines del Cretácico y principios del Mesozoico. La tectónica de distensión del Cenozoico tardío propicia la formación de fosas tectónicas y pilares, y con ello el depósito de importantes espesores de sedimentos siliciclásticos continentales (PEMEX, 2013b).

5.1.3.3 Marco estratigráfico y sedimentológico

En cuenca se depositaron sedimentos continentales y marinos del Jurásico Superior, Cretácico y Cenozoico sobre sedimentos y terrenos cristalinos paleozoicos.

La secuencia estratigráfica (figura 5.19) en la Cuenca de Chihuahua comienza con el conglomerado Gance (Brown y Dyer, 1987), conformado por clastos derivados de unidades del basamento, que se formó por detritos provenientes de los escarpes de falla generados a partir de la subsidencia que estaba experimentando la cuenca (Oviedo-Padrón, 2008). En el Pensilvánico-Pérmico existe evidencia de fosas y pilares formadas por fallamiento en el patrón sedimentológico, en las cuales se depositaron rocas carbonatadas y terrígenas. La subsidencia por extensión en la cuenca fue registrada hasta el Cretácico medio dado que fallas asociadas no afectan a todas las formaciones. Por otra parte, la distribución de las unidades litoestratigráficas superpuestas al conglomerado Gance (La Casita, Navarrete, Las Vigas y Cuchillo) terminan abruptamente cerca de los

bordes este y oeste de la Cuenca de Chihuahua. Lo anterior sugiere que la cuenca estaba delimitada por fallas grandes que definían escarpes importantes (Oviedo-Padrón, 2008).

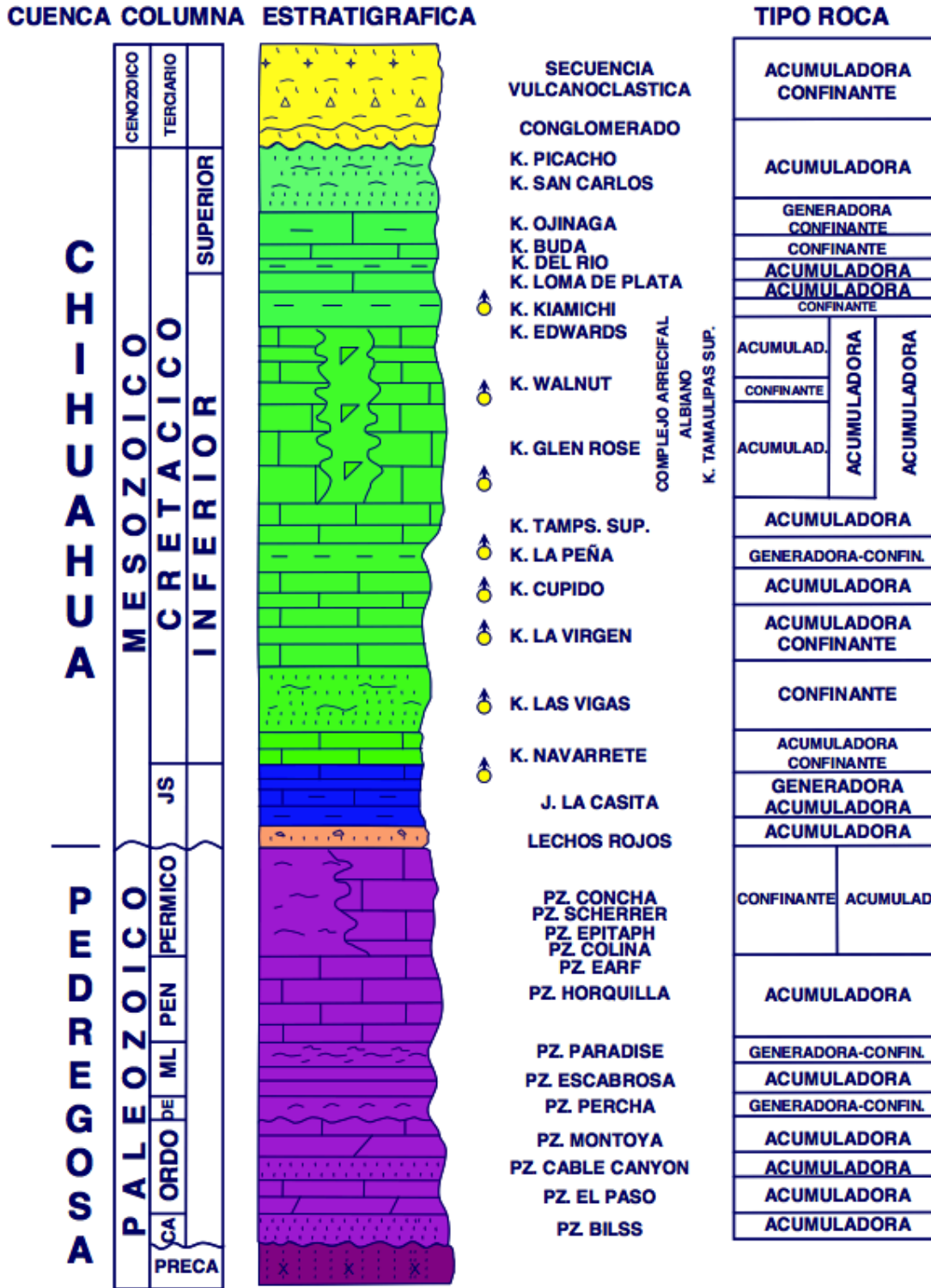


Figura 5.19 Columna estratigráfica de las cuencas de Chihuahua (Mesozoico) y Pedregosa (Paleozoico) (tomado de PEMEX, 2013b).

Durante el final del Pérmico-Jurásico Medio, la mayor parte del territorio de Chihuahua estuvo emergido, y se depositaron capas rojas rellenando las fosas que producto de fallamiento normal durante el *rifting* (PEMEX, 2013b).

En el Kimmeridgiano, la porción este de la Cuenca de Chihuahua se convirtió en una cuenca, como consecuencia de una transgresión. Dicha cuenca se encontraba limitada al noreste por la Península del Diablo, al suroeste por la Península de Aldama y al sur por la Plataforma de Coahuila. La Península de Aldama y la Plataforma de Coahuila fueron paleoelementos positivos entonces y funcionaron como bordes, por lo que la Cuenca de Chihuahua y la Cuenca de Sabinas podrían haberse comunicado en Coahuila (PEMEX, 2013b).

Las primeras etapas de la transgresión marina del Jurásico Tardío dieron origen al depósito evaporítico que se manifiesta actualmente en diapiros de sal y yeso. Los afloramientos del Jurásico Superior son secuencias arcillo-arenosas y calcáreas que se localizan principalmente entre Cd. Juárez y Chihuahua (PEMEX, 2013b).

En el Cretácico Temprano la sedimentación marina continuó dentro de la cuenca con depósitos de caliza y yeso de la Formación Navarrete, y lutitas y areniscas de la Formación Las Vigas. En el Aptiano tardío, los mares inician una transgresión (la cual alcanza su máximo desarrollo en el Albiano-Cenomaniano) sobre la Plataforma de Coahuila y los terrenos de Sonora y Sinaloa. En la Cuenca de Chihuahua se depositó una secuencia calcárea de la Formación Cuchillo y las formaciones Benigno, Aurora, Finlay y Benavides (PEMEX, 2013b) (figura 5.20).

Durante el Cretácico Tardío los terrígenos de ambientes deltaicos del Grupo Ojinaga se originaron a partir de levantamiento tectónico y actividad volcánica en el occidente de México. Lo anterior indica que para el Campaniano la línea de costa avanzó al oriente. Además, en la Grupo Ojinaga, se registra material siliciclástico que se interpreta como relacionado a la orogenia Sevier (Oviedo-Padrón, 2008).

Al término del Mesozoico hay plegamiento en todo el espesor de la secuencia cretácica como resultado del régimen compresivo generado durante la Orogenia Laramide. Durante el transcurso del Cenozoico, la Cuenca de Chihuahua evolucionó como una zona colmatada y emergida que fue parcialmente cubierta por ignimbritas en la porción oriental durante el Oligoceno-Mioceno (PEMEX, 2013b).

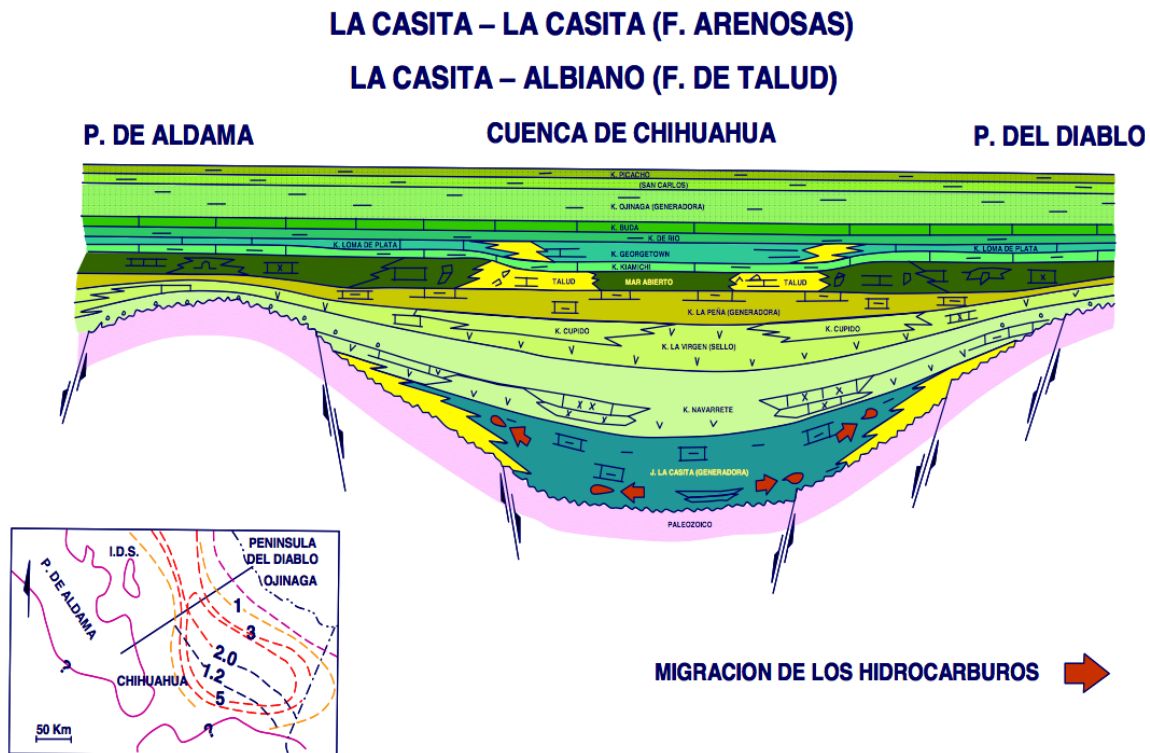


Figura 5.20 Sección esquemática que muestra la sedimentación y configuración estructural de la Cuenca de Chihuahua durante el Mesozoico (tomado de PEMEX, 2013b).

5.1.3.4 Sistema Petrolero

En la Provincia Petrolera de Chihuahua se tienen evidencias de hidrocarburos de asfalto, aceite y gas, asociados a la presencia de sistemas petroleros relacionados a cuatro rocas generadoras: Paleozoico, Tithoniano, Aptiano y Turoniano (PEMEX-Chevron, 1992; Román y Holguín, 2001), (figura 5.21). El Paleozoico no tiene interés económico y petrolero por que los hidrocarburos presentan una sobremadurez, existe una falta de sincronía de eventos, las unidades tienen muy poco espesor y además están prácticamente agotadas. El Tithoniano tiene un alto riesgo por su alta madurez, pero es factible que los hidrocarburos líquidos y gaseosos estén almacenados en el mismo Tithoniano y Albiano. El espesor del Aptiano es delgado, pero las características de la materia orgánica presente las unidades indica que puede proveer hidrocarburos gaseosos que se almacenarían en rocas del Albiano. Las rocas generadoras del Turoniano se han asociado con hidrocarburos líquidos detectados en manifestaciones superficiales (PEMEX, 2013b).

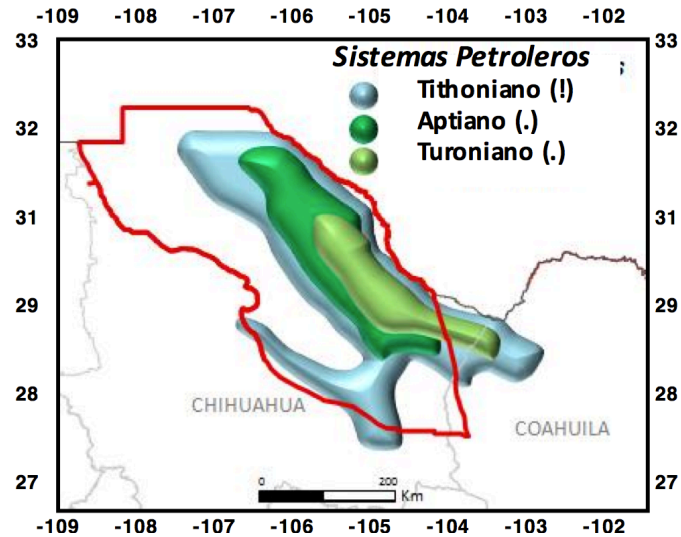


Figura 5.21 Extensión geográfica del sistema petrolero del Tithoniano (!), Aptiano (.) y Turoniano (.), (tomado de PEMEX, 2013b).

En este trabajo solo se detallará el sistema petrolero del Jurásico Superior que corresponde a la etapa *sin-rift* de la cuenca de Sabinas.

5.1.3.4.1 Sistema Petrolero Tithoniano-Tithoniano-Albiano (!)

5.1.3.4.1.1 Roca generadora

Las lutitas de la Formación La Casita se consideran la roca generadora. El contenido de carbono orgánico total (COT) es de regular a alto, y su madurez la sitúa en la ventana de gas seco (PEMEX, 2013b).

5.1.3.4.1.2 Roca Almacén

Las facies almacenadoras corresponden a rocas carbonatadas fracturadas de la Formación Tamaulipas Superior del Albiano en ambientes de cuenca. Presenta porosidades promedio de 8%. En menor proporción, areniscas por cambio de facies de la Formación La Casita del Tithoniano (PEMEX, 2013b).

5.1.3.4.1.3 Roca Sello

Para las trampas de la Formación La Casita el sello se considera a la serie de

evaporitas de la Formación Navarrete (figura 5.22). Es una secuencia muy potente en la porción central de la cuenca, pero su espesor y la proporción de evaporitas disminuyen hacia los bordes. Es importante mencionar que muchas partes de la Formación Navarrete han sido erosionadas por levantamientos de la cuenca, y esto representa un riesgo durante la evaluación (PEMEX, 2013b).

5.1.3.4.1.4 Trampas

La mayor parte de las trampas potenciales son estructurales y se tratan de anticlinales y anticlinales asociados a fallas originados principalmente durante la Orogenia Laramide.

Distribución de las facies generadoras y almacenadoras

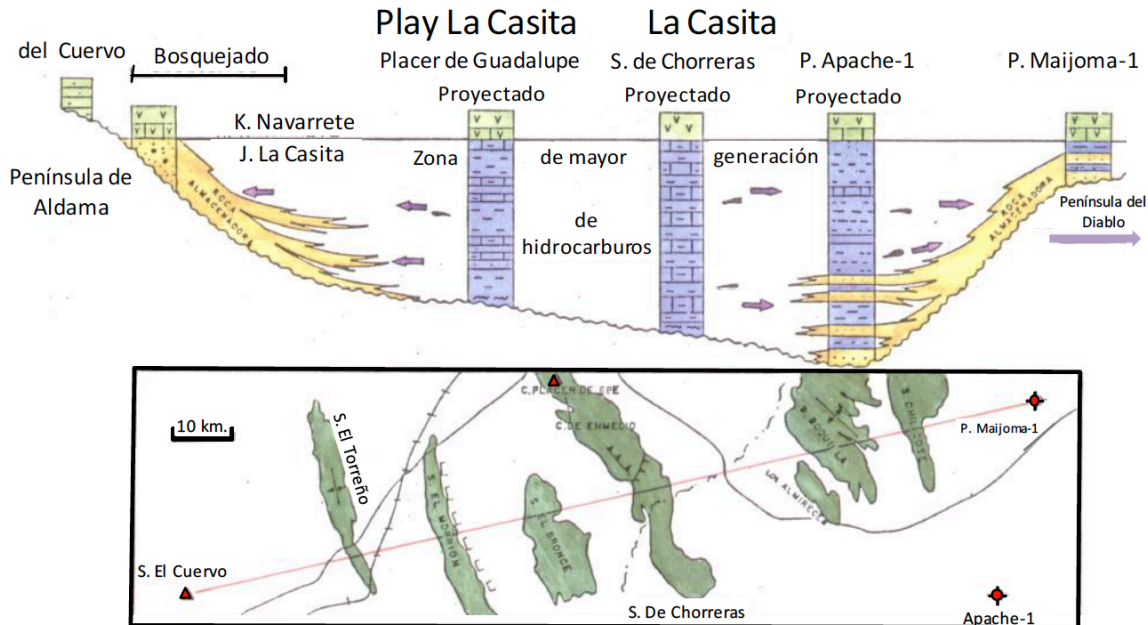


Figura 5.22 Distribución de facies generadoras y almacenadoras del Jurásico Superior La Casita, con la Formación Navarrete como sello regional (tomado de PEMEX, 2013b).

También se tienen trampas estratigráficas en acuñaientos de arenas por cambio de facies de la Formación La Casita (PEMEX, 2013b).

5.1.3.4.1.5 Sincronía

La tabla de eventos resume los elementos y procesos esenciales del sistema petrolero en el tiempo (figura 5.23). La temporalidad de estos sistemas petroleros tienen riesgo

Capítulo 5

para la preservación de hidrocarburos ya que la generación inicio durante la Orogenia Laramide, provocando que se interrumpiera el proceso de madurez térmica en algunas áreas. Además, existe el desarrollo de eventos volcánicos que afectaron a las unidades generadoras durante el Cenozoico, haciendo que una parte de éstas maduraran drásticamente e iniciaran la etapa de generación de gas, como es el caso de la formaciones La Casita y La Peña (PEMEX, 2013b).

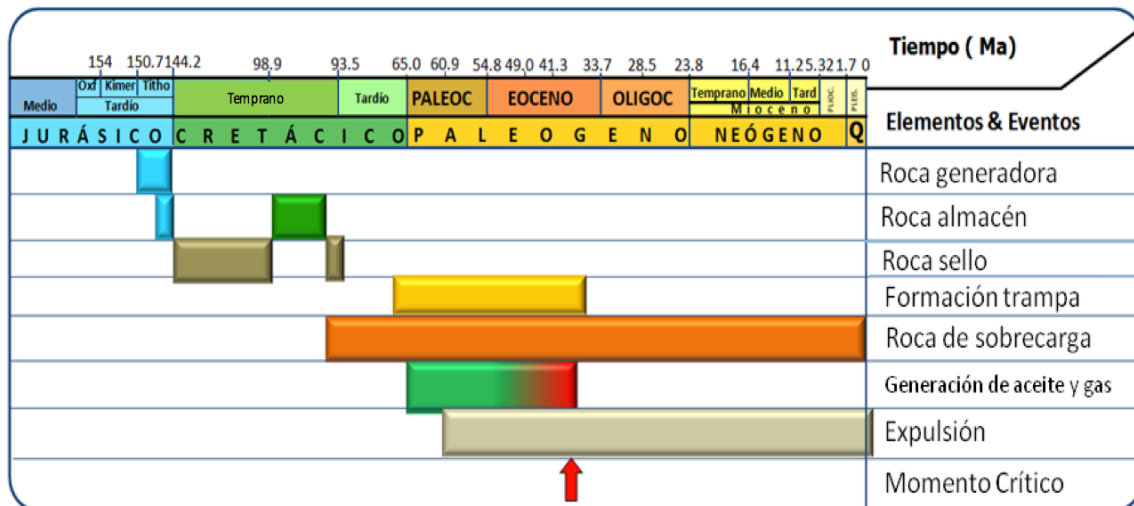


Figura 5.23 Diagrama de sincronía de eventos para el sistema petrolero Tithoniano (!) (tomado de PEMEX, 2013b).

5.1.3.5 Aspectos económicos

Hasta principios de 2010, PEMEX tenía casi 20 años sin realizar estudios o trabajos en la Cuenca de Chihuahua, pero con el inicio de los trabajos exploratorios de shale oil-gas se dieron algunos avances estratégicos para la explotación de este recurso.

La Energy Information Administration (EIA) publicó en la evaluación realizada a nivel mundial en abril de 2011 que el recurso técnicamente recuperable para las cuencas de México es de 681MMMMpc de gas. Con base en la información de exploración geológica disponible, PEMEX identificó como provincias precursoras de lutitas aceitíferas-gasíferas a Burro-Picachos-Sabinas, Burgos, Tampico-Misantla, Veracruz y Chihuahua (figura 5.24). En estas regiones se estimó un recurso técnicamente recuperable de 150 a 459 MMMMpc, con una media de 297 (PEMEX, 2012).

En la Cuenca de Chihuahua se han identificado los *plays* Ojinaga del Cretácico

Superior (figura 5.25) y La Casita del Jurásico Superior (figura 5.26), con potencial para contener recursos no convencionales en lutitas. Por ello, ya se programaron estudios para hacer caracterizaciones geológicas y geoquímicas de las rocas generadoras mesozoicas.

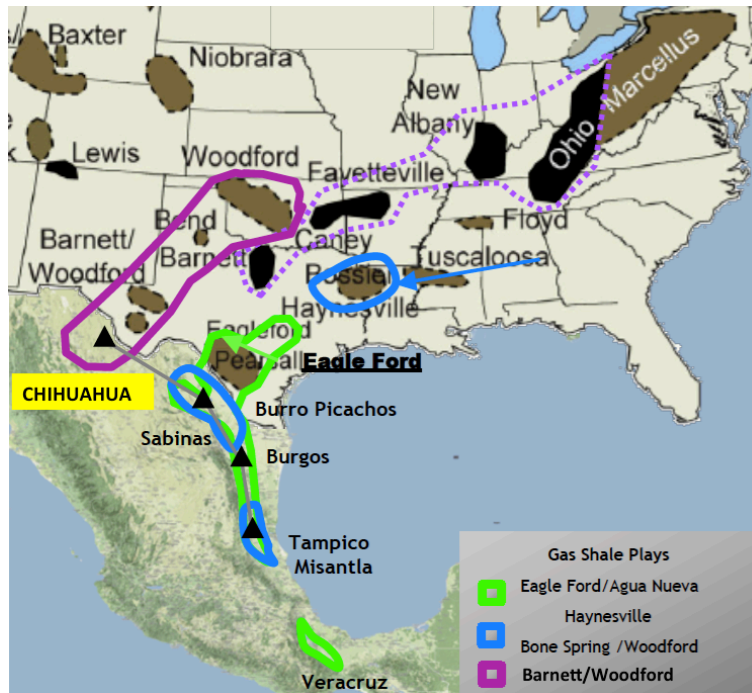


Figura 5.24 Plays no convencionales existentes en la región de Norteamérica: Estados Unidos y México. Resaltado en amarillo: Cuenca de Chihuahua (tomado de PEMEX, 2012).

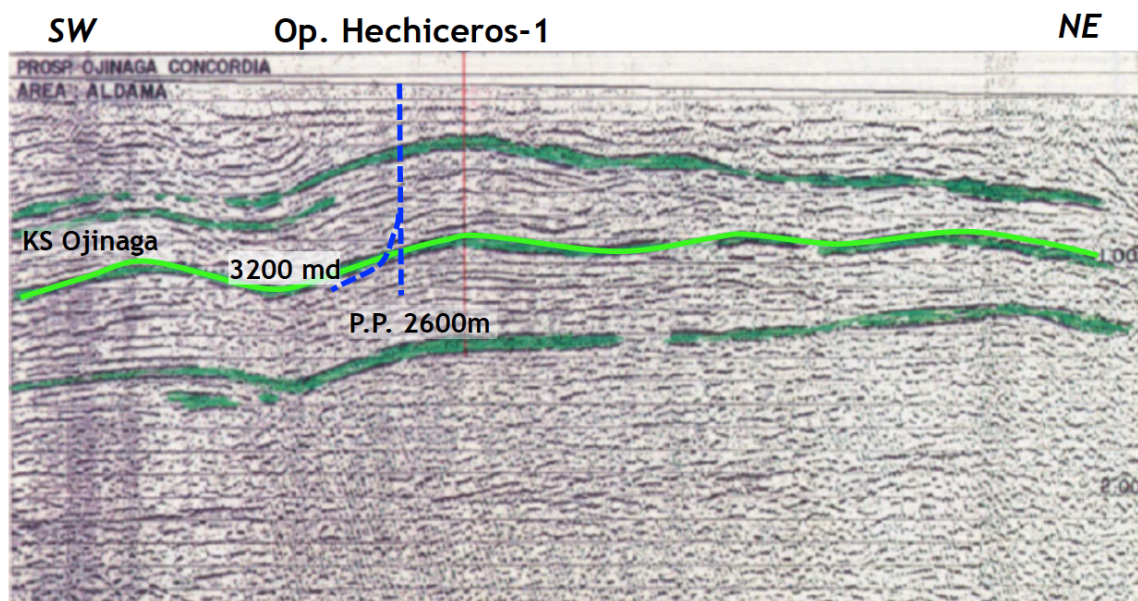


Figura 5.25 Sección sísmica en el área de Aldama que las oportunidades del Cretácico Superior en la Provincia Petrolera de Chihuahua (tomado de PEMEX, 2012).

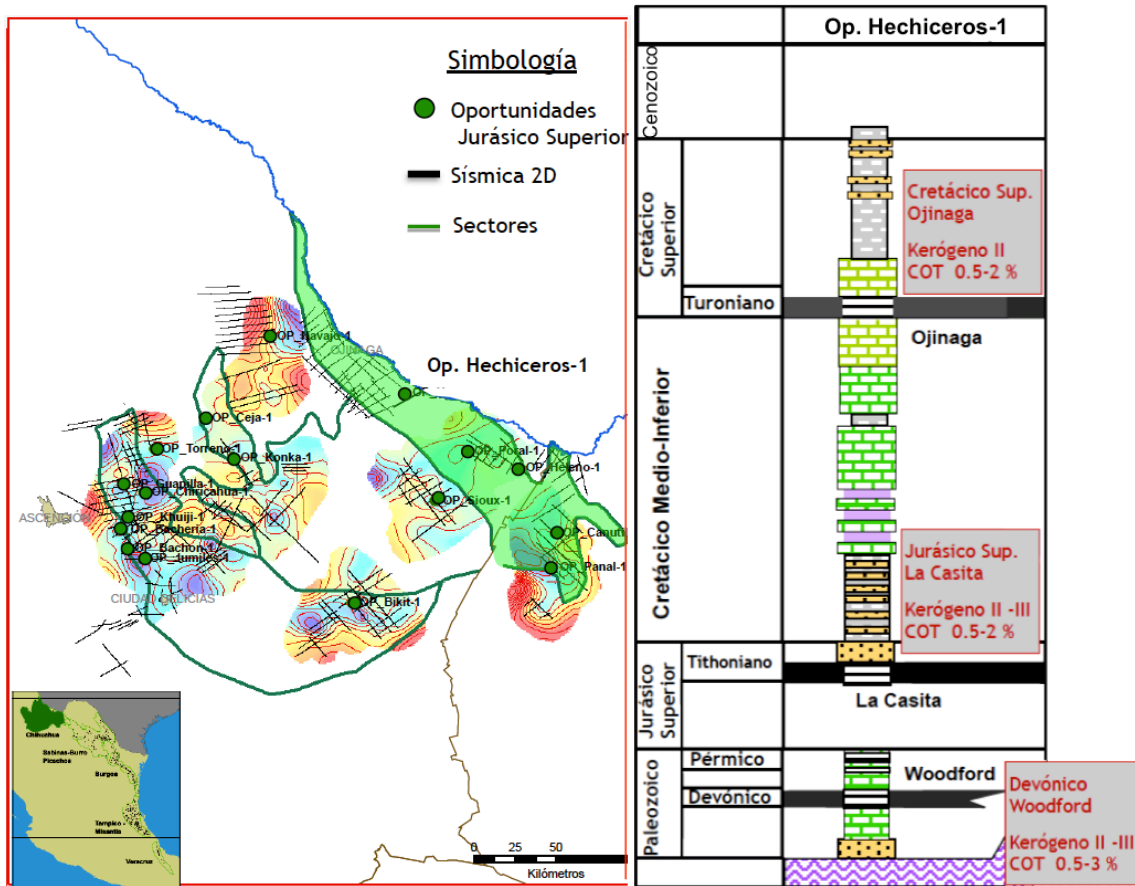


Figura 5.26 (izquierda) Mapa de ubicación de la Cuenca de Chihuahua que muestra las líneas de sección sísmica en las oportunidades del Jurásico Superior. (derecha) Columna sedimentaria en la cuenca que muestra las unidades productoras de hidrocarburos no convencionales, el tipo de kerógeno y contenido de COT (modificado de PEMEX, 2012).

5.2 Ejemplos en el Mundo

5.2.1 CUENCA RECÔNCAVO, BRASIL

5.2.1.1 Ubicación

La Cuenca Recôncavo se sitúa a aproximadamente 150 km al noreste de la ciudad Salvador, la capital del estado de Bahia en Brasil. Limita con los horst Salvador y Jacuípe hacia el sureste, ambos compuestos por granulitas del Arcaico provenientes del Cratón de São Francisco. Es una de las cuencas sedimentarias clave en el estudio del Fanerozoico por la buena calidad de afloramientos con secuencias completas de *rift* (Roberts, 2012).

5.2.1.2 Marco estratigráfico y evolución tectónica (cuenca asimétrica)

El relleno sedimentario del sistema de *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá contiene secuencias estratificadas de edad que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico, dispuestos en megasecuencias pre, sin, y pos-*rift* (figura 5.28). La etapa sin-*rift* inició en el Neocomiano y culminó hasta el Jurásico Superior-Albiano temprano. La columna sedimentaria tiene un espesor total que excede los 6 km en el depocentro de la cuenca (Roberts, 2012).

La secuencia basal pre-*rift* está compuesta por lutitas y areniscas de la Formación Aliança, la cual infrayace a las areniscas de la Formación Sergi, ambas de edad jurásica (figura 5.27). Existe una discordancia erosiva entre las secuencias pre-*rift* y sin-*rift*, pero no siempre puede distinguirse en toda la extensión de la cuenca. Las lutitas fueron depositadas en un ambiente de playa; las areniscas son fluviales a eólicas. Ambas formaciones fueron depositadas durante las etapas iniciales del *rift*; geoméricamente son tabulares, y prácticamente no son cortadas por fallas de crecimiento en toda su extensión (Roberts, 2012).

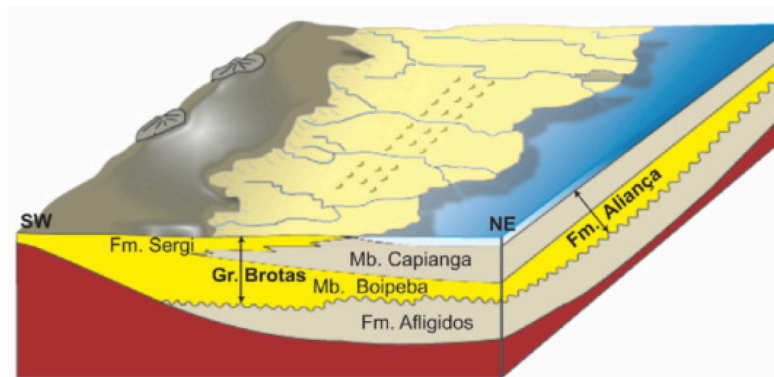


Figura 5.27 Sistemas deposicionales y paleogeografía de la Cuenca de Recôncavo para la secuencia pre-*rift* (tomado de De Marco, 2012; originalmente por Magnavita et al., 2005).

La evolución tectono-sedimentaria de la cuenca es asimétrica en un contexto espacio-temporal. La falla principal –Salvador– se sitúa en el borde sureste de la cuenca y tiene una orientación NE-SW a N-S a lo largo del borde noroeste del horst Salvador. El rápido movimiento a lo largo de la falla durante el Cretácico Inferior significó el depósito de gruesos conglomerados en el escarpe de falla y produjo una cuenca con una tasa de

Capítulo 5

subsistencia mayor a la de aporte de sedimentos, en la cual se depositaron las lutitas generadoras de Candeias (Gomo). Por otra parte, en el borde flexural noroeste de la cuenca de Recôncavo, el levantamiento de las rocas precámbricas pertenecientes al Alto de Aporá (situado a lo largo del margen de charnela) fue más lento (Roberts, 2012).

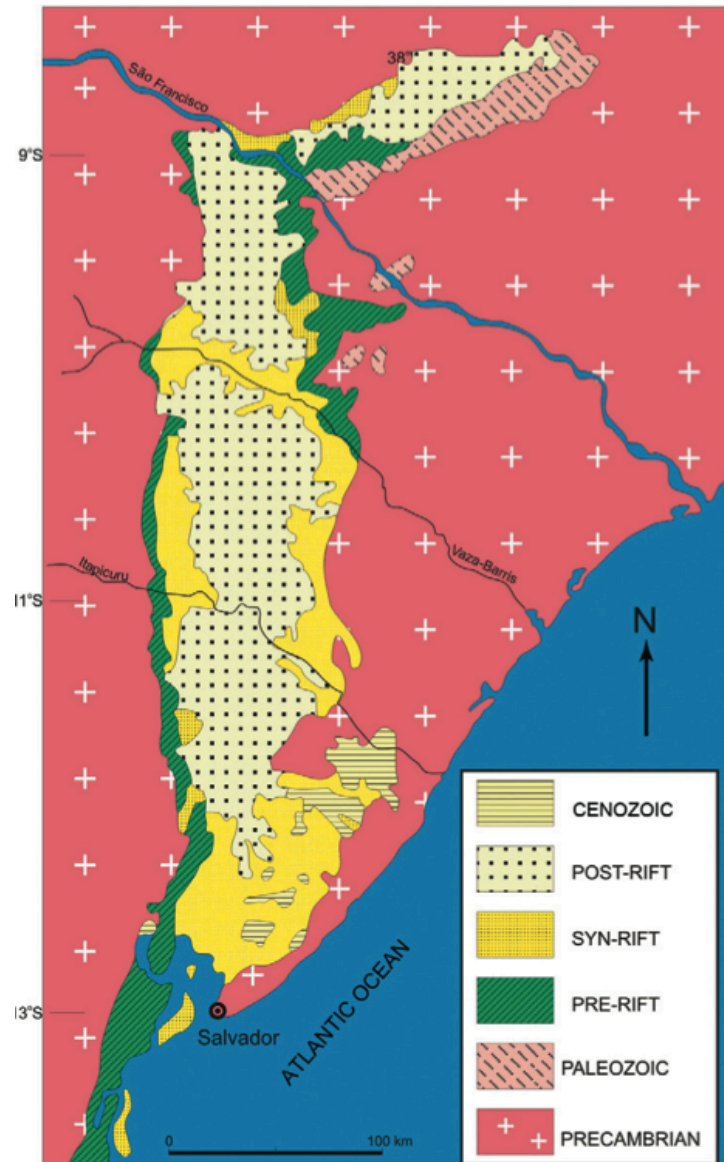


Figura 5.28 Distribución de los sedimentos pre-rift, sin-rift y pos-rift (tomado de Roberts, 2012; originalmente por Magnavita, 1992).

Conforme a lo anterior, al principio de la secuencia de *rift* se formó un lago en el que se depositaron las lutitas negras con materia orgánica de los miembros Tauá y Gomo, pertenecientes a la Formación Candeias.

La transición entre las secuencias *pre-rift* y *sin-rift* comprende a estos dos miembros y a la Formación Sergi, así como también las lutitas lacustres con inyectitas (diques y filones o *sills* de arena) de la Formación Itaparica y las areniscas de la Formación Água Grande.

La primera fase de la evolución del *rift* de Recôncavo se caracteriza por tener una gruesa secuencia de lutitas con intercalaciones de areniscas (turbiditas) pertenecientes la Formación Candeias. Estas unidades se depositaron en ambiente lacustre profundo, con lenta sedimentación y rápida subsidencia (figura 5.29).

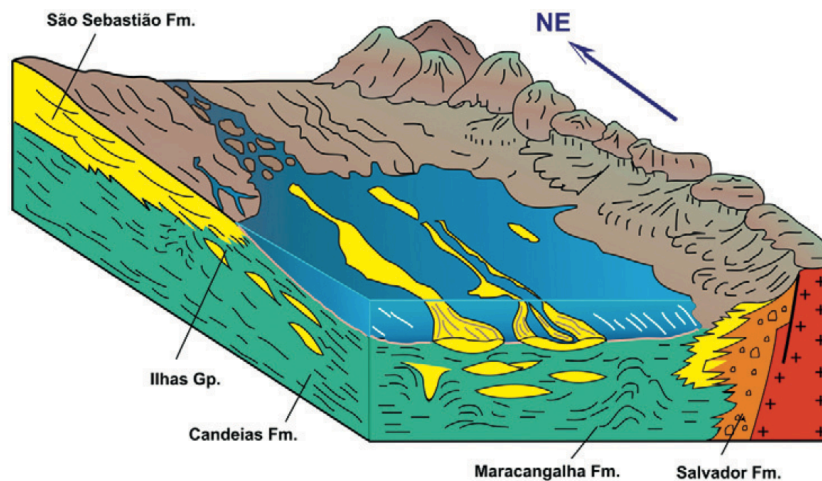


Figura 5.29 Sistemas deposicionales y paleogeografía de la Cuenca de Recôncavo para la fase temprana de la secuencia *sin-rift* (tomado de De Marco, 2012; originalmente por Magnavita et al., 2005).

Durante las etapas posteriores de la evolución fueron deformadas por el peso de los sedimentos suprayacentes, y formaron diapiros de lutita que penetran a la secuencia de *rift* en su totalidad. De forma similar, muchas de las areniscas fueron deformadas tanto por sepultamiento como por procesos sinsedimentarios; las que pertenecen Miembro Pitanga presentan formas diapíricas y una textura parecida a la de los intrusivos ígneos. Las formaciones Candeias y Maracangalha forman, en conjunto, el Grupo Santo Amaro (Roberts, 2012), (figura 5.30). Después de la deposición de las lutitas y las turbiditas del Grupo Santo Amaro, hubo un incremento en el aporte de sedimentos mientras disminuía la subsidencia, de modo que la cuenca empezó a llenarse.

Se formaron dos cuerpos sedimentarios principales: el conglomerado Salvador (compuesto de sedimentos provenientes de abanicos aluviales derivados del horst

Capítulo 5

Salvador-Jacuípe, formados a lo largo del escarpe de falla) y las areniscas deltaicas del grupo Ilhas (formaciones Marfim y Pojuca).

Además, dentro del Grupo Ilhas se encuentran los sedimentos de relleno de cañón pertenecientes a la Formación Tapique, formados por el súbito abatimiento del nivel del lago en la parte oeste de la cuenca (Roberts, 2012).

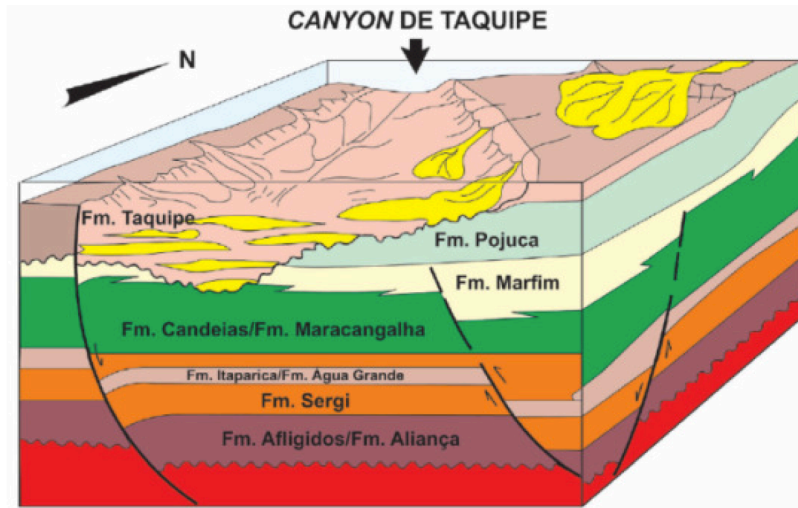


Figura 5.30 Sistemas deposicionales y paleogeografía de la Cuenca de Recôncavo para la fase tardía de la secuencia *sin-rift* (tomado de De Marco, 2012; originalmente por Magnavita et al., 2005).

La última fase de la secuencia *sin-rift* corresponde al depósito de los sedimentos del grupo Massacará, compuesto predominantemente por las areniscas fluviales rojas de Formación São Sebastião. Para este tiempo, el relieve ya se encontraba bajo, como reflejo de la disminución en la subsidencia tectónica (Roberts, 2012).

La secuencia de *rift* es cortada por una discordancia importante en el Aptiano, la cual marca la desactivación del sistema de *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá y la transferencia de la extensión a la margen presente del Atlántico. La superficie de erosión corta todas las secuencias, así como también a los diapiros que provienen de la porción más profunda de la secuencia de *rift*. Los abanicos aluviales del Aptiano tardío que conforman a la Formación Marizal, suprayacen a esta discordancia angular (Roberts, 2012).

5.2.1.3 Sistemas petroleros

La acumulación de hidrocarburos dentro de la cuenca puede agruparse en cuatro sistemas petroleros básicos, que en orden de importancia son: (1) el sistema *pre-rift*

Candeias-Sergi/Água Grande (!), (2) el sistema sin-*rift* Candeias-Ilhas (!), (3) el sistema sin-*rift* Candeias-Candeias (!) y por último (4) el sistema sin-*rift* Candeias-Caruauçu (!), (figura 5.31).

5.2.1.3.1 Roca Generadora

Las rocas madre principales son las lutitas lacustres de los miembros Tauá y Gomo de la Formación Candeias, con un contenido de COT de entre 0.8 y 2.0%. Con base en la reflectancia de la vitrinita, Aragão et al. (1998) propuso el inicio de la generación de aceite entre los 800 y 2400 m, con condiciones optimas alcanzadas entre los 1500 y 3000 m en los depocentros más profundos.

5.2.1.3.2 Rocas almacenadoras

Las rocas almacenadoras más importantes de la secuencia pre-*rift* son las areniscas de la Formación Sergi, que tienen una porosidad de 18% y una permeabilidad de 800 mD. En conjunto con la Formación Água Grande representan el 57% de los volúmenes probados de aceite dentro de la cuenca (correspondiente a 2.7 MMMB), (Roberts, 2012), (figura 5.32).

Sección Esquemática de la Cuenca de Recôncavo

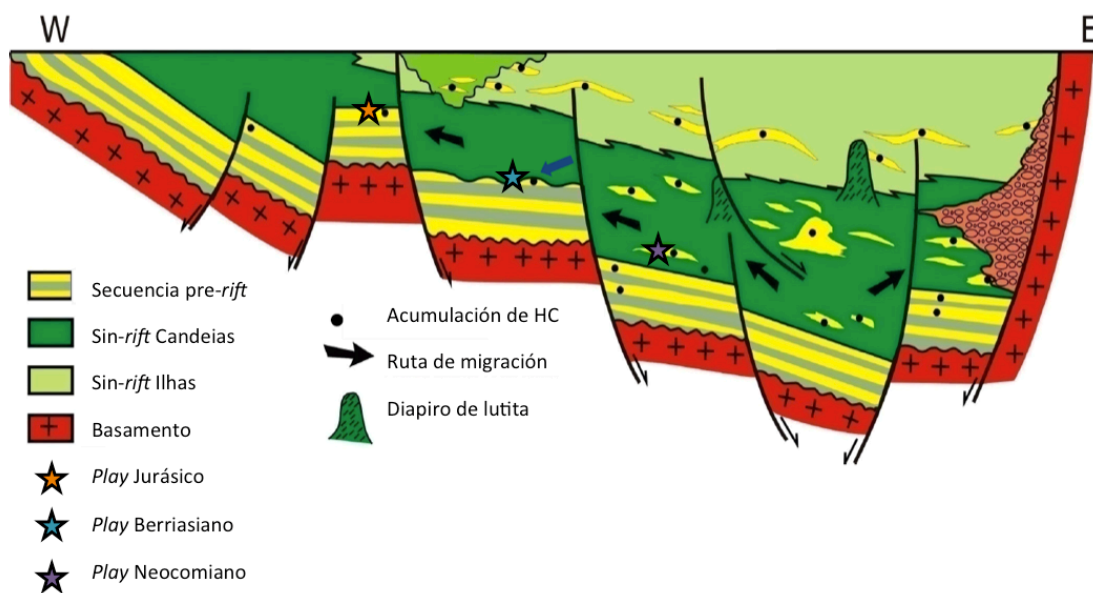


Figura 5.31 Sección esquemática que muestra los *plays* principales en la cuenca de Recôncavo (modificado de De Marco, 2012).

Capítulo 5

El segundo en orden de importancia es el sistema *sin-rift* Ilhas. Muchas de las acumulaciones de hidrocarburos yacen en arenas deltaicas. El volumen de aceite de este sistema corresponde a un 27% del total probado de la cuenca (alrededor de 1,265 MMBB) (Roberts, 2012).

El sistema *sin-rift* Candeias, los yacimientos se encuentran principalmente en turbiditas distribuidas en la parte NW de Recôncavo. También existe producción en lutitas fracturadas. Este sistema comprende el 16% del aceite probado de la cuenca (Roberts, 2012).

Finalmente, el sistema Caruaçu se caracteriza por areniscas compactas con contenidos variables de gas, completa los sistemas petroleros de la cuenca. No representa un volumen importante en el total de las reservas probadas de aceite en la cuenca.

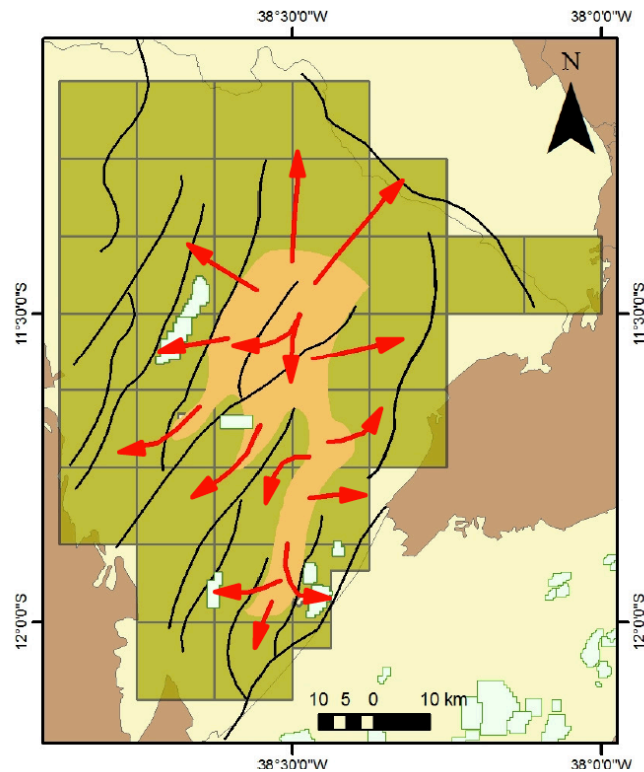


Figura 5.32 Distribución espacial de la cocina de hidrocarburos para la roca generadora. Las flechas rojas señalan las rutas de migración (tomado de De Marco, 2012).

5.2.1.3.3 Roca sello

El principal sello para todos los sistemas petroleros son la facies arcillosa de las formaciones Candeias e Ilhas.

5.2.1.3.4 Trampas

Existen trampas del tipo estructural, estratigráfica, y la combinación de éstas. En *plays* del Jurásico dominan las del tipo estructural, en los del Berriasiano y Neocomiano dominan las estratigráficas y combinadas (De Marco, 2012), (figura 5.33).

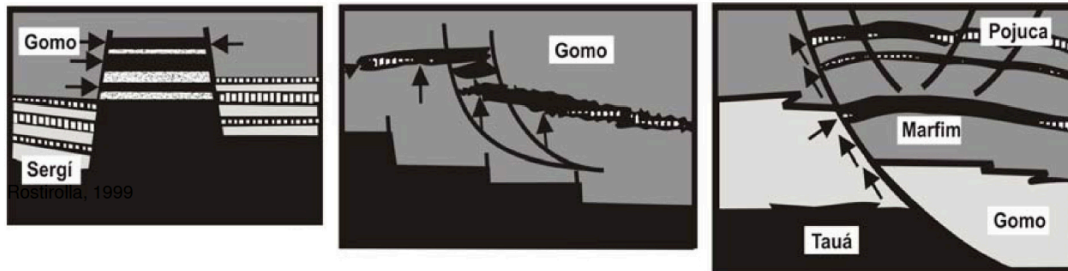


Figura 5.33 Diferentes tipos de trampas petroleras para play del Jurásico, Berriasiano y Neocominado (tomado de De Marco, 2012).

5.2.1.4 Aspectos económicos

La cuenca de Recôncavo es la única cuenca dentro de todo el sistema de *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá con producción petrolera; hacia el sur, en la subcuenca Tucano, existen algunos campos de aceite gas menores. Es la cuenca productora más antigua en Brasil, y se encuentra en una fase madura. La producción comenzó en 1941, y la gran inversión de capital para exploración en las décadas siguientes llevó al descubrimiento de 85 campos de aceite y gas (Roberts, 2012), (Figura 5.34).

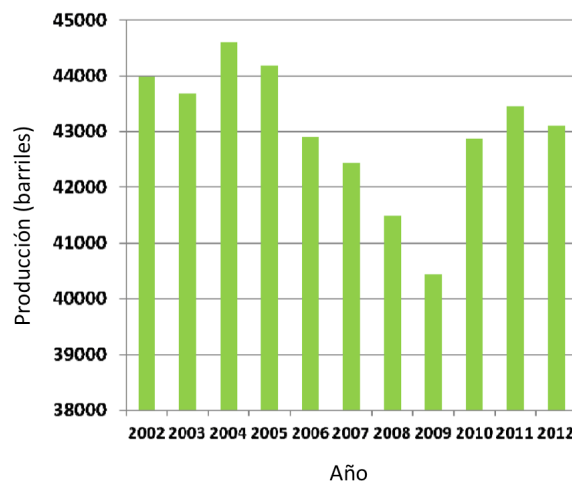


Figura 5.34 Producción anualizada en barriles/día para la cuenca de Recôncavo (tomado de De Marco, 2012)

5.2.2 GOLFO DE SUEZ, EGIPTO

5.2.2.1 Ubicación

El *rift* del Golfo de Suez es una provincia de hidrocarburos de clase mundial que se formó como una depresión estructural alargada en el extremo noroeste del mar Rojo (Bosworth y McClay, 2001), limitando al este con Sinaí y al oeste con el desierto de Egipto. El movimiento divergente entre las placas Africana y Arábica generó una extensión en el NE que abrió este rift (Moustafa, 1993).

5.2.2.2 Marco estratigráfico y evolución tectónica (cuenca asimétrica)

El Golfo de Suez (Oligoceno-Mioceno) es la terminación norte del sistema de *rift* golfo de Adén-mar Rojo, el cual se desarrolló como resultado de la separación entre las placas tectónicas Arábica y Africana (Bosworth y McClay, 2001; Roberts, 2012) (figura 5.35).

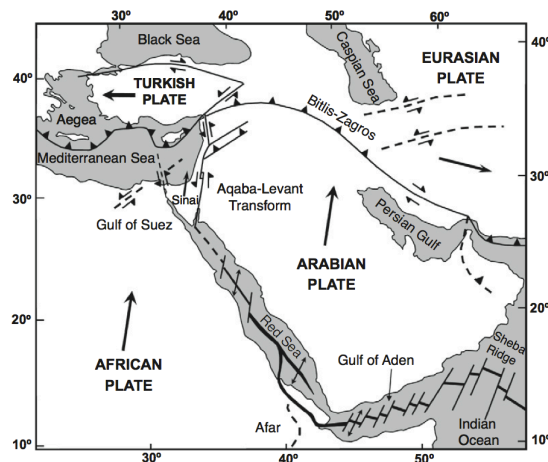


Figura 5.35 Ubicación geográfica y entorno tectónico para el Golfo de Suez (tomado de Roberts, 2012; originalmente por Bosworth y McClay, 2001).

5.2.2.2.1 Marco estratigráfico regional

Las unidades del Precámbrico al reciente se dividen en tres megasecuencias relativas al rifting del Mioceno en el Golfo de Suez. Estas secuencias son: (1) pre-rift (Precámbrico-Eoceno), (2) sin-rift (Oligoceno-Mioceno) y (3) pos-rift (Plioceno-reciente) (figura 5.36).

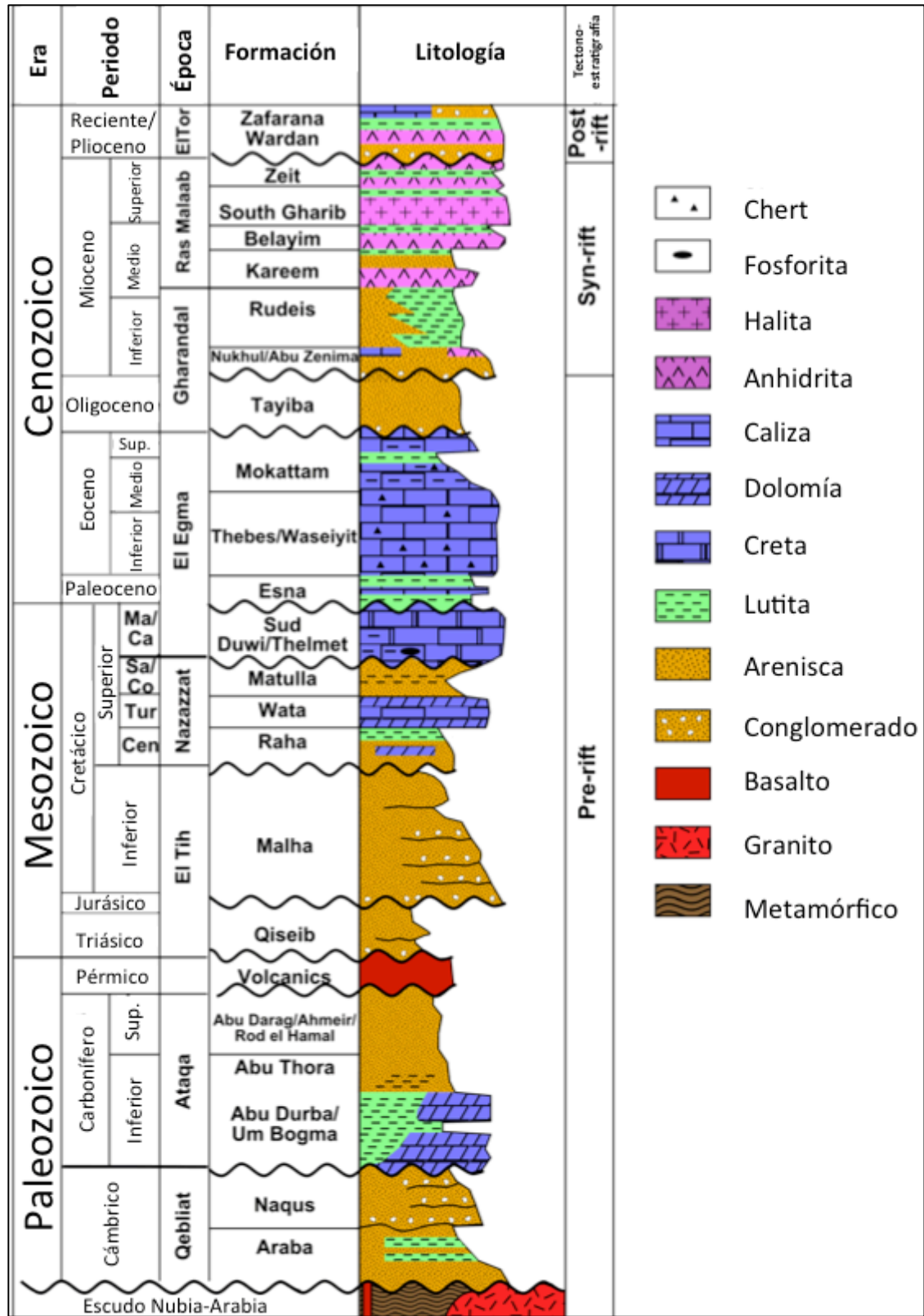


Figura 5.36 Columna estratigráfica del *rift* del Golfo de Suez y cuencas asociadas (redibujada de Bosworth y McClay, 2001).

5.2.2.2.1.1 Secuencia pre-*rift*

Las rocas precámbricas consisten principalmente en granitos intrusionados por el vulcanismo Dokhan, constituyen los cuerpos de las dorsales Esh El Mellaha y Zeit. Los estratos paleozoicos sobre las rocas precámbricas consisten en areniscas con estratificación cruzada y estratos de lutitas, con algunos lentes de conglomerados compuestos de fragmentos de rocas ígneas y metamórficas en una matriz arenosa.

Las areniscas y lutitas del Jurásico Inferior-Cretácico Inferior son las rocas mesozoicas más viejas en el registro sedimentario en varios pozos perforados en la zona y están expuestas en algunas partes del bloque Zeit. La sección clástica del Paleozoico-Cretácico inferior representa la facies de Arenisca Nubia.

Las rocas del Cretácico Superior consisten en lutitas, areniscas, margas y calizas en la base; areniscas e intercalaciones de lutitas en la parte de en medio; y en la parte superior, calizas y creta. Están expuestas en los bloques Zeit y Esh El Mellaha, y han sido perforadas en varias ocasiones en diferentes pozos.

La Lutita Esna del Paleoceno se sitúa por debajo de calizas del Eoceno inferior. Las capas del Eoceno y anteriores están cubiertas por una discordancia regional a lo largo del rift del Golfo de Suez. Esta discordancia separa las secuencias pre y sin-rift.

5.2.2.2.1.2 Secuencia sin-*rift*

Las unidades sin-rift del Mioceno cambian de facies en zonas localizadas, de conglomerados y areniscas en el oeste, a areniscas, lutitas, margas, calizas y evaporitas hacia el eje de la dorsal (Bosworth y McClay, 2001). La inclinación de los bloques pre-rift permitió yacer a las rocas del Mioceno en diferentes unidades y tener litologías y espesores variables.

El Miembro Shoab Ali (perteneciente a la Formación Nukul), compuesto por conglomerados rojos y areniscas, yace sobre la discordancia regional y aflora como parte de la Formación Gerfan en la parte SW del bloque El Mellaha. Puede correlacionarse con la formación Abu Zenima (Oligoceno tardío-Mioceno temprano) en la parte del rift del Golfo de Suez (Bosworth and McClay, 2001). Esta secuencia está relacionada con las areniscas y lutitas de la Formación Nukhul.

La arenisca y los estratos delgados de lutitas de la Formación Rudies inferior está cubierta predominantemente por carbonatos y lutitas pertenecientes a la Formación Rudies superior. Estas dos partes están separadas por una discordancia intraformacional que se desarrolló en la parte central del rift (Patton et al., 1994).

Las lutitas y carbonatos de la Formación Kareem están limitados por una unidad evaporítica (principalmente yeso y anhidrita). Los carbonatos, el yeso y la anhidrita incrementan su espesor hacia arriba de la columna estratigráfica y pasan a conformar la formación Belayim. Las formaciones Gharib sur y Zeit están compuestas de una gruesa capa de yeso, anhidrita y halita (Bosworth y McClay, 2001).

Las unidades estratigráficas sin-rift en la parte sur del Golfo de Suez están afectadas por siete discordancias (Bosworth y McClay, 2001).

5.2.2.2.1.3 Secuencia pos-rift

Los terrígenos del Plioceno yacen discordantemente sobre los estratos del Mioceno al este de la dorsal Zeit y al este de Gebel Gharamul (Bosworth y McClay, 2001).

5.2.2.2.2 Evolución tectónica como cuenca de rift asimétrica

La zona de transferencia Zeit-El Tor es un bloque de horst alargado situado entre los bloques divergentes en la parte sur y central del Golfo de Suez. La zona delimita la extensión de los bloques inclinados hacia el SW. Cada bloque representa una cuenca semi-graben (figura 5.37). Las fallas que controlan la zona y los bloques se definen en la superficie y se propagan a diferentes profundidades. La evolución estructural de esta zona comenzó con las fracturas con orientación NE-SW que controlaron el vulcanismo Dokhan en las rocas precámbricas (figura 5.39). La primera reactivación de dichas estructuras ocurrió durante la depositación de las rocas del Cretácico Superior y Eoceno medio. Esta reactivación tomó lugar debido a un esfuerzo de transpresión relacionado con el acortamiento del Arco Sirio. Otra extensión relacionada con el *rifting* del Golfo de Suez durante el Oligoceno-Mioceno también reactivó las fracturas NE-SW al someterlas a esfuerzos de transtensión (Bosworth y McClay, 2001) (figuras 5.38). Las fallas inversas y pliegues que afectan a la estratigrafía del Cretácico en la zona de transferencia se desarrollaron en primero por esfuerzos transpresivos en las fracturas NE-SW, y luego

Capítulo 5

fueron rotados y plegados nuevamente por esfuerzos transtensivos durante el *rifting* (Oligoceno-Mioceno).

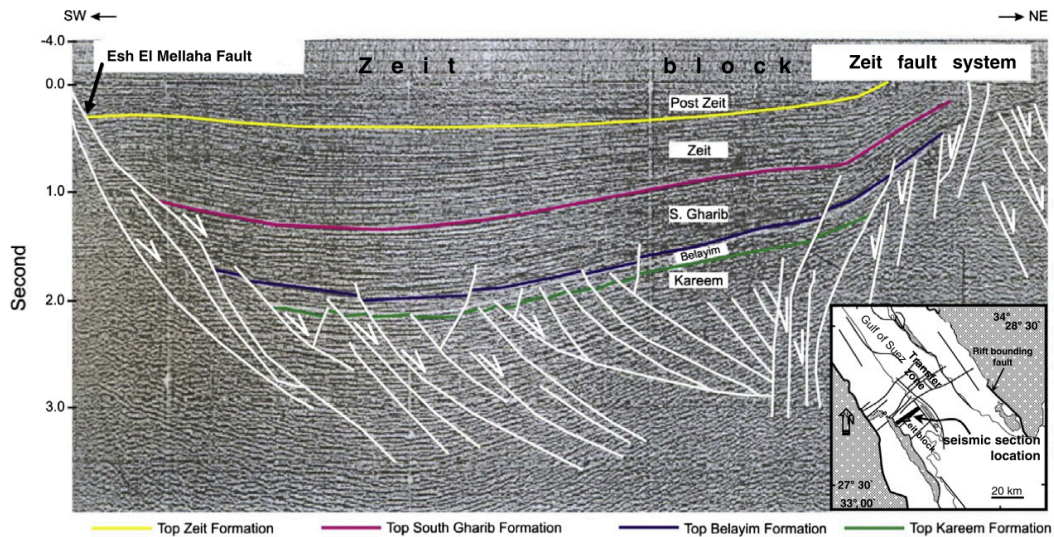


Figura 5.37 Sección sísmica NE-SW del cuenca semi-graben de Zeit. Las fracturas orientadas NW-SE afectan a las unidades del Mioceno (tomada de Bosworth y McClay, 2001).

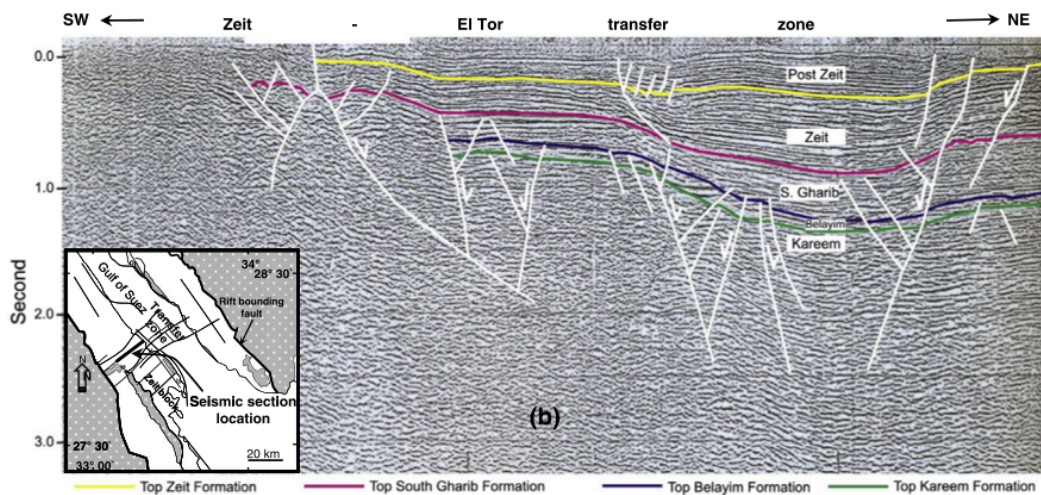


Figura 5.38 Sección sísmica NE-SW con bloques semi-graben delimitados por las fallas con orientación NE-SW. Además, se destaca la presencia de estructuras de flor positiva dentro de la zona de transferencia (tomada de Bosworth y McClay, 2001).

Las fallas inversas y pliegues que afectan a la estratigrafía del Cretácico en la zona de transferencia se desarrollaron en primero por esfuerzos transpresivos en las fracturas NE-SW, y luego fueron rotados y plegados nuevamente por esfuerzos transtensivos durante el *rifting* (Oligoceno-Mioceno). Por otra parte, las fallas inversas que afectan a la

estratigrafía del Mioceno derivan de los pliegues por propagación de falla en las unidades dúctiles del Mioceno superior que yacen sobre las unidades frágiles del Mioceno inferior.

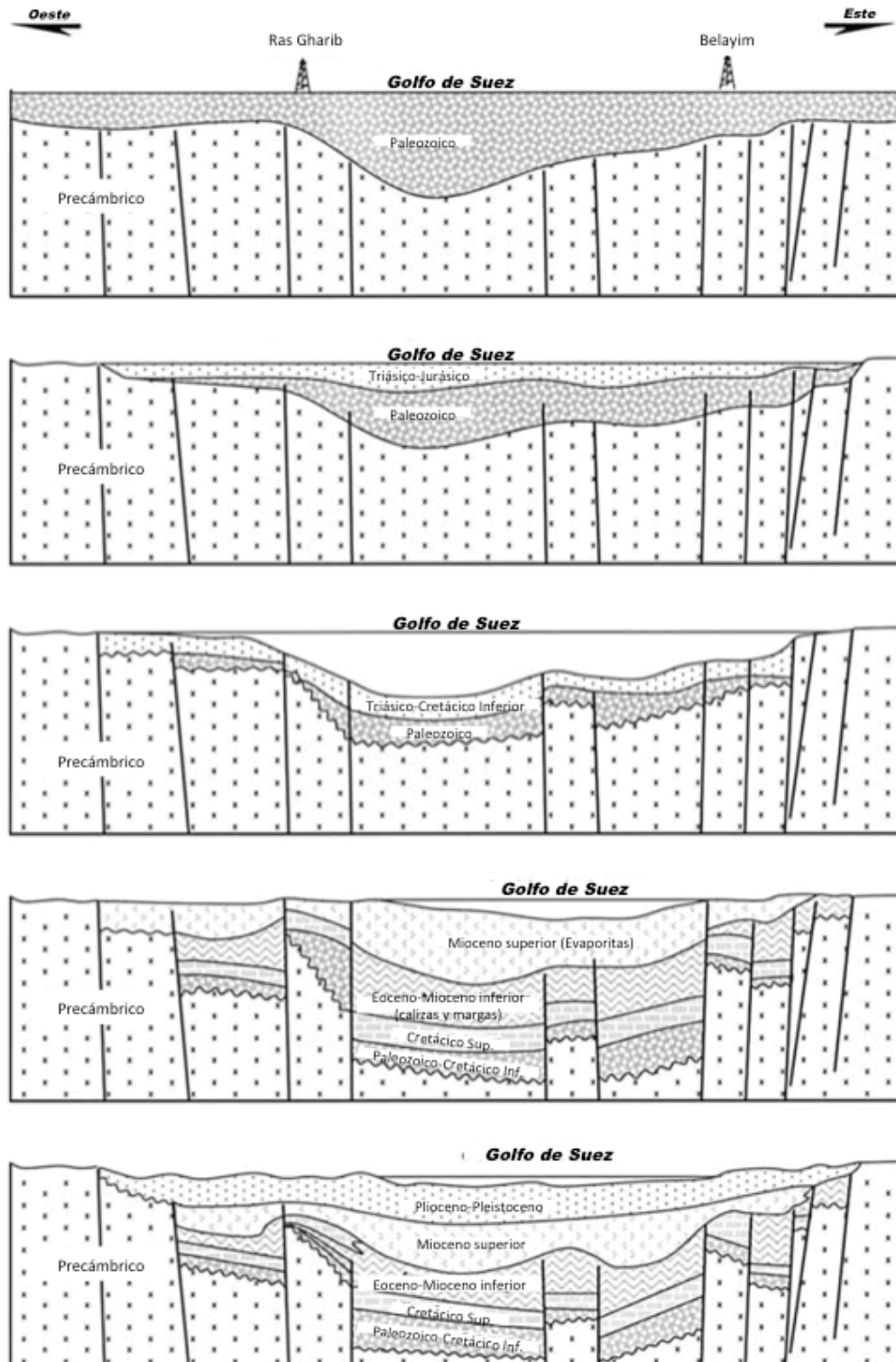


Figura 5.39 Esquema generalizado de la evolución tectónica del Golfo de Suez (modificado del Alsharhan, 2003).

Las fallas inversas y pliegues que afectan a la estratigrafía del Cretácico en la zona de transferencia se desarrollaron en primero por esfuerzos transpresivos en las fracturas NE-SW, y luego fueron rotados y plegados nuevamente por esfuerzos transtensivos durante el *rifting* (Oligoceno-Mioceno). Por otra parte, las fallas inversas que afectan a la estratigrafía del Mioceno derivan de los pliegues por propagación de falla en las unidades dúctiles del Mioceno superior que yacen sobre las unidades frágiles del Mioceno inferior. La zona de transferencia estuvo más activa que la zona de fallamiento de borde durante la depositación de diversas unidades del Mioceno, excepto durante el depósito de la Formación Belayim. La deformación originada durante el Plioceno-Pleistoceno se manifiesta como estratos ligeramente inclinados y fallas normales pequeñas (Bosworth y McClay, 2001).

5.2.2.3 Sistema Petrolero

5.2.2.3.1 Rocas Generadoras

Se han identificado intervalos generadoras con base en el contenido de COT y pirólisis (S2). En orden ascendente considerando la edad geológica son: la Caliza Brown del Cretácico Superior (COT promedio de 3.2%) y la Formación Thebes (COT promedio de 3.2%), unidades pre-*rift* formadas durante la transgresión del Tetis en la parte noreste de África; Las unidades sin-*rift* son La Formación Rudeis (COT promedio de 2.5%) y la Formación Kareem, así como también el Miembro Faraun (COT promedio de 1.5%, en un rango de 0.20 al 1.5%).

En términos de preservación y contenido de COT, la secuencia sin-*rift* es más importante que la pre-*rift*. Las rocas madre sin-*rift* son variadas, y pueden ser generadoras de aceite, gas y aceite, o gas.

También existe contribución al total de reservas probadas por parte de las unidades pos-*rift*. Con base en los análisis geoquímicos de contenido de COT y pruebas de pirólisis (S2) hechos sobre lutitas del Cuaternario y carbonatos que cubren la mayor parte del sistema de *rift* Golfo de Suez, se determinó que los intervalos arcillosos en éstas tienen un potencial generador (los valores de COT y S2 promedio reportados fueron de 1.0% y 4 kg/ton, respectivamente), (Alsharhan, 2003).

5.2.2.3.2 Rocas almacenadoras

Los yacimientos petroleros presentes en el Golfo de Suez pueden clasificarse como *pre-rift* o *sin-rift*.

Las areniscas paleozoicas se caracterizan por sus estratos bien clasificados y su madurez, y son las unidades almacenadoras *pre-rift* más importantes en la Formación Nubia. Los espesores superan los 300 m, y se tiene un factor de recuperación de hasta 60%. Las areniscas pueden alcanzar una porosidad de 29%, y tienen una permeabilidad que ronda los 400 mD.

Las areniscas del Mioceno son las unidades almacenadoras más importantes dentro del Golfo de Suez, con porosidades que van desde 15 hasta 35%. Las calizas arrecifales dolomitizadas también tienen un potencial almacenador. El fallamiento activo en el Mioceno temprano generó altos topográficos que fueron sumergidos por una transgresión en el Mioceno medio, fomentando el desarrollo de arrecifes en las partes altas. El levantamiento periódico de horsts permitió el lavado de las areniscas del Mioceno con aguas subterráneas ácidas que crearon una porosidad secundaria al disolver parcialmente el cementante carbonatado. Al mismo tiempo, los feldspatos fueron lixiviados y eventualmente se alteraron a caolinita (Coffield y Smale, 1987). Las calizas arrecifales fueron dolomitizadas como resultado del enriquecimiento relativo en magnesio en el agua connata debido a la precipitación de evaporitas.

Los yacimientos *sin-rift* tienen un mayor potencial que aquellos en las secuencias *pre-rift* por su grado de preservación, amplia distribución y producción en varias unidades a diferentes niveles estratigráficos.

5.2.2.3.3 Rocas sello

Existen abundantes horizontes de *caprock* (lutitas, evaporitas y calizas compactas) en la columna estratigráfica del Golfo de Suez. Las evaporitas del Mioceno pueden tener un espesor mayor a los 3 km, y son esenciales para la retención y preservación de acumulaciones de hidrocarburos.

La facies arcillosa de secuencias clásticas del Mioceno (formaciones Rudeis y Kareem) también sirven como sellos. En esos casos, los intervalos porosos dentro de la formación almacenan hidrocarburos y los arcillosos funcionan como sellos horizontales o

verticales. Las lutitas del Mioceno también son importantes para la formación de trampas estratigráficas.

La Caliza Brown del Cretácico, la Lutita Esna del Paleoceno y las calizas de la Formación Thebes del Eoceno pueden actuar como sellos verticales a los yacimientos en las areniscas cretácicas.

5.2.2.3.4 Trampas

Los estilos principales de trampas se derivan del fallamiento rotacional y las discordancias asociadas a éste. Las facies porosas del Carbonífero, Cretácico y Eoceno en los bloques de piso en los semi-graben entran en contacto con las rocas generadoras del Mioceno medio por fallamiento, y son cargadas por éstas.

Las trampas estratigráficas ocurren en superficies de erosión en la cima de los horsts y en los arrecifes del Mioceno. Por otra parte, las trampas estructurales son pliegues anticlinales por propagación de falla y estructuras derivadas de fallas rotacionales y de transferencia.

5.2.2.3 Aspectos Económicos

La historia estratigráfica y estructural que ha sido descrita por medio de secuencias tectónicas es la que ha permitido establecer los sistemas petroleros dentro del Golfo de Suez. Las rocas madre que se conocen son las las Calizas Brown del Campaniano y la Formación Thebes del Eoceno, junto con contribuciones localizadas en las formaciones Raha del Cenomaniano, Rudeis inferior y Belayim. La distribución de la Caliza Brown es controlada por la estructura de inversión Wadi Araba; la facies generadora no está presente en el norte de la estructura en la cuenca de Darag. En esa sección del *rift*, la principal roca madre es la Formación Thebes, que carga las arenas de Nukhul que le suprayacen (Roberts, 2012).

Los yacimientos principales en areniscas se encuentran en las formaciones Kareem y Rudeis inferior de la secuencia *sin-rift*, y la Formación Nubia en la *pre-rift*. Los secundarios son las secuencias *sin-rift* Zeit, Rudeis superior, y Nukhul; en la *pre-rift* son los grupos Thebes y Nezzazat, además del basamento precámbrico (figura 5.40). Los sellos regionales principales son: (1) las lutitas de aguas profundas pertenecientes a la

Formación Rudeis inferior, (2) los carbonatos de las formaciones Sudr y Thebes, y (3) las evaporitas de la Formación Gharib sur. Los bloques de piso *pre-rift* en Nezzazat y Nubia son cargados por la Caliza Brown, como es el caso de Ramadan, con 625 MMbpce y Saqqara con 80 MMbpce. Algunas bloques de piso *pre-rift* forman trampas combinadas con las rocas almacenadoras *sin-rift* (Roberts, 2012).

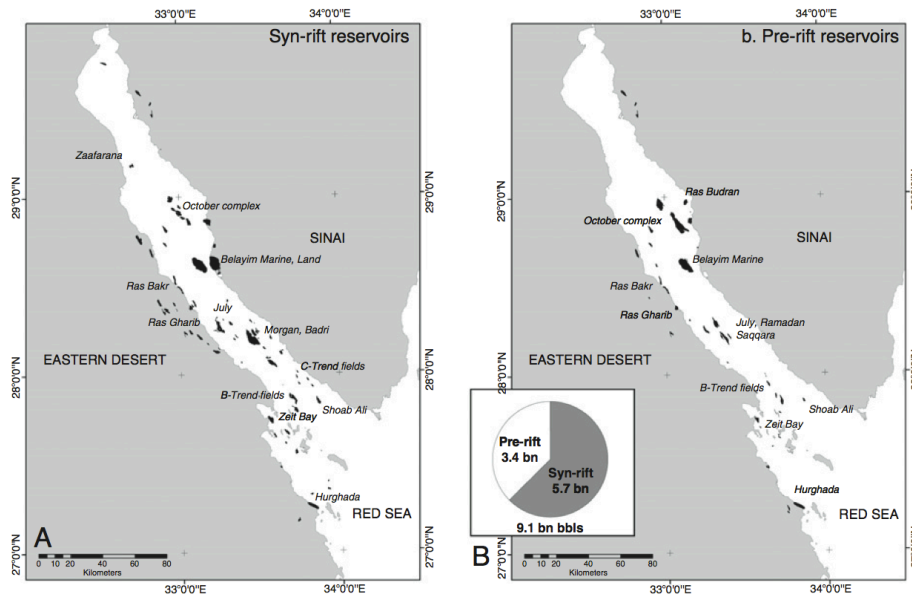


Figura 5.40 Distribución de los campos petroleros en *plays* (izq.) *sin-rift* y (der.) *pre-rift* dentro del Golfo de Suez (tomada de Roberts, 2012)

El campo Ras Gharib es una combinación de elementos que comprenden a un basamento somero y el desarrollo arrecifal *sin-rift* del Mioceno (en el bloque de techo de la Fm. Nubia), hacia el cual hubo migración de hidrocarburos. Existen otras acumulaciones en bloques de piso erosionados pertenecientes a la secuencia *pre-rift* y al basamento (como la bahía de Zeit, Hurghada y Shaob Ali) (Roberts, 2012).

Desde el primer descubrimiento petrolero en el bloque Gemnsa en la parte este del desierto de Egipto en 1886, se han descubierto alrededor de 9 mil millones de barriles de petróleo crudo equivalente en el Golfo de Suez, de los cuales ya se han producido 5 mil millones. El 60% de estas reservas se encuentran en las areniscas del Mioceno de la secuencia *sin-rift*, mientras que el resto yace principalmente en la Formación Nubia. Dolson et al. (2000) estima que aun existen alrededor de 1.5 a 3.3 MMMbpce por descubrirse dentro del Golfo de Suez, aunque señala que probablemente estén repartidos en campos con menos de 100 millones de barriles (Roberts, 2012)

CONCLUSIONES

1. Los *rifts* son regiones de deformación extensional que corresponden a límites de placas constructivos, en donde la litósfera fue completamente afectada por esfuerzos de tensión. Representan la etapa inicial de la ruptura continental donde la extensión rompe la litósfera y subsecuentemente pasa a formar una nueva cuenca oceánica.
2. La estructura interna, sus dimensiones y la historia evolutiva de las zonas de apertura activas es muy variable debido las diferencias reológicas de la litósfera, razón por la cual existen los *rifts* difusos y discretos.
3. La subsidencia de la parte superficial de la corteza es fundamental para formar depresiones capaces de acumular sedimentos. Los mecanismos que pueden generar suficiente subsidencia para crear cuencas son: adelgazamiento de la corteza, engrosamiento del manto litosférico, flujo de calor en la astenósfera, carga sedimentaria o vulcano-sedimentaria, densificación de la corteza, carga tectónica y carga subcortical.
4. Las cuencas tipo *rift* son importantes debido a que su relleno y estructuras tectónicas circundantes suponen una potencial preservación de registros fósiles, sedimentarios, paleoclimáticos, de la tasa de aporte de sedimentos, del proceso de fallamiento y de los recursos económicos explotables: agua, depósitos minerales e hidrocarburos.
5. Dentro de las manifestaciones de procesos extensionales afectando la litósfera continental se encuentran: las márgenes pasivas, zonas discretas de rompimiento intracontinental, *rifts* difusos, *rifts* dominados por componente lateral y los *rifts* en zonas de compresión regional.
6. Las cuencas sedimentarias asociadas a *rift* se definen por medio de componentes estructurales mayores y menores. Los componentes estructurales mayores son: las márgenes falladas o con fallas, fallas de borde, márgenes de charnela, depresiones profundas, bloques de falla y zonas de transferencia o acomodamiento. Los componentes estructurales menores son: las fallas normales (de basamento y de despegue), fallas inversas, y fallas de rumbo o laterales, así como los pliegues asociados genéticamente al fallamiento normal: pliegues por desplazamiento de falla, por propagación de falla y por flexión de falla.
7. Las cuencas de *rift* ocupan las estructuras generadas por las fallas de borde (un graben o un semi-graben) y sirven como lugar final de depósito de sedimentos en ambientes marinos o no marinos (continentales y de transición).
8. Las unidades estratigráficas básicas asociadas con el *rifting* son los paquetes sedimentarios o secuencias *pre-rift*, *sin-rift*, y *pos-rift*.
9. La mayoría de las cuencas de *rift* se desarrollan en etapas: En fases tempranas se forman numerosas fallas normales aisladas; a medida que progresa el *rifting*, algunas de estas fallas normales se prolongan y se juntan mientras otras se desactivan; posteriormente, el proceso de eslabonamiento produce un sistema de fallas de borde, y la cuenca aumenta en tamaño.

10. El espacio de acomodamiento generado por el fallamiento y por la topografía asociada al fallamiento es el control primario en los sistemas sedimentarios dentro de las cuencas *rift*.
11. Existen otros factores que influyen dichos sistemas: el levantamiento de bloques de falla, los pliegues y fallas, los movimientos tectónicos y el clima.
12. La tectónica es el control principal en la sedimentación en las cuencas de *rift* y es el factor determinante en la formación de trampas. La subsidencia controla geometría y la facies del relleno dentro de ésta.
13. Las rocas generadoras en la mayoría de los *riffts* productores de hidrocarburos pueden contener kerógeno del tipo I al tipo III.
14. Las unidades almacenadoras clásticas principales son *pre-rift* o areniscas fluviales formadas en etapas tempranas, areniscas turbidíticas *sin-rift* y areniscas marinas someras o fluviales formadas en etapas tardías
15. En las etapas tempranas de formación del *rift* comúnmente se originan sistemas de drenaje cerrados que llevan a la formación de lagos en lo que se depositan lutitas ricas en contenido orgánico que servirán tanto como rocas madre como sellos regionales.
16. El 67% de las reservas mundiales de hidrocarburos yacen en campos gigantes de aceite gas, de los cuales existe 877 en el mundo. Las cuencas sedimentarias en entornos tectónicos de extensión (o asociados a éstos) comprenden a la mayoría de estos campos gigantes.
17. En las márgenes continentales pasivas (también asociadas a entornos tectónicos de extensión) se centran la mayoría de los campos petroleros gigantes (aquellos que poseen al menos 500 mil barriles de aceite recuperable) del mundo, con un 36%. Los *riffts* continentales en los bordes o el interior de los continentes representan el 31%.
18. En México, la Cuenca de Sabinas es un *rift* abortado asociado a la apertura del Golfo de México que localiza en la porción noreste del país que se situó en régimen tectónico de extensión durante la apertura del Golfo de México en el Jurásico Inferior; posteriormente pasó a una etapa de subsidencia tectónica hasta el Tithoniano, subsidencia térmica hasta el Cretácico Superior y finalmente pasó a un régimen compresivo con la Orogenia Laramide en Cretácico Superior-Eoceno tardío.
19. En el aspecto petrolero, se han identificado tres sistemas petroleros relacionados a rocas generadoras del Tithoniano, Aptiano y Turoniano. Estos sistemas petroleros productores de gas y condensado. En la cuenca se ha acumulado más de 441 MMMpc de gas provenientes de 23 campos descubiertos. Los campos más importantes dentro de esta provincia petrolera son Monclova-Buena Suerte, Pirineo, Merced, Forastero, Lampazos y Minero.
20. La Cuenca de Chihuahua es una cuenca de *rift* simétrica que ocupa la parte este del Estado de Chihuahua. Tiene una historia evolutiva similar a la de la Cuenca de Sabinas por situarse en un entorno tectónico similar: contó con una etapa de *rifting* (Oxfordiano-Aptiano temprano), una de cuenca con desarrollo de plataforma (Aptiano tardío-Albiano) y un periodo de compresión (Cenomaniano-Paleógeno).

Conclusiones

21. En el aspecto petrolero, se tienen evidencias de hidrocarburos de asfalto, aceite y gas, asociados a la presencia de sistemas petroleros relacionados a cuatro rocas generadoras: Paleozoico, Tithoniano, Aptiano y Turoniano. En cuanto a recursos no convencionales de hidrocarburos, tanto Burro-Picachos-Sabinas y Chihuahua se han identificado como provincias precursoras de lutitas aceítíferas y gasíferas. En estas regiones, junto con las provincias de Burgos, Tampico-Misantla, Veracruz, tienen un estimado de recursos técnicamente recuperables de 150 a 459 MMMMpc.
22. A nivel mundial, la cuenca de Recôncavo en Brasil forma parte del sistema de *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá y es la única con producción petrolera en este sistema. El relleno sedimentario de este sistema contiene secuencias estratificadas que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico, dispuestos en megasecuencias pre, sin, y pos-*rift*: La etapa sin-*rift* ocurrió durante el Cretácico Inferior y su evolución se extendió hasta el Jurásico Superior-Albiano temprano.
23. La acumulación de hidrocarburos dentro de la cuenca puede agruparse en cuatro sistemas petroleros básicos: el sistema pre-*rift* Candeias-Sergi/Água Grande (!), el sistema sin-*rift* Candeias-Ilhas (!), el sistema sin-*rift* Candeias-Candeias (!) y el sistema sin-*rift* Candeias-Caruacu (!).
24. En Egipto, el Golfo de Suez (Oligoceno-Mioceno) es la terminación norte del sistema de *rift* golfo de Adén-mar Rojo que se desarrolló como resultado de la separación entre las placas Arábica y Africana. Las unidades dentro de este sistema van del Precámbrico al reciente y se dividen en tres megasecuencias: pre-*rift* (Precámbrico-Eoceno), sin-*rift* (Oligoceno-Mioceno) y pos-*rift* (Plioceno-reciente).
25. Los yacimientos principales en arenas se encuentran en las formaciones Kareem y Rudeis inferior de la secuencia sin-*rift* y la Formación Nubia en la pre-*rift*. Los secundarios son las secuencias sin-*rift* Zeit, Rudeis superior, y Nukhul; mientras que en la pre-*rift* son los grupos Thebes y Nezzazat, además del basamento precámbrico. Se han descubierto alrededor de 9 MMMbpce, de los cuales ya se han producido 5 mil millones. Además, se estima que aun existen alrededor de 1.5 a 3.3 MMMbpce por descubrirse repartidos en campos con menos de 100 millones de barriles.

BIBLIOGRAFÍA**A**

- Allen P. A. y Allen J. R. (2005). *Basin Analysis: Principles and Applications*. 2da Edición. Blackwell Publishing, Oxford.
- Allen, Philip A. (1990). *Basin Analysis: Principles and Applications*. 1ra. Edición. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Alsharhan, A. S. (2003). *Petroleum geology and potential hydrocarbon plays in the Gulf of Suez rift basin, Egypt*. AAPG Bulletin, vol. 87, pp. 143-180.
- Anderson, T. H. y Schmidt, V. A. (1983). *The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean region during Mesozoic time*. Geological Society of America Bulletin, vol. 94, pp. 941-966.
- Aragão, M. A. N. F., Trindade, L. A. F., Araújo, C. V., Silva, O. B., Scartezini, A. A., Oswald, F. H., Canário, J. A., y Garcia, A. P. (1998). *Distribution and controls of lacustrine source rocks in the Recôncavo Basin*. Brazil. AAPG International Conference & Exhibition Extended Abstracts, pp. 306. Rio de Janeiro.
- Arellano Gil, Javier (2013). *Geología Petrolera de Sistemas Depositacionales Clásticos de Aguas Profundas (Turbiditas)*. Apuntes de la asignatura Geología del Petróleo. Facultad de Ingeniería, UNAM. Inédito.
- Artyushkov, E. V. (1973). *Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities*. Journal of Geophysical Research, vol. 78, pp. 7675-7708.

B

- Barnett, J. A. M., Mortimer, J., Rippon, J. H., Walsh, J. J. y Watterson, J. (1987). *Displacement geometry in the volume containing a single normal fault*. AAPG Bulletin, vol. 71, pp. 925-937.
- Barrell, J. (1917). *Rhythms and the measurement of geologic time*. Geological Society of America Bulletin, vol. 28, pp. 745-904.
- Boggs, Sam Jr. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 4ta Edición. Pearson Prentice Hall, Nueva Jersey.
- Bosworth, W. y McClay, K. R. (2001). *Structural and stratigraphic evolution of the Gulf of Suez Rift, Egypt: A synthesis* como parte de *Peri-Tethyan Rift-Wrench Basins and Passive Margins* editado por Zeigler, P. A., Cavazza, W., Robertson,

Bibliografía

- A. H. F. y Crasquin-Soleau, S. *Musee Nationale Historia Naturalis*, pp. 567-606.
- Bowring S. A. y Williams I. S. (1999) *Priscoan (4.00-4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 134, pp. 3-16.
 - Bridges, L. W. y R. K. Deford (1962). *Pre-Carboniferous Rocks in Central Chihuahua, Mexico*. *AAPG Bulletin*, vol. 45, pp. 98-104.
 - Bridges, L. W. (1965) *Geología del área Plomosas, Chihuahua*. *Boletín Instituto de Geología UNAM*, vol. 84, pp. 1-134.
 - Brown, M. L. y Dyer, R. (1987). *Mesozoic geology of northwestern Chihuahua, Mexico, in Mesozoic Rocks of Southern Arizona and Adjacent Areas*. *Arizona Geological Society Digest*, vol. 18, pp. 381-394.
 - Bruhn, C. H. L. (1985). *Sedimentação e evolução diagenética dos turbiditos eocretácicos do membro Gomo, Formação Candeias, no compartimento nordeste da Bacia do Recôncavo, Bahia*. Universidade Federal de Ouro Preto, tesis de maestría, 203 pp.
 - Bruhn, C. H. L., Cainelli, C. y Matos, R. M. D. (1988). *Habitat do Petróleo e Fronteiras Exploratórias nos Rifts Brasileiros*. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, vol. 2, pp. 217-253.
 - Busby, C. y Azor, A. (2012). *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Blackwell Publishing, Oxford.
 - Byrant, I., Dailly P., Dribus, J., Fainstein, R., Harvey, N., McCoss, A., Montaron, B., Quirk, D. y Tapponier, P. (2013). *De cuenca a cuenca: La tectónica de placas en exploración*. *Schlumberger Oilfield Review*, vol. 24, no. 3, pp. 38-58

C

- Chapman, R. E. (1983). *Petroleum Geology*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam
- Charleston, S. (1981). *A summary of the structural geology and tectonicsof the state of Coahuila, Mexico* como parte de *Lower Cretaceous stratigraphy and structure northern Mexico* editado por Smith, C. I. West Texas Geological Society Publication, pp. 81-74, 28-36.
- Christensen, U. R. (1992). *An Eulerian technique for thermomechanical modeling of lithospheric extension*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, pp. 2015-2036.

-
- Clifton, A. E., Schlische, R. W., Withjack, M. O., y Ackermann, R. V. (2000). *Influence of rift obliquity on fault-population systematics: Results of clay modeling experiments*. Journal of Structural Geology, vol. 22, pp. 1491-1509.
 - Coffield, D. Q. y J. L. Smale (1987). *Structural geometry and synrift sedimentation in an accommodation zone, Gulf of Suez, Egypt*. Oil & Gas Journal, vol. 85, no. 51, pp. 56-59.
 - Condie, Kent C. (1997). *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. 4ta Edición. Butterworth-Heinemann, Oxford.

D

- Davison, I. (1987). *Normal fault geometry related to sediment compaction and burial*. Journal of Structural Geology, vol. 9, pp. 393-401.
- 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 Memoir, vol. 100, pp. 15-42.
- De Marco, Andrei (2012). *Recôncavo and Tucano Sul Basins*. National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels: 11th Oil & Gas Bidding Rounds. Reporte interno.
- Dickinson, William R. (1995). *Forearc Basins*. Blackwell Science, Oxford, pp. 221-266.
- Dickinson, William R. (1974). *Plate Tectonics and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, no. 12.
- Dickinson, William R. (1993). *Basin geodynamics*. Basin Research, vol. 5, pp. 195-196.
- Dickinson, William R. y Stern, R. J. (2010). *The Gulf of Mexico is a jurassic back-arc basin*. Geosphere Special Volume, pp. 739-754.
- Dolson, J. C., M. V. Shann, S. Matbouly, C. Harwood, R. Rashed, y H. Hammouda (2001). *The petroleum potential of Egypt* como parte de *Petroleum provinces of the twenty-first century* editado por Downey, M. W., Threet, J. C. y Morgan, W. A. AAPG Memoir vol. 74, pp. 453-482.
- Dribus, John R., Jackson, Martin P. A. y Kapoor, Jerry (2008). *La recompensa que yace bajo la sal*. Schlumberger Oilfield Review, vol. 20, no. 3, pp. 4-19.

Bibliografía

E

- Eguiluz de A., S. (2001). *Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern México* como parte de *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems* editado por Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A. AAPG Memoir vol. 75, pp. 241-270.
- Einsele, Gerhard (1992). *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*. 1ra Edición. Springer-Verlag, Heidelberg-Berlín.
- England, P. (1983). *Constraints on the extension of continental lithosphere*. Journal of Geophysical Research, vol. 88, pp. 1145-1152.
- Escalera, J. A. y Hernández R. U. (2010). *Provincias petroleras de México*. En Edición.

F

- Falvey, D. A. (1974). *The development of continental margins in plate tectonic theory*. APEA Journal, vol. 14, pp. 95-106.

G

- Garfunkel, Z. (1972). *Transcurrent and transform faults: a problem of terminology*. Geological Society of America Bulletin, vol. 83, no. 11, pp. 3491-3496.
- Gawthorpe, R. L. y Leeder, M. R. (2000). *Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins*. Basin Research, vol. 12, pp. 195-218.
- Gilmor, C. S. (1990). *History of geophysics*. American Geophysical Union, p. 156.
- Goldhammer, R. K. (1999). *Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico* como parte de *Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, USA* editado por Bartolini, C., Wilson, J. L., Lawton, T. F. Geological Society of America Special Paper, vol. 340, pp. 1-58.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., Camprubí, A. (2007). *Estratigrafía del noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 59, no. 1, pp. 43-62.
- Gordon, R. G. (1998). *The plate tectonic approximation: plate non-rigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions*. Revista anual Earth

Planet Sciences, vol. 26, pp. 615-42.

- Greenwood, E., Kottowski, F.E. y Thompson, III, S. (1977). *Petroleum potential and stratigraphy of Pedregosa basin; comparison with Permian and Orogrande basins*. AAPG Bulletin, vol. 61, pp. 1448-1469.

H

- Haenggi, Walter T. (2001). *Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part I: the pre-Mesozoic setting*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo LIV, pp. 28-66.
- Harding, T. P. (1984). *Graben hydrocarbon occurrences and structural styles*. AAPG Bulletin, vol. 68, pp. 333-362.
- Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., Pietranik, A. B., Cawood, P. A., Kemp, A. I. S., y Storey, C. D. (2010). *The generation and evolution of the Continental Crust*. Journal of the Geological Society of London, vol. 167, pp. 229-248.

I

- Isacks, B., Oliver, J. y Sykes, L. R. (1968). *Seismology and the new global tectonics*. Journal of Geophysical Research, vol. 73, pp. 5855-99.
- Ingersoll, R. V. y Busby, C. J. (1995). *Tectonics of sedimentary basins*. 1ra Edición. Blackwell Science, Oxford.

J

- Johnson, C. R., Ward, W. C. y Goldhammer, R. K. (1991). *Mechanisms for high-frequency cyclicity in the Upper Jurassic limestones of northeastern Mexico*. AAPG Bulletin, vol. 75, p. 603.

K

- Kearey, P., Klepeis, K. y Vine, F. (2008). *Global Tectonics*. 3ra Edición. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Kusznir, N. J. y Park, R. G. (1987). *The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, crustal composition and thickness*. Continental extensional tectonics, Geological Society of London Special Publication no. 26, pp. 35-52.

L

- Lambiase, J. J. (1990). *A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins* como parte de *Lacustrine Basin Exploration: Case studies and modern analogs* editado por Katz, B. J. AAPG Memoir, vol. 50, pp. 265-276.
- Lambiase, J. L. y Morley, C. K. (1999). *Hydrocarbons in rift basins: The role of stratigraphy*. Philosophical Transactions of the Royal Society, vol. 357, pp. 877-900.
- Leeder, M. R. y Gawthorpe, R. L. (1987) *Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins* como parte de *Continental Extensional Tectonics* editado por Coward, M. P., Dewey, J. F. y Hancock, P. L. Geological Society of London Special Publication, vol. 28, pp. 139-152.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A. y Banner, J. (1999) *Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico*. Geological Society of America Bulletin, vol. 111, pp. 1010-1029.

M

- Magnavita L. P. (1992) *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*. University of Oxford, tesis doctoral, 493 pp.
- Magnavita L. P., Silva R. R. Y Sanches C. P. (2005). *Guia de campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil*. Boletim de Geociências da Petrobrás, vol. 13, pp. 301-334.
- 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 Memoir no. 78, pp. 43-93.
- Matlak Al-Hajeri, M. y Al Saeeda, M. (2009). *Modelado de cuencas y sistemas petroleros*. Schlumberger Oilfield Review, vol. 21, no. 2, pp. 16-36.
- McKenzie, D. (1978). *Some remarks on the development of sedimentary basins*. Earth Planet Sciences Letter, vol. 40, pp. 5-32.
- McKenzie, Dan y White, Robert (1989). *Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts*. Journal of Geophysical Research, vol. 94, no. B6, pp. 7685-7729.
- McLennan, S. M. y Taylor, S. R. (1996). *Heat flow and the chemical composition*

-
- of Continental Crust*. Journal of Geology, vol. 104, pp. 369-77.
- Miall, A. D. (2000). *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 3ra. Edición. Springer-Verlag, Heidelberg-Berlín.
 - Miranda-Canseco, E., Rojas-Rosas, R., Navarro-Hernández, R., Ruiz-Osorio, A., Carrillo-Montiel, I., Rodríguez-Arvizu, L. y Méndez-Vázquez, J. (2005). *Proyecto "Evaluación de los Sistemas Petroleros del Golfo de México Profundo"*. Reporte Interno, Pemex Exploración y Producción.
 - Molnar, P., England, P. y Martinod, J. (1993). *Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian Monsoon*. Reviews in Geophysics, vol. 31, no. 4, pp. 357-396.
 - Morgan, W. J. (1972). *Plate motions and deep mantle convection*. AAPG Bulletin, vol. 56, pp. 203-213.
 - Moustafa, A. R. (1993). *Structural Characteristics and tectonic evolution of the east margin blocks of the Suez rift*. Tectonophysics, vol. 223, pp. 381-399.
 - Moustafa, A. R. (1997). *Controls on the development and evolution of transfer zones: The influence of basement structure and sedimentary thickness in the Suez Rift and Red Sea*. Journal of Structural Geology, vol. 19, pp. 755-768.

O

- Ortuño, A. F. (1985). *Évolution sédimentaire Mésozoïque du bassin rift de Chihuahua le long d'une transversale Aldama-Ojinaga (Mexique): Implications géodynamiques*. L'Université de Pau et des Pays de l'Adour, tesis doctoral, 244 pp.
- Ortuño A. F. y Delfaud, J. (1988). *Estadios geodinámicos de evolución de la Cuenca Mesozoica de Chihuahua en el norte de México*. II Congreso Geológico de España: Granada, vol. 3, pp. 309-316.
- Oviedo-Padrón y Edgar G. (2008). *Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua y su relación con el levantamiento de Plomosas*. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 117 pp.

P

- Padilla y Sánchez, R. J. (1986). *Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico*. Geofísica Internacional, vol. 25, pp. 157-206.
- Parsons, B. y Sclater, J. G. (1977). *An Analysis of the Variation of Ocean Floor*

Bibliografía

- Bathymetry and Heat Flow with Age*. Journal of Geophysical Research, vol. 82, pp. 803-27.
- Patton, T. L., Moustafa, A. R., Nelson, R. A., y Abdine, S. A., (1994). *Tectonic evolution and structural setting of the Suez Rift* como parte de *Interior rift basins* editado por Landon, S. M. AAPG Memoir, vol. 59, pp. 9-55.
 - Peakall, J. (1998). *Axial river evolution in response to half-graben faulting: Carson River, Nevada, U.S.A.* Journal of Sedimentary Research, vol. 68, pp. 788-799.
 - PEMEX Exploración y Producción (2012). *Aceite y Gas en Lutitas: Avances en la evaluación de su potencial en México*. Reporte interno.
 - PEMEX Exploración y Producción (2013a). *Provincia Petrolera de Sabinas-Burro-Picachos*.
 - PEMEX Exploración y Producción (2013b). *Provincia Petrolera de Chihuahua*.
 - PEMEX Exploración y Producción (2013c). *Provincia Petrolera Golfo de México Profundo*.
 - PEMEX-IMP (2000). *Atlas de cuencas petroleras de México*. Reporte interno, Pemex Exploración y Producción.
 - Pettingill, H. S. (2001). *Giant field discoveries of the 1990s*. The Leading Edge, vol. 20, no. 7, pp. 698–704.
 - Pindell, J. L. (1985). *Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean*. Tectonics, vol. 4, pp. 1-39.
 - 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.
 - Pindell, J., Watts, A. y Kennan, L. (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.

-
- Proffett, J. M. Jr. (1977). *Cenozoic geology of the Yerington District, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting*. Geological Society of America Bulletin, vol. 88, pp. 247-266.
 - Puente, Rafael S. (2007). *Distribución de los depósitos estratoligados de Barita, Celestina, Fluorita y Plomo Zinc en el Noreste de México y ejemplo de los mantos de celestina en la Sierra del Venado, Coahuila*. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 126 pp.

R

- Roberts, D. G. (2012). *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. 1ra Edición. Elsevier, Oxford.
- Román R., J. R. y Holguín Q., N. (2001). *Subsistemas generadores de la región norte de México*. Boletín AMGP, vol. 49, no. 1-2, pp. 68-84.
- Rosendahl, B. R. (1987). *Architecture of continental rifts with special reference to East Africa*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 15, pp. 445-503.
- Royden, L. H. (1993). *Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision*. Tectonics, vol. 12, no. 3, pp. 629-638.
- Rudnick, R. L. y Gao, S. (2003) *Composition of the Continental Crust*. Treatise on Geochemistry, Elsevier, vol. 3, pp. 1-4.
- Ruppel, C. (1995). *Extensional processes in continental lithosphere*. Journal of Geophysical Research, vol. 100, pp. 24, 187- 24, 215.

S

- Schlumberger (2010). *Mexico Well Evaluation Conference*.
- Scholz, C. A., Moore T. C., Hutchinson, D. R., Klitgord, K. D. y Golmshtok, A. J. (1997). *Comparative sequence stratigraphy of low-latitude versus high-latitude lacustrine rift basins: Seismic data examples from the East African and Baikal Rifts*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, vol. 140, pp. 401-420.
- Sclater, J. G., Royden, L., Horvath, F., Burchfiel, B.C., Sernkin, S. y Stegena, L. (1980). *Subsidence and thermal evolution of the intra-Carpathian basins*. Earth Planet Sciences Letter, vol. 51, pp. 139-162.
- Sengor, A. M. C. y Burke, K. (1978). *Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications*. Geophysical Research Letter, vol. 5, pp. 419-

Bibliografía

- 421.
- Sengor, A. M. C (1995). *Sedimentation and tectonics of fossil rifts* como parte de *Tectonics of sedimentary basins* editado por Ingersoll, R.V. y Busby, C.J. Blackwell Science, Oxford, pp. 53-117.
 - Sonder, L. J., England, P. C., Wernicke, B. P. y Christiansen, R. L. (1987) *A physical model for Cenozoic extension of western North America, in Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, vol. 28, pp. 187-201.
 - Stanley, Steven M. (2009). *Earth System History*. 3ra Edición. W.H. Freeman y Co., Nueva York.
 - Steckler, M. S., Berthelot, F., Lyberis, N. Y Lepichon, X (1988). *Subsidence in the Gulf of Suez: Implications for rifting and plate kinematics*. Tectonophysics, vol. 153, 249-270.

T

- Talbot, M. R. (1988). *The origins of lacustrine oil source rocks: evidence from the lakes of tropical Africa*. Geological Society of London Special Publication, vol. 40, pp. 29-43.
- Tamaki, K. y Honza, E. (1991). *Global tectonics and the formation of marginal basins: Role of the western Pacific*. Episodes vol. 14, pp. 224-230.
- Tarbuck, E. J. y Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra*. Traducción de la 8va. Edición. Pearson Prentice Hall, Nueva Jersey.

V

- Verall, P. (1989). *Speculations on the Mesozoic-Cenozoic Tectonic History of the Western United States*. AAPG Memoir no. 46, 615-631.
- Vine, F. y Matthews, D. H. (1963). *Magnetic anomalies over oceanic ridges*. Nature, vol. 199, pp. 947-949.

W

- Walsh, J. J. y Watterson, J. (1987). *Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface*. Journal of Structural Geology, vol. 9, pp. 1039-1046.
- Wernicke, B. (1985). *Uniform-sense normal simple shear of the continental*

-
- lithosphere*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 22, pp. 108-125.
- Wilde S. A., Valley J. W., Peck W. H., y Graham C. M. (2001) *Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago*. Nature no. 409, pp. 175-178.
 - Wilson, J. L., (1990) *Basement structural controls on Mesozoic carbonates facies in northeastern Mexico: A review* como parte de *Carbonate platforms, facies, sequences and evolution* editado por Tucker, M. E., Wilson, J. L., Crevello, P. D., Sarg, J. R. y Read, J. F. International Association of Sedimentologists Special Publication, vol. 9, pp. 235-255.
 - Wilson, J. L., Ward, W.C., Finneran, J. (1984). *A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico: Gulf Coast Section*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 76
 - Wilson, J. T. (1965). *Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies SW of Vancouver Island*. Science, vol. 150, pp. 482-485.
 - Wilson, J. Tuzo (1963). *Evidence from Islands on the Spreading of Ocean Floors*. Nature no. 197, pp. 536-538.
 - Wilson, M. y Guiraud, R. (1992). *Magmatism and rifting in western and central Africa, from Late Jurassic to Recent Times*. Tectonophysics, vol. 213, pp. 203-225.
 - Withjack, M. O. y Jamison, W. R. (1986) *Deformation produced by oblique rifting*. Tectonophysics, vol. 126, pp. 99-124.
 - Withjack, M. O., Schlische, R. W. y Olsen, P. E. (2002) *Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems*. Sedimentation in Continental Rifts, vol. 1, pp. 57-81.

Z

- Ziegler, P.A., 1993. *Plate moving mechanisms: their relative importance*. Journal of the Geological Society of London, vol. 150, pp. 927-940.
- Zielger, P. A. (1996) *Geodynamic processes governing the development of rifted basins*, como parte de *Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins*, editado por Roure, F. Institute Français du Petrole-Technip Editorial, Paris, pp. 85-94.