



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Golfo de California: Implicaciones
Tectónicas en la Generación de
Recursos Energéticos**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

PRESENTA

Ramírez Flores, Guillermo Amarillo

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Iza Canales García



Ciudad Universitaria, CD. MX., 2021

A mi mamá

Porque todo lo que soy, es gracias a ti, y todo lo que hago, lo hago
por ti.

A Mercedes, Héctor, Marga, Memín y Jéssica

Que todo su cariño, enseñanza y esfuerzo se ven reflejados en mi
andar, pensar y soñar.

A Raúl y a mis otros hermanos

Para ustedes, que me han acompañado e inspirado. Que alteramos
esa línea tangente que definió nuestro encuentro y la
transformamos en coincidente. Que alcanzan y estremecen esos
lugares inhóspitos de mi mente y mi memoria.

A todos ustedes les dedico el siguiente fragmento:

“No puedo evitar que tropieces.
Solamente puedo ofrecerte mi mano
para que te sujetes y no caigas.

Tus alegrías,
tus triunfos y tus éxitos no son míos,
pero disfruto sinceramente
cuando te veo feliz.”

A los Amigos, de Jorge Luis Borges

Agradecimientos

A la Dra. Iza Canales García por haber aceptado ser mi directora de tesis. Gracias por todo el tiempo que me has brindado y la paciencia que me has tenido. Gracias por enseñarme y acompañarme desde los primeros semestres, por apoyarme en todos los procesos y decisiones que he tomado, por las críticas y consejos, y por el genuino interés en mi vida escolar y profesional.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente a la Facultad de Ingeniería, porque fue mi segundo hogar durante cinco años, mi máxima fuente de conocimiento y oportunidades. Gracias por brindarme las herramientas y oportunidades para poder llevarme a donde estoy ahora.

A mi familia, por siempre haberme apoyado y siempre estar al pendiente de mi bienestar. Sin todo su apoyo no hubiera sido posible llegar hasta aquí. En especial a mi mamá y a mi hermano Raúl, quienes son tan valientes y honrados, que han pasado por tanto y, a pesar de todo, siempre se han preocupado por mí; también a Mercedes y a Héctor, por querer lo mejor para mí y brindarme críticas y consejos, además de cariño, para asegurar que tome las mejores decisiones; a Marga, con su inmenso cariño y sabiduría, y porque, a pesar de todas las dificultades, siempre busca compartir con nosotros; y a Memín y Jéssica, porque a pesar de no hablar ni convivir tanto, siempre están ahí para mí, gracias por considerarme y apoyarme en todo momento.

A Miguel Ángel Toscano, Mauricio Toscano, Maximiliano Alonso, José Miguel Hernández y Christopher Revoredo, cuya alegría, forma de pensar y forma de actuar siempre han influido en mi ideal de ser. Les agradezco por aceptarme y considerarme, por compartir conmigo sus experiencias y confidencias, y por todas las aventuras que hemos vivido y por lo que nos deparará. También a la familia de cada uno de ustedes: a Gabriela, Saradela, Álvaro, Irene, Wicho, Andrea, Vanessa y Martín; porque siempre me aceptaron con cariño en sus casas y nos permitieron y/o acompañaron (hasta la fecha) en todas nuestras ocurrencias y aventuras.

A Christian Tapia y a Adolfo Altamirano, por estar en mi memoria y vivencias, por presentarse sin miedo alguno de esos lugares desapacibles de mi mente, por inspirar mi futuro y expandir mi pensamiento en todos los aspectos (no solo en lo artístico, lo humano y lo moral, sino también en mi misma área y en la ciencia en general). Por todas nuestras aventuras que, verdaderamente, merecen llamarse así.

A Ana Sofía de la Fuente, a Rodrigo Salinas y a Majo, por hacerme sonreír en todo momento y recordarme la importancia de equilibrar el trabajo y la diversión; por aceptar nuestros errores y diferencias y procurar la cercanía. Gracias por compartir conmigo tanto y por buscar convivir aún más. Gracias por sus recuerdos, por sus historias, por sus experiencias, opiniones y consejos; cada uno de ellos tiene un gran valor para mí.

A Nelson y Alan, por haberme mostrado una gran amistad, nuevas perspectivas y diversiones, y siempre enseñarme cosas interesantes. Me acompañaron en inolvidables momentos de mi vida.

A Roberto Cabral, por esos momentos en el tráfico llenos de anécdotas y sabiduría, por motivarme a realizar un trabajo de este tipo e impulsarme siempre a buscar más oportunidades, por presionarme en la distancia de manera sutil, y, sobretodo, por estar al pendiente de mí.

Índice de Contenido

1	Introducción	8
1.1	Objetivo	9
1.1.1	Objetivos Específicos	9
1.2	La importancia energética de las estructuras de golfo	10
1.2.1	Península Arábiga	10
1.2.2	Golfo de México	11
2	Marco Geológico	13
2.1	Modelos Tectonoestratigráficos	15
2.2	Cuenca Wagner	20
2.3	Cuenca Guaymas	20
2.4	Cuenca Alfonso	21
3	Cuencas Pull-Apart	23
3.1	Efectos de la Tectónica sobre los Patrones de Depósito y de Erosión	25
3.1.1	Velocidad de Subsistencia	27
3.1.2	Aporte Sedimentario	34
3.2	Fluidos Asociados con Puntos Calientes Oceánicos	36
3.2.1	Sistemas de Fluidos Asociados con Segmentos de Fallas Transformantes	38
4	Recursos Energéticos Asociados a Sistemas de Rift	47
4.1	La Importancia de la Estructura Precedente al Desarrollo de la Cuenca	47
4.2	El Desarrollo Continuo de la Cuenca Durante la Extensión	50
4.3	Transformación de la Cuenca Posterior a su Formación	55
4.4	Metanogénesis	57
5	Localización de Recursos en el Golfo de California	64
5.1	Cuenca Wagner	64
5.1.1	Emisiones Hidrotermales	66
5.2	Cuenca Guaymas	66
5.2.1	Emisiones Hidrotermales	67
5.2.2	Hidratos de Metano	69
5.2.3	Hidrocarburos	69
5.2.3.1	Roca Generadora	70
6	Estudios Geofísicos Realizados en el Área	72
6.1	Método Sísmico	72
6.2	Método Electromagnético	77
6.3	Método Gravimétrico	80
6.4	Resultados de los estudios realizados en la zona	85
6.5	Discusión y análisis de resultados	112
7	Conclusiones y Recomendaciones	114

8 Referencias Bibliográficas	117
A Escala de Tiempo Geológico	122

Índice de Figuras

2.1 Formación del rift del Golfo de California.	14
2.2 Localización de las cuencas <i>Wagner, Guaymas y Alfonso</i>	16
2.3 Terrenos tectonoestratigráficos al Norte de la península de Baja California. .	17
2.4 Provincias fisiográficas de Baja California Sur.	19
2.5 Perfil batimétrico de la cuenca Alfonso.	22
3.1 Modelo de una cuenca pull-apart.	24
3.2 Modelo de un graben.	26
3.3 Modelo extensional para la representación de los efectos en la subsidencia. .	34
3.4 Fumarola Negra (black smoker).	37
3.5 Oxidación Anaeróbica del Metano (<i>AOM</i>).	44
3.6 Expulsión de burbujas de metano.	45
3.7 Criticalidad autoorganizada (<i>SOC</i>) de Baker et al. (1987).	46
4.1 Modos de extensión de la corteza.	49
4.2 Modelos de formación de cuencas.	52
4.3 Formación de cuencas de acuerdo al modelo de enlongamiento heterogéneo. .	53
4.4 Estratigrafía general de una cuenca de rift.	55
4.5 Forma típica de los límites de una cuenca de rift.	56
4.6 $\delta^{13}C$ de distintos organismos y materiales.	59
5.1 Perfil sísmico de reflexión en la cuenca Wagner.	65
5.2 Perfil sísmico de la cuenca Guaymas.	68
6.1 Ley de Snell para la representación de la reflexión sísmica.	72
6.2 Representación del punto de reflejo común (CDP).	75
6.3 Red sísmica NARS-Baja.	85
6.4 Tomografía de la velocidad de grupo de ondas Rayleigh en el Golfo de California.	88
6.5 Mapas de velocidad de onda de corte en el Golfo de California.	90
6.6 Mapa de los levantamientos geofísicos realizados en la cuenca Wagner.	92
6.7 Diagramas polares del tensor de impedancias de la cuenca Wagner.	94
6.8 Resistividad aparente y tensor de fases de impedancia de la cuenca Wagner.	95
6.9 Perfil gravimétrico y modelo de resistividad de la cuenca Wagner.	97
6.10 Mapa del área de estudio de reflexión sísmica realizado por PEMEX.	98
6.11 Secciones sísmicas correlacionables del proyecto San Felipe-Tiburón de PEMEX.	99
6.12 Modelo estructural de la cuenca Wagner.	100
6.13 Mapa gravimétrico del centro del Golfo de California.	102
6.14 Perfil sísmico y gravimétrico del norte de la cuenca Guaymas.	104
6.15 Registros acústicos.	106
6.16 Modelo de estructura de velocidades de la cuenca Guaymas.	107
6.17 Características estructurales y mapa gravimétrico del sur de Baja California.	109
6.18 Perfil gravimétrico y modelos plausibles del sur de Baja California Sur. . . .	111

A.1 Escala de Tiempo Geológico.	122
---	-----

RESUMEN

El Golfo de California es una zona de gran potencial de recursos naturales (minerales, hidrotermales y petroleros), caracterizándose tectónicamente como una zona transformante y de rift. La formación y evolución de los recursos energéticos de la zona se presentan escalonados (del SE, más antiguo, al NW, más reciente) debido a la misma apertura direccional (SE-NW) del rift, lo que permite observar y analizar la historia y los factores tectónicos graduales en un mismo lugar, sin necesidad de figurar hipótesis de la formación de un recurso exclusivo que ya ha pasado por todas estas etapas de evolución. Es decir, se encuentra dentro de un marco de referencia ipso facto (i. e., las características de formación se presentan frente a uno), el cual permitirá una mejor comprensión de la génesis y evolución de depósitos que han sido o están siendo explotados y de las interrogantes tectónicas implicadas en estos; permitiendo entonces aportar consideraciones determinantes en la exploración de recursos energéticos en otros lugares del mundo.

En este trabajo se analizan tres zonas del Golfo de California en el contexto de evolución del rift. En el sur del Golfo de California se ha presentado la mayor extensión del rift, y dentro del cual se analizará a la cuenca Alfonso. Esta cuenca (y la zona sur en general) es en la que menor cantidad de estudios se han realizado, sin embargo, presenta características de interés en exploración petrolera, ya que se interpreta que las secuencias sedimentarias contienen abundante materia orgánica y un bajo intercambio de agua.

En la parte central del Golfo se encuentra un alto gradiente geotérmico, en especial en la cuenca Guaymas. En esta zona se ha extendido la corteza en menor proporción que en el sur, sin embargo, esto exhibe una dependencia tectónica mayor, ya que la subsidencia controlada por los factores tectónicos y térmicos se efectúa y manifiesta actualmente. Estos mismos factores tectónicos y térmicos determinan rasgos geológicos y batimétricos que, combinados con la circulación oceánica y las surgencias, convierten a la zona en un lugar favorable para la actividad biológica y, consecutivamente, para la formación de hidrocarburos.

En el norte, por otra parte, apenas empieza la apertura y extensión del rift, lo cual refleja las características tectónicas iniciales de formación de las cuencas sedimentarias con potenciales recursos naturales de interés. En esta zona se toma como ejemplo a la cuenca Wagner, la cual se caracteriza por presentar una amplia columna sedimentaria y un alto flujo de calor enmascarado por la misma columna sedimentaria. Esta cuenca, a pesar de ser de un gran potencial hidrotermal (al manifestar expulsiones de gas y de lodo rico en barita, sulfuros y carbonatos), se ve limitado su estudio por el gran espesor sedimentario, el cual, además de disipar el calor, impide una caracterización detallada profunda.

Las características tectónicas, estructurales y sedimentarias del Golfo de California, analizadas a través de las cuencas mencionadas, son comparables con otras zonas de interés, en especial con el Golfo de Suez, el cual presenta un alto flujo de calor y alberga rutas de fluidos hidrotermales, además de servir como base de referencia para futuros estudios y consideraciones del Golfo de California.

Resumen aprobado por: _____

Dra. Iza Canales García
Directora de tesis

ABSTRACT

The Gulf of California is a zone with a great natural resources (mineral, hydrothermal and hydrocarbon resources) potential, being tectonically characterized as a transform as well as a rift zone. The formation and evolution of the energetic resources are presented in the zone in a staggered order (in the southeast the most ancient and in the northwest the youngest) due to the same directional opening (SE-NW) of the rift, making it possible to observe and analyze the history and the gradual tectonic features presented in a single place, with no need to cogitate about the formation events of a resource that has already been through these events. That is, we are located inside an ipso facto reference frame (i. e., the staggered formation features are currently visible), which will allow a deeper understanding regarding the genesis and evolution of currently exploded or already exploded deposits and the tectonic inquiries implied in these; acknowledging deterministic considerations in the general exploration of the energetic resources here analysed.

In the present work, three areas of the Gulf of California are analyzed within the evolutionary context of the rift. The greatest rift extension has been presented in the south of the Gulf of California, in which the Alfonso basin is analyzed in the present work. This basin (and the south in general) is the least studied in the Gulf. Nevertheless, it presents noticeable characteristics that made it a high hydrocarbon potential, due to the high rate of organic matter present in the basin and the low water exchange.

A high geothermal gradient has been seen in the central part of the Gulf, especially in the Guaymas basin. In this area has been less extension than in the south, however, this zone presents a higher tectonic dependency, owing to the fact that the subsidence controlled by the tectonic and geothermal factors is proceeding at the present time. These same tectonic and geothermal characteristics customize geologically and bathymetrically the area and the surroundings in an habitat that, combined with the oceanic water exchange and coastal upwelling, turns attractive for the biological activity and, progressively, for the formation and accumulation of hydrocarbons.

In the north, on the other hand, the rift opening and extension has just started, which manifests the initial tectonic features implied in the formation of a sedimentary basin that could host high interest natural resources. Regarding this zone, in this work the Wagner basin is analyzed, which present a high sediment column and a high thermal flux. The latest being masked due to the large sediment column. In this basin, regardless of it significant energetic potential (by manifesting gas seeps and mud rich in baryte, sulfides and carbonates), the studies are limited owing to the sediment column thickness, which, besides dissipating the heat, prevents and ravel a detailed deep imaging.

The tectonic, structural and sedimentary features of the Gulf of California, analyzed in this work through the previously mentioned basins, are commensurable with other zones or gulfs of energetic interest, specially with the Gulf of Suez, which present a high thermal flux and harbors hydrothermal fluids routes, aside from serving as a reference basis for further studies and considerations in the Gulf of California.

1. Introducción

El Golfo de California está constituido por una serie de rifts (zonas de ruptura o separación extensional de una placa tectónica) relativamente jóvenes, los cuales albergan áreas de gran potencial energético (geotérmico y de hidrocarburos). Esto se ha investigado y analizado debido a los altos flujos de calor dentro de éstas. El conjunto de rifts inició su formación hace aproximadamente 12 Ma (Martín-Barajas, 2014; Valdez-Barrera, 2017), a la par que se fueron generando cuencas que son, precisamente, las que albergan estas características de interés energético. Sin embargo, a pesar de su corto periodo de formación, es justamente el sistema de rifts el que imparte un papel fundamental en la formación y evolución de los recursos energéticos.

La formación y propagación de estas cuencas se inició de sur a norte del Golfo de California (Martín-Barajas, 2014; Valdez-Barrera, 2017), por lo que se puede analizar hasta la fecha el desarrollo continuo del rift y las implicaciones del mismo en la evolución de los recursos asociados. Evidentemente, al sur se tendrían cuencas maduras que han sido alteradas durante mucho tiempo, mientras que al norte se tendrían cuencas jóvenes cuya influencia y efectos tectónicos pueden ser observables en la actualidad.

Para realizar este análisis tectónico, su evolución y efectos sobre la formación de recursos energéticos, se separa en este trabajo al Golfo de California en tres áreas: sur, centro y norte. En específico, para analizar las características energéticas de cada área, se presenta la investigación de la cuenca Alfonso (al sur), la cuenca Guaymas (en el centro) y la cuenca Wagner (en el norte del Golfo de California).

Las cuencas en materia presentan características geológicas distintas, las cuales permiten cuestionar y/o plantear la ruta de formación de los recursos energéticos. Dentro de estas características se analiza su relación con la tectónica, ligando así el papel de ésta con la formación de recursos de interés.

En la cuenca Wagner se presentan amplios espesores sedimentarios asociados al delta del Río Colorado (Neumann et al, 2017), los cuales, probablemente, han permitido la difusión de la energía asociada al rift y a cuerpos intrusivos. Las emisiones de gases permiten caracterizar a esta cuenca con un alto potencial geotérmico, además de que la interacción de los depósitos de materia orgánica en la cuenca (reflejo de la productividad del fitoplancton en superficie) con flujos y cuerpos de alta temperatura, podría favorecer en su maduración y convertirse en hidrocarburos. Éste es el caso de la cuenca Guaymas, la cual exhibe un espesor sedimentario mucho menor al de la cuenca Wagner, lo que permite la manifestación de plumas hidrotermales de gran temperatura. Dentro de este marco, las características estructurales de la misma cuenca deberán ser favorables para la expulsión de los fluidos hidrotermales. Evidentemente, la manifestación de estas plumas hidrotermales se debe a flujos y cuerpos de alta temperatura, los cuales, además de ser expulsados, interactúan con los sedimentos orgánicos, y, como se dijo anteriormente, exacerban la maduración de la materia orgánica.

La cuenca Alfonso, por su parte, se localiza lejana a algún rift, a diferencia de la cuenca Guaymas y la cuenca Wagner, por lo que la evolución de ésta y sus características energéticas varían en comparación de lo anteriormente mencionado. Esta cuenca ha sido poco estudiada, lo que permite la formación de hipótesis respecto a los recursos que se podrían encontrar en ésta y la forma de identificarlos.

Este trabajo busca orientar en las consideraciones geológicas de las áreas de interés, y, dentro de este marco, plantear un marco de referencia de la influencia tectónica en la formación de los recursos energéticos y cómo éste se ve reflejado (o, al contrario, se marca su distinción) respecto a otros golfos que han presentado un gran impacto económico. A su vez, se dará un enfoque de los métodos geofísicos empleados en las áreas de interés y su aplicabilidad en zonas donde se requiera y se recomiende realizar estos estudios (como es el caso de la cuenca Alfonso). El entendimiento de estas consideraciones permitirá entonces explorar de manera más eficiente nuevas áreas de interés petrolero y geotérmico.

1.1. Objetivo

Conocer la importancia e implicaciones de los mecanismos asociados a la apertura del Golfo de California en la generación y distribución de sus recursos energéticos (geotérmico y de hidrocarburos).

A partir de lo anterior, obtener un modelo integral de la formación del Golfo de California y compararlo con los procesos pasados que acontecieron a la formación de otros golfos de gran importancia energética (e. g., Golfo Pérsico y Golfo de México).

1.1.1. Objetivos Específicos

- Analizar la evolución de las cuencas *Wagner*, *Guaymas* y *Alfonso* (norte, centro y sur del Golfo de California, respectivamente), para resaltar las diferencias en su génesis y desarrollo.
- Realizar un comparativo entre el tipo de recurso energético que se encuentra con las características geológicas de cada cuenca.

1.2. La importancia energética de las estructuras de golfo

Como se estableció en los objetivos, este trabajo busca la comparación de los procesos tectónicos que dan lugar a la formación y evolución de recursos energéticos en el Golfo de California y comparar estos con los de otros golfos. En este capítulo se presentan las características estructurales y energéticas de distintos golfos seleccionados por el autor, para así emplazar al lector en el contexto geológico estructural de cada uno de estos.

1.2.1. Península Arábiga

Al rededor de la Península Arábiga se localizan distintos golfos y campos petrolíferos de gran interés mundial. Entre estos se encuentran el Golfo Pérsico y el Golfo de Suez.

El Golfo Pérsico se caracteriza por ser una cuenca sedimentaria activa desde hace cientos de millones de años, la cual se encuentra enmarcada en un régimen tectónico subductivo, a diferencia del Golfo de California. Un campo de gran importancia en el Golfo Pérsico es el campo South Pars. Como afirman Aali et al. (2006), este campo fue descubierto en 1990, y hoy en día algunos lo consideran como el campo de mayor volumen de reservas de gas natural en el mundo. Estas reservas, de acuerdo a los últimos autores mencionados, se concentran en las unidades estratigráficas del Triásico inferior, las cuales se componen de carbonatos y evaporitas, mientras que como roca generadora se denota a las lutitas del Silúrico. La zona donde se localiza este campo se caracteriza por haber sido levantada debido a los movimientos tectónicos y a la reactivación de fallas, produciendo una estructura antiformal que, aunado con la litología, funciona como trampa (Aali et al., 2006).

Aali et al. (2006) realizaron un estudio para determinar la génesis del gas natural del campo South Pars, lo cual realizaron por medio de análisis isotópicos de muestras de gas recolectadas en perforaciones. Los autores obtuvieron como resultado que los valores del cociente isotópico de carbono para la roca generadora (arcillas orgánicas) del campo South Pars alcanzan valores que varían entre -40 y -30‰, comparable con lo obtenido para algunas zonas del Golfo de California, indicando principalmente un origen termogénico. Además de esto, los autores analizaron el contenido de gas húmedo Wh [%], encontrándose éste por debajo del 10 %.

Los mismos autores afirman que el análisis del delta de carbono del metano, propano y del etano permite estimar la maduración de la roca generadora, ya que la composición isotópica de estos compuestos varía junto con la última. Para esto los autores recomiendan usar el método gráfico de Berner & Faber (1996). Por lo cual se recomendaría realizar un análisis de este tipo para la caracterización de la roca generadora dentro de la cuenca Guaymas y de otras zonas de interés en el Golfo de California.

Así mismo, el Golfo de Aden y el Golfo de Suez se localizan también en la Península Arábiga, y se encuentran conectados por medio del mar Rojo. El Golfo de Aden presenta la mayor cercanía con el océano Índico, por lo que el intercambio de aguas es elevado; mientras que el Golfo de Suez se encuentra más septentrional y con un menor flujo de corrientes de agua. El rift del mar Rojo inició su apertura en el Oligoceno Tardío (~ 29 Ma), encontrándose ahora en una etapa de sedimentación postrift (Purser & Bosence, 1998). Asimismo, el Golfo de Aden inició su apertura hace 5 o 10 Ma (no se ha establecido una fecha concreta), por lo que, además de ser un ambiente poco favorable para la actividad biológica,

los sedimentos orgánicos presentes no han madurado durante un tiempo considerable, por lo que la exploración de hidrocarburos es limitada y se concentra en los sedimentos prerift (Beydoun & Sikander, 1992).

Por otro lado, el Golfo de Suez inició su apertura hace aproximadamente 21-24 Ma, debido a la tensión litosférica junto con la ascensión de la astenosfera, formando un graben (con una longitud de 320 km y una anchura variable entre 30 y 80 km) que funge como cuenca de rift (Alsharhan, 2003). De acuerdo a Alsharhan (2003), el Golfo de Suez se compone por una serie de horst y grabens, los que se delimitan por fallas, en las cuales se han registrado altos flujos de calor (asociados a las corrientes convectivas que permiten la ascensión de la astenosfera y fluidos hidrotermales).

En este golfo se han diferenciado los sedimentos pre-, syn- y post-rift. Entre los cuales se encuentra la roca generadora inmersa en los sedimentos syn-rift, depositándose ésta en el Mioceno temprano (Alsharhan, 2003). La roca generadora está constituida por lutitas ricas en materia orgánica y margas con un alto contenido de foraminíferos, las cuales, de acuerdo a Alsharhan (2003), engloban una unidad estratigráfica que alcanza los 2 km en algunas partes de la cuenca. Posterior a la depositación de ésta, la cuenca sufrió un cambio tectónico y de fallamiento, lo cual, de acuerdo al mismo autor previamente mencionado, limitó la entrada de agua, lo que a su vez exacerbó la formación de evaporitas, las cuales funcionan como roca sello. A su vez, el mismo autor afirma que el alto gradiente geotérmico (aunado al adelgazamiento de la corteza y ascensión de la astenosfera) contribuyó en la maduración de la materia orgánica en hidrocarburos, los cuales serían atrapados gracias a las evaporitas y a las trampas estructurales producidas durante el fallamiento. Así mismo, se analiza que la edad mínima para la maduración y generación de aceite en el Golfo de Suez varía entre 3 (sedimentos syn-rift) y 10 (sedimentos pre-rift) Ma. Dentro de este marco, se podría establecer que parte de los sedimentos orgánicos del Golfo de California para las cuencas estudiadas podrían estar en proceso de maduración, sin embargo, esto dependerá también del flujo de calor de ambos golfos; la diferencia principal entre el Golfo de California y el Golfo de Suez es que dentro del Golfo de California no se cuenta con un sistema de horst y grabens, lo cual indicaría una disimilitud original en el entrampamiento de los hidrocarburos.

1.2.2. Golfo de México

El Golfo de México inició su apertura durante la desintegración de Pangea (durante el Mesozoico), y se desarrolló como una cuenca oceánica, en la cual se depositaron grandes volúmenes de sal (Padilla y Sánchez, 2007). Galloway (2008) afirma que la subsidencia tectónica de la cuenca fue de 5 a 7 km, y que actualmente la subsidencia está controlada por la carga sedimentaria, la cual ha actuado de tal manera que la cuenca se encuentra ahora a una profundidad de entre 10 y 20 km por debajo del nivel medio del mar.

De acuerdo a Padilla y Sánchez (2007), la apertura del Golfo de México “duró del orden de 46 Ma, desde el Triásico Tardío (210 Ma) hasta el Jurásico Medio Tardío (169 Ma)”, además de que afirma que toda la sal depositada en el golfo se depositó durante el Calloviano (164-159 Ma), i. e., en la última etapa de apertura del golfo. Durante este tiempo de apertura se presentó la invasión somera del golfo y la depositación de sal autóctona. Posterior a la apertura del golfo, se desarrollaron plataformas someras en las cuales se depositaron grandes volúmenes de carbonatos y, en menor medida y de manera intercalada, lutitas (Padilla y

Sánchez, 2007).

Galloway (2008) afirma que las reservas de hidrocarburos en el Golfo de México se encuentran prácticamente en todos los episodios deposicionales, los cuales han sufrido una larga y compleja historia de deformación y migración de sal, produciendo una gran variedad de sistemas de reserva (distintas rocas almacén y trampas estructurales y estratigráficas), encontrándose un mayor volumen de hidrocarburos en los estratos del Mioceno. A diferencia del Golfo de California, en el cual se generan depósitos carbonatados autóctonos derivados de la actividad biológica, en el Golfo de México el origen de los cuerpos de sal ha sido de gran controversia, clasificando algunos autores a estos como alóctonos, y otros como autóctonos (Galloway, 2008; Padilla y Sánchez, 2007). Dentro de este marco, la migración de la sal se considera fundamental en el desarrollo de las estructuras que funcionan como trampas de hidrocarburos, lo cual no se presenta en el Golfo de California. La migración de los hidrocarburos se puede ver influenciada por la carga sedimentaria (migración primaria) y, subsecuentemente, por factores tectónicos o por inestabilidad gravitacional (diferencia de densidades); en el caso del Golfo de México la diferencia de densidad de la sal en comparación del material adyacente permite el ascenso de ésta junto con hidrocarburos asociados, a la vez que los factores tectónicos pueden ayudar a construir un camino de migración de los mismos (Kennicutt, 2017).

Además de esto, es importante mencionar la manifestación superficial de los hidrocarburos del Golfo de México y zonas adyacentes. Kennicutt (2017) menciona que en el Golfo de México se encuentran rezumaderos de gas y otros hidrocarburos, los cuales se presentan mayoritariamente al norte del mismo; ya sea en la parte marina o en la parte terrestre. A su vez, el mismo autor reporta que en norteamérica los mayores rezumaderos se localizan en el Golfo de México y en el sur de California.

2. Marco Geológico

México se encuentra establecido sobre cinco placas tectónicas: *Placa de Norteamérica*, *Placa del Pacífico*, *Placa de Cocos*, *Placa de Rivera* y *Placa del Caribe*. Dentro de las cuales únicamente Baja California y Baja California Sur se localizan sobre la Placa del Pacífico, los demás estados se localizan sobre la placa de Norteamérica. De esta forma, dentro del mar de Cortés, mejor conocido como *Golfo de California* (al noroeste de México), se localiza el límite entre la placa del Pacífico y la placa de Norteamérica. El límite entre éstas es de régimen transtensivo, es decir, una combinación de un régimen extensional (de tipo rift) y de cizalla (pasivo); de los cuales el primero ocasionó la ruptura continental que originó al Golfo de California (Martín-Barajas, 2014; Sedlock et al., 1993). Éste presenta actualmente una extensión de 1100 km de largo y un ancho variable entre 50 km y 240 km (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009).

Previo a la apertura del Golfo, la placa Farallón subducía por debajo de la placa Norteamericana, lo que produjo un arco magmático, del cual hoy en día afloran cuerpos graníticos desde el norte hasta el sur de California, mismos que son encontrados en Sonora y Sinaloa (Martín-Barajas, 2014). Poco a poco se desplazó la placa Norteamericana sobre la placa Farallón, hasta alcanzar una zona favorable para la ruptura y formación del rift, como afirma Martín-Barajas (2014). En otras palabras, la parte subducida de la placa de Farallón por debajo de la placa Norteamericana se fracturó y se separó, generando así a la placa del Pacífico y, debido a la separación, se permitió el ascenso del material del manto, generándose así el rift que separó a la placa Norteamericana. En la **Figura 2.1** se observa el proceso descrito por el último autor mencionado.

La apertura del Golfo de California comenzó en el Mioceno Tardío¹ (~ 12 Ma) como un rift continental. De acuerdo a Valdez-Barrera (2017) la parte oeste de México estuvo previamente dominada por una extensión litosférica, hasta que en el Mioceno Tardío comenzó la apertura de la litosfera; en una zona donde ésta se encontraba adelgazada. La apertura empezó hace 14-12 Ma en la parte sureste del proto-Golfo, avanzando secuencialmente hasta el noroeste del rift del Golfo de California; la deformación se presentó en forma de fallas transformantes dextrales (desplazamientos horizontales o quasi horizontales entre dos placas tectónicas) y fallas normales (desplazamiento vertical relativo entre dos placas tectónicas), de las cuales se generaron cuencas sedimentarias de la misma forma secuencial del sur al norte (Martín-Barajas, 2014; Ledesma-Vázquez et al., 2009; Valdez-Barrera, 2017). Debido a la combinación de esfuerzos de cizalla y tensionales de las fallas, en algunas zonas se dio un proceso de transtensión (sistemas en flor negativa), que propició el desarrollo de cuencas sedimentarias de tipo *pull-apart* (de las que se hablarán en el capítulo 3). Plattner et al. (2007) (como se cita en Valdez-Barrera, 2017) establece que la velocidad de movimiento al norte del Golfo de California es menor que la de la parte Sur, de modo que se tiene mayor extensión y generación de corteza oceánica en la última.

La información estratigráfica del Golfo se ha obtenido principalmente por medio de perfiles sísmicos; de las que se ha atribuido un basamento cristalino del Cretácico (~ 160 Ma) en la parte sur, correlacionable al batolito Peninsular, mismo que se muestra en la **Figura 2.1.a** (Valdez-Barrera, 2017). De acuerdo a Aragón-Arreola et al. (2005), en el norte del

¹En el apéndice A se anexa la *Escala de Tiempo Geológico* elaborada por Walker et al. (2013).

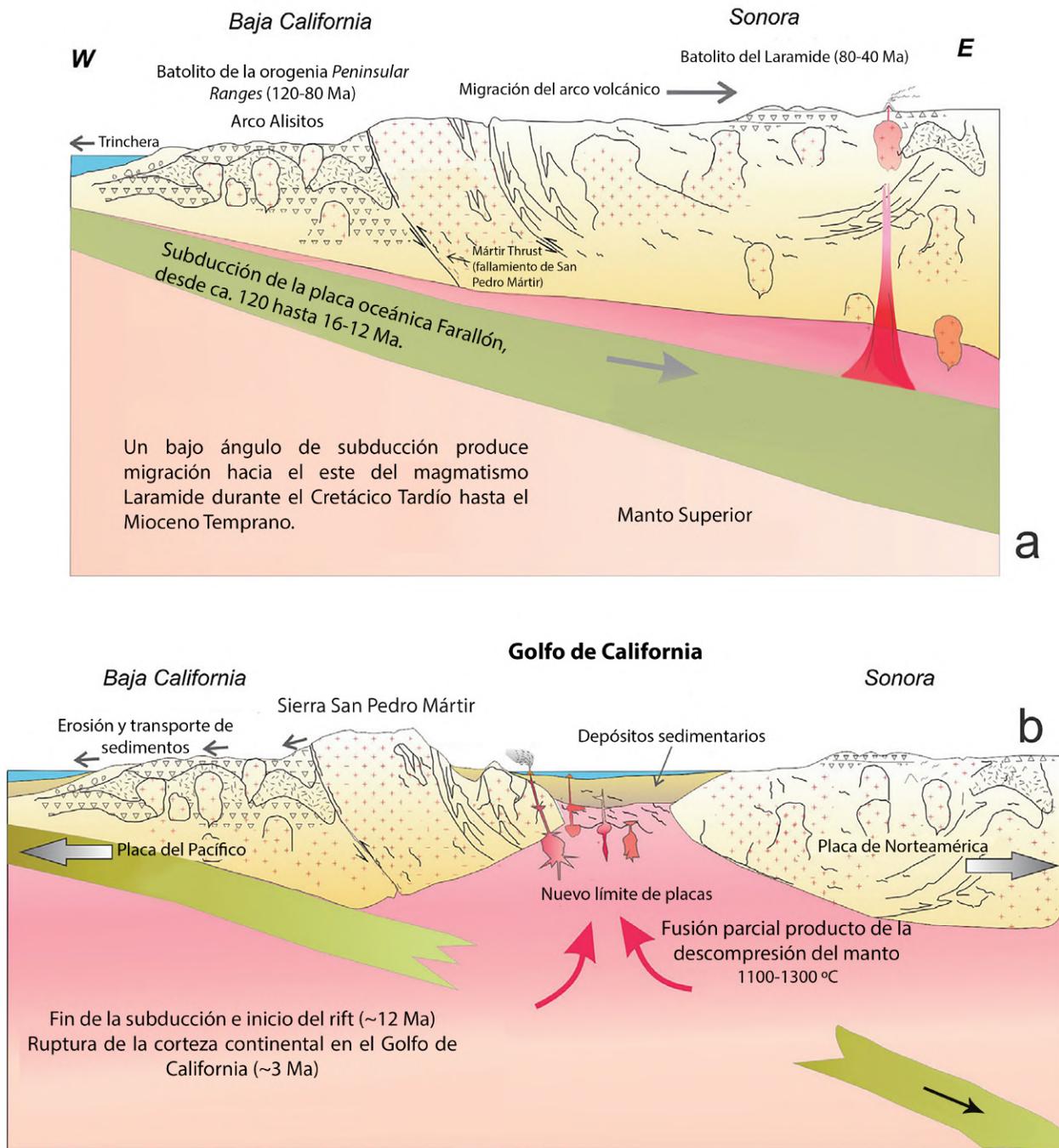


Figura 2.1: Formación del rift del Golfo de California.

En la figura **a** se muestra la subducción de la placa Farallón previo a su ruptura, mientras que en la figura **b** se muestra la ruptura de la placa Farallón y, consecutivamente, la formación del rift. *Modificado de Martin-Barajas (2014).*

Golfo de California las cuencas se encuentran a menos de 900 metros bajo el nivel medio del mar (mbsl, por sus siglas en inglés), constituidas por columnas sedimentarias mayores a 4 km, además de que son similares a estructuras tipo pull-apart. Ledesma-Vázquez et al. (2009) y Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2009) afirman que los depósitos sedimentarios de las cuencas localizadas en esta zona han sido suministrados por el Río Colorado a partir del Plioceno temprano (~ 6 Ma) y por zonas del desierto Mojave así como del desierto de Sonora, sin embargo, hoy en día se presentan grandes aportaciones sedimentarias que son suministradas por ríos provenientes de la Sierra Madre Occidental (e. g., Río Fuerte, Río Mayo, Río Matape, Río Concepción, entre otros). Ledesma-Vázquez et al. (2009) también mencionan que en la parte sur del Golfo de California, en la punta de la península de Baja California, se desarrollan deltas y abanicos aluviales, los cuales también contribuyen en el aporte sedimentario de las cuencas. Ledesma-Vázquez et al. (2009) afirman también que la parte central del Golfo de California se conforma en gran medida de sedimentos pelágicos (sedimentos finos característicos de regiones marinas lejanas al continente, constituidos principalmente por material calcáreo y silíceo de origen biológico; Hesse Schacht, 2011) derivados de la actividad del plancton; así también, en la parte central y sur del Golfo, en lodos hemipelágicos (depósitos marinos cercanos al continente constituidos por detritus terrígenos, principalmente de sedimentos arcillosos, y, en menor medida, materia orgánica; Hesse Schacht, 2011) el contenido de carbono es elevado.

Si bien, aunque la geología regional de la zona se caracteriza principalmente de rocas ígneas intrusivas y volcánicas, las cuales subyacen una columna sedimentaria de espesor variable, se pueden diferenciar ciertas zonas de interés para analizar la geología local. A continuación se hablan de los terrenos tectonoestratigráficos, los cuales son de gran importancia para resaltar las diferencias de la génesis y evolución entre las partes norte, centro y sur a lo largo del Golfo de California, las cuales coinciden con las cuencas Wagner, Guaymas y Alfonso, respectivamente, y que se analizarán a lo largo de este trabajo. La localización de estas cuencas se observa en el mapa de la **Figura 2.2**, el cual fue realizado mediante el software *QGIS*. Se observa en éste la distribución de las cuencas previamente mencionadas a lo largo del rift, localizándose en las zonas de empalme o desplazamiento del límite de placas (color rojo), a excepción de la cuenca Alfonso. Como se observa, las cuencas Wagner y Guaymas se encuentran conectadas por medio de fallas laterales de gran extensión.

2.1. Modelos Tectonoestratigráficos

Un terreno tectonoestratigráfico es una región delimitada por fallas u otras estructuras geológicas, enmarcando una historia geológica que difiere de las zonas adyacentes. No hace referencia necesariamente a un cambio litológico.

Dependiendo de la escala de estudio, se pueden clasificar distintos terrenos tectonoestratigráficos; en este trabajo se ha decidido utilizar una escala “local” que sea característica de Baja California; por lo que se toma como base una combinación de la clasificación de Gastil (1985), Sedlock et al. (1993) y del Instituto Nacional de Geografía, Estadística e Informática *INEGI* (1995), en el cual se separa la península de Baja California en distintos paquetes de roca, cada uno con una historia geológica que contrasta con los demás.

INEGI (1995) separa el país en provincias fisiográficas, las cuales son parecidas a los terrenos tectonoestratigráficos, sólo que los primeros se clasifican en función de la geología y

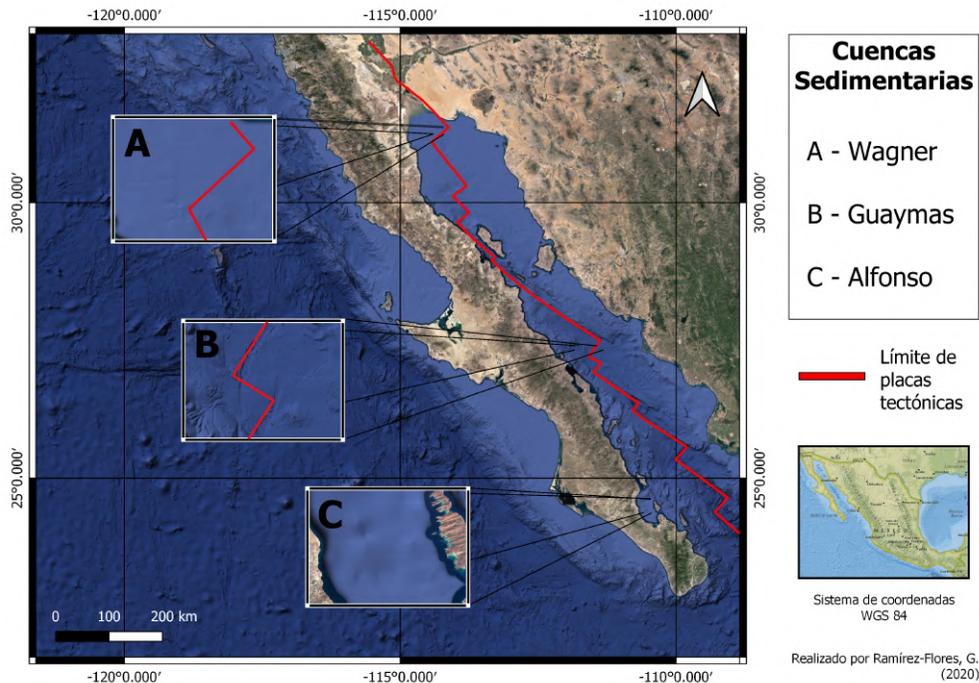


Figura 2.2: Localización de las cuencas *Wagner*, *Guaymas* y *Alfonso*.

del relieve (límites físicos como son cadenas montañosas, lagos, ríos, etc.), y busca delimitar paquetes de rocas quasi homogéneos; mientras que un terreno tectonoestratigráfico, como se dijo anteriormente, busca delimitar paquetes de rocas con una historia geológica distinta a las zonas adyacentes, i. e., con límites físicos (fallas, discontinuidades, u otras formas geológicas) que marcan un contraste con las demás zonas. Como se va a realizar el análisis a lo largo de este trabajo sobre tres zonas (norte, centro y sur) del Golfo de California, se han seleccionado tres terrenos de tal forma que sean representativos de éstas, en lugar de hablar sobre todos los existentes.

La provincia fisiográfica de Baja California presenta una longitud de Norte a Sur de aproximadamente 1330 km (INEGI, 1995), dentro de la cual se pueden resaltar los siguientes terrenos y/o subprovincias:

- **Terreno de Arco Volcánico** (Jurassic-Cretaceous Arc Terrane): en la zona norte se hace uso de la clasificación de Gastil (1985), el cual define distintos terrenos tectonoestratigráficos (**Figura 2.3**). De esta clasificación se ha optado por mencionar el terreno de mayor extensión, el cual, de acuerdo al autor, es el *terreno de arco volcánico*. Éste se extiende desde el sur de California (EUA) hasta el Norte de Baja California Sur, y se caracteriza por un arco volcánico y volcanoclástico, el cual data del Jurásico Superior (160 a 145 Ma). Las rocas que componen a esta cadena provienen de flujos de lava andecíticos y riolíticos, junto con depósitos volcanosedimentarios, las cuales también se encuentran al oeste de Sinaloa. Se delimita este terreno al Sur con la Península de Vizcaino, debido a que en ésta se encuentran depósitos derivados de otro arco volcánico; y se delimita al este por medio de fallas y discontinuidad deposicional, donde comienza un nuevo terreno: *terreno peninsular*. Mencionamos este último debido a que es de gran

extensión y se encuentra más cercano al Golfo de California. Además, éste se prolonga de forma paralela al terreno de arco volcánico, y se caracteriza por presentar secuencias turbidíticas (las cuales conforman lo que se conoce como flysch) constituidas por intercalaciones delgadas de calizas, areniscas y lutitas, las cuales se depositan en una cuenca profunda (~ 2 km) adyacente a un episodio orogénico en proceso. Debido a esto, la secuencia en su totalidad se asocia, normalmente, con un régimen de subducción, localizada en la cuenca de ante-arco (del inglés *forearc basin*) por medio de depósitos turbidíticos (Eardley & White, 1947; Geology In, 2019). De acuerdo a Gastil (1985), las secuencias turbidíticas de este terreno datan del Cretácico Inferior (125 a 100 Ma) y tienen un espesor de hasta 6.5 km. Dentro de este terreno se encuentra también una formación que ha sufrido metamorfismo, la cual se compone de intercalaciones de rocas carbonatadas, conglomerados, arenisca y lutita rica en materia orgánica (lutita negra), la cual data del Triásico Inferior (251 a 245 Ma).

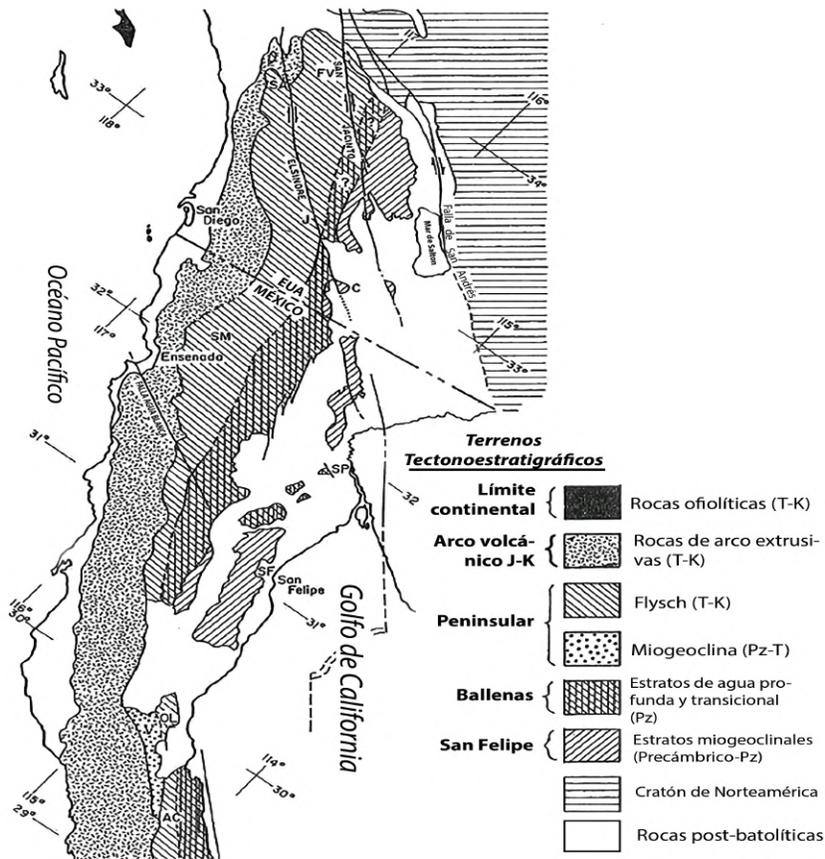


Figura 2.3: Terrenos tectonoestratigráficos al Norte de la península de Baja California.

Modificado de Gastil (1985). De lado izquierdo a la leyenda se marcan los terrenos propuestos por el autor, algunos de estos engloban a más de una litología (mostradas del lado derecho a la leyenda).

- **Terreno Yuma o Provincia Sierra de La Giganta:** comenzando desde el sur de Baja California se extiende un arco volcánico que llega hasta el sur de la península, aproximándose a La Paz (**Figura 2.4**), esta subprovincia limita directamente con el Golfo de Baja California, y se compone principalmente de rocas ígneas extrusivas básicas (i. e., bajo contenido de sílice; mayor contenido de feldespato, olivino y piroxeno, por lo que se les conoce como *máficas*) y volcanosedimentarias. De acuerdo a González-Abraham et al. (2012), esta provincia se originó en el Mioceno temprano, previo a la apertura del Golfo. Las coladas de lava y los depósitos volcanosedimentarios provenían de los volcanes que hoy en día se localizan en la costa del estado de Sinaloa, además, Heim (1922) denominó a este conjunto de rocas volcánicas como la *Formación Comondú* (como se cita en González-Abraham et al., 2012), teniendo éste un espesor mayor a 1 km.

La Formación Comondú representa más del 60% del relleno de las cuencas de esta provincia; lo restante se compone de rocas sedimentarias cuyo conjunto rebasa los 1.2 km, y está constituido por intercalaciones de conglomerado, arenisca, limolitas y lutitas. Éstas varían al ser de origen marino y terrígeno, ya que se encontraba en un proceso de transgresión debido a la apertura del Golfo (González-Abraham et al., 2012).

- **Terreno Pericú:** este terreno tectonoestratigráfico abarca la parte sur de la península (**Figura 2.4**). Su similar es la provincia *Discontinuidad del Cabo*, descrita por INEGI (1995) y por Mendoza-Albañez (2014). Sedlock et al. (1993) afirman que este terreno se compone principalmente por rocas plutónicas altamente deformadas del Cretácico y de intrusiones de rocas graníticas del Cretácico Superior (100 a 65.5 Ma). Los autores también sugieren la probabilidad de que este terreno haya sido despegado de la parte occidental de México, anexándose posteriormente a la península de Baja California previo a la apertura del Golfo. Algunas de las rocas constituyentes del terreno son esquistos, gneiss, mármol y skarn, las cuales presentan intrusiones de granitos no deformados.



Figura 2.4: Provincias fisiográficas de Baja California Sur.
Modificado de INEGI (1995)

2.2. Cuenca Wagner

Habiendo establecido el panorama geológico de las zonas de estudio, se ahondará a continuación acerca de las características geológicas de las cuencas de interés (Wagner, Guaymas y Alfonso).

La cuenca Wagner es la cuenca del Golfo de California que se encuentra más septentrional (**Figura 2.2**) y es la cuenca de menor profundidad, alcanzando como máximo ~ 220 mbsl (Canet et al., 2010; Neumann et al., 2017; Prol-Ledesma et al., 2008). Debido a que la apertura del Golfo inició de sur a norte, se presenta menor desplazamiento y creación de corteza oceánica en la última, lo cual se evidencia al no presentar líneas de anomalías magnéticas marinas (paleomagnetismo), mientras que en la parte central y sur sí se presentan líneas de anomalías magnéticas bien definidas (Esquivel et al., 2020). Como se mencionó anteriormente, las cuencas que se encuentran al norte presentan sedimentos de grandes espesores, suministrados principalmente por el Río Colorado (Dorsey, 2010, como se cita en Esquivel et al., 2020) y conformados mayormente de arena y limo. Los espesores sedimentarios pueden llegar a superar los 4 km, e incluso, de acuerdo a Neumann et al. (2017), supera los 7 km. Debido al gran volumen de sedimentos que se encuentra en una zona de rift, la interacción de estos con flujos de alta temperatura ricos en materia orgánica pueden ser una fuente de metano asociado a hidrocarburos ligeros (Lonsdale, 1985, como se cita en Canet et al., 2013). La tasa de sedimentación no se ha definido con precisión; de acuerdo a Neumann et al. (2017) se han obtenido valores cercanos a 1 mm/año, aunque Persaud et al. (2003) calcularon que es de 3.16 mm/año.

Esta cuenca inició su apertura hace $\sim 2 - 3$ Ma y se encuentra activa actualmente. Es una cuenca de tipo pull-apart, cuya subsidencia está controlada por el conjunto de fallas que derivan de la Falla Wagner. Al este la cuenca se encuentra delimitada por la Falla Wagner y por la Falla Cerro Prieto, al oeste está delimitada por las Falla Percebo y por la Falla Consag, y al norte se delimita por la misma Falla Consag, aunque algunos consideran que puede estar delimitada por el delta del Río Colorado (Persaud et al., 2003; Neumann et al., 2017). Al sur la cuenca continúa y se conecta con la cuenca Consag, por lo que es común encontrar información conjunta de ambas. El largo de la cuenca es de 40 km y presenta una dirección NNE-SSW, con un ancho de 20 km (Prol-Ledesma et al., 2008). El aporte sedimentario, como se mencionó anteriormente, provenía principalmente del Río Colorado, sin embargo, hoy en día el mayor aporte proviene de (Canet et al., 2013): la resuspensión (esto es, la suspensión y redistribución de sedimentos previamente depositados) de las estructuras deltáicas del Río Colorado y de la plataforma continental somera; del transporte eólico de sedimentos del desierto Mojave y del desierto de Sonora; y de manera pluvial por medio de canales formados en los batolitos exhumados de Baja California.

2.3. Cuenca Guaymas

En el Golfo de California se encuentran actualmente ocho cuencas tectónicamente activas, de las cuales la cuenca Guaymas es la más estudiada en la parte central del Golfo (**Figura 2.2**) debido a las fuentes hidrotermales descubiertas dentro de ésta (Canet et al., 2013). De igual forma, la cuenca Guaymas se desarrolló de manera similar a la cuenca Wagner, i. e., como una cuenca pull-apart (Prol-Ledesma et al., 2008).

De acuerdo a Valdez-Barrera (2017) y a Neumann et al. (2017), la cuenca Guaymas está formada sobre una corteza transicional, misma que ha presentado una alta actividad magmática desde la apertura del rift, produciendo 280 km de longitud (perpendicular al rift) de corteza oceánica. Con base en esta longitud y con una tasa de extensión de 48 mm/año, se calcula que la apertura de esta cuenca inició hace aproximadamente 6 Ma. Por medio de levantamientos de sísmica de reflexión se ha encontrado un espesor de la corteza oceánica variable entre los 6 y 9 km (Lonsdale, 1989; Neumann et al., 2017). Las estructuras que delimitan a la cuenca son: al este la Falla Transformante Guaymas, al oeste por la Falla Carmen, al sur por la plataforma continental de Sonora y al norte por la plataforma continental de Baja California.

Valdez-Barrera (2017), mediante un modelo digital de elevaciones (*DEM*, por sus siglas en inglés), calculó los parámetros geométricos (los cuales se explicarán en el capítulo 3) de la cuenca Guaymas, siendo estos: largo de 73.5 km; ancho de 48.4 km; ángulo agudo α de 88°; y una profundidad de 2.25 km, catalogándola como una cuenca pull-apart de forma romboidal.

Como se mencionó anteriormente, la actividad biológica es elevada en la zona central del Golfo, por lo que el plancton produce una gran cantidad de sedimentos pelágicos. En la cuenca Guaymas cerca de la mitad del aporte sedimentario se compone de estos sedimentos, los cuales presentan una alta concentración de carbono orgánico total, especialmente al alcanzar una profundidad de $\sim 300 - 800$ m, donde se entra a una zona de mínimo oxígeno (Lonsdale, 1989). En el centro de la cuenca se encuentra una fosa tectónica. Una fosa tectónica es una depresión del terreno delimitada por fallas normales quasi paralelas, el origen de la fosa se atribuye a: los efectos de un régimen extensional (formando un graben), como producto de un sismo, o debido a actividad ígnea. En el caso de la fosa tectónica encontrada en la cuenca Guaymas, las falla delimitantes podrían asociarse a un graben donde se presenta creación de corteza (debido a los altos gradientes térmicos en estas zonas). Se han realizado diversos estudios (Lonsdale, 1989), entre los cuales se tienen mediciones de temperatura que indican altos gradientes geotérmicos (>1000 mW/m²; Lonsdale, 1989; Persaud et al., 2003; Sedlock et al., 1993), tomas de muestras de intrusiones ígneas emplazadas en sedimentos jóvenes y estudios estratigráficos que desenmascaran secciones de sedimentos que fueron levantados (i. e., transportados hacia zonas más someras). De esta forma, se tienen intercalaciones de sedimentos y de sills (intrusiones tabulares horizontales de magma). Las intrusiones del magma permiten la alteración química de los sedimentos, haciendo favorable la maduración de la materia orgánica contenida en los sedimentos pelágicos para convertirse en hidrocarburos (Lonsdale, 1989).

2.4. Cuenca Alfonso

Como se mencionó anteriormente, la cuenca Alfonso se encuentra al sur del Golfo de California, en la Bahía de la Paz (Figura 2.2). En esta zona se ha calculado por medio de análisis paleomagnéticos una edad máxima de 3.6 Ma, además, la cuenca Alfonso alcanza una máxima profundidad de 420 m (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009). El ancho aproximado de la cuenca es de 22 km y su largo de 25 km. Al estar en una bahía, el intercambio del agua entre ésta y el mar se da principalmente por Boca Grande, localizada al noroeste de la cuenca, limitando el flujo de agua y, por consiguiente, incrementando la salinidad debido a la evaporación. Debido al limitado flujo de agua, se alcanza una baja concentración de oxígeno

(Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009). La zona de mínimo oxígeno de esta cuenca se encuentra pasando los 200 m de profundidad (concentración de oxígeno < 1 ml/l), sin embargo, Hakspiel-Segura et al. (2015) consideran que la zona de mínimo oxígeno inicia a partir de concentraciones de oxígeno < 1.4 ml/l, ubicando el inicio de la zona desde los 50 m de profundidad, lo cual atribuyen a las características topográficas que impiden la ventilación de la cuenca. Lo último se debe a la presencia de una barrera batimétrica, que se muestra esquemáticamente en la **Figura 2.5**, la cual se alza hasta los 275 m en la parte este de la cuenca, donde se encuentra Boca Grande (Martínez-López et al., 2016).

La parte sur del Golfo de California se caracteriza por un clima semi desértico, donde la evaporación rebasa a la precipitación pluvial, además de que el suministro de aguas fluviales es mínimo (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009).

El aporte sedimentario de la cuenca Alfonso, al encontrarse adyacente al terreno Pericú (discontinuidad del Cabo), se compone de sedimentos volcánicos, los cuales son transportados por medio del aire y, principalmente, por pequeños canales que se forman en el arco volcánico de éste terreno. Es decir, al no haber ríos en la zona, la meteorización de las rocas ígneas y el transporte se ha llevado de forma eólica y, en menor medida, de forma pluvial. Cabe mencionar que se pueden tener depósitos de turbiditas. Además, Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2009) mencionan que la productividad biológica (por consiguiente, el contenido de materia orgánica) es baja, habiendo obtenido en una muestra una composición de 70-90 % rocas terrígenas y un 5-10 % de sedimentos hemipelágicos ricos en materia orgánica. De modo que la cuenca Alfonso se encuentra dominada por sedimentos terrígenos provenientes de el arco volcánico del sur de la península (como es la formación Comondú), los cuales se encuentran laminados. La tasa de sedimentación es de circa 4 mm/año (o 4 km/Ma) (Gonzalez-Yajimovich et al., 2007).

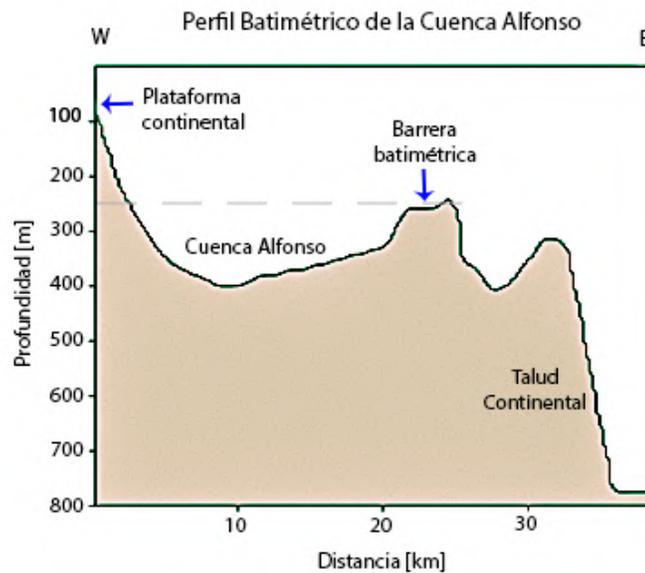


Figura 2.5: Perfil batimétrico de la cuenca Alfonso. De los mapas de batimetría del sur de Baja California se presenta un perfil W-E que atraviesa la parte norte de la cuenca Alfonso y a la principal zona de intercambio de agua de la Bahía de la Paz (Boca Grande). Se presenta el perfil con una distancia medida desde el límite de la plataforma continental hasta el talud continental, y se observa que, aproximadamente, en el kilómetro 25 se encuentra una barrera batimétrica. *Modificado de Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2009).*

3. Cuencas Pull-Apart

Las cuencas sedimentarias son depresiones topográficas derivadas de la subsidencia litosférica, las cuales permiten la acumulación de depósitos sedimentarios, que a su vez permiten la formación y acumulación de recursos naturales (Di Castro-Stringher, 2014). Para que se pueda generar esta depresión, es necesario un adelgazamiento en la corteza, ya sea por medio de un factor isostático, por una diferencia de temperatura producto de la convección térmica del manto, o por una alta tasa de sedimentación, cuyo peso será suficiente para poder provocar la subsidencia. Es evidente que la tectónica es el agente principal que controla la génesis y evolución de la cuenca sedimentaria.

En el caso de las cuencas pull-apart, éstas se forman en los límites de placas transformantes o en sistemas de rift donde exista fallamiento lateral, ya sea en límites de placas continentales u oceánicas, combinando estructuras asociadas a fallas de rumbo y un régimen extensional (Di Castro-Stringher, 2014). Las fallas de rumbo (strike-slip fault) son fallas aproximadamente verticales, las cuales generan desplazamientos horizontales (en dirección al rumbo) en lugar de desplazamientos verticales. Di Castro-Stringher (2014) explica que la formación de estas cuencas se debe a una curvatura en la falla transformante o simplemente debido a la generación de una zona de extensión que intersecta al límite transformante, ocasionando que se desplace la falla principal, aparentando producir la unión de dos fallas transformantes paralelas o quasi paralelas. Otra forma de explicar la formación de estas cuencas es describiéndolas como el empalme de dos fallas de rumbo que se propagaban de forma paralela; conforme se propagan éstas, se alcanza una zona de empalme, en la cual comienzan a curvarse una hacia la otra, modificando el régimen cinemático pasivo, actuando en la zona de curvatura como un régimen extensional (Nemčok, 2016).

Gürbüz (2014) explica que la geometría de una cuenca pull-apart es muy característica, teniendo ésta en sus inicios una forma de “S” o de “Z”, pudiendo evolucionar a un graben de forma romboidal, aunque usualmente no llegan a superar los 50 km de ancho (Einsele, 2013). La razón de esta geometría se debe a la combinación del esfuerzo de cizalla y al esfuerzo de transtensión. Nemčok (2016) por otro lado explica que la forma de la cuenca pull-apart depende de la litología y profundidad de la zona de despegue (del francés *décollement*), ya que éstas determinarán el tipo de deformación y el área de influencia de la misma. Pudiendo generarse una tectónica de piel delgada o de piel gruesa,² mientras que la litología determinará si se presenta una deformación dúctil o frágil. Una tectónica de piel delgada exhibirá mayor deformación en la parte superficial, permitiendo una mayor apertura de la cuenca, mientras que una tectónica de piel gruesa exhibe menor deformación en superficie, mostrando una cuenca más angosta (Nemčok, 2016). En el caso del tipo de deformación, tanto en tectónica de piel gruesa como en tectónica de piel delgada, ésta determinará si la cuenca presenta una forma de “S” o “Z” (dúctil), o si se presenta en forma romboidal (frágil). Además, la deformación frágil permite una subsidencia casi inmediata, a diferencia de la deformación dúctil, donde la subsidencia comenzaría posterior a que la capa llegase a su límite de fractura, generándose por fin el fallamiento que controle la subsidencia de la cuenca.

²La tectónica de piel delgada (del inglés *thin-skinned deformation*) es un tipo de deformación tectónica que sólo actúa sobre materiales sedimentarios, dejando intacto el basamento; mientras que la tectónica de piel gruesa (del inglés *thick-skinned deformation*) tiene efecto tanto en la parte superficial, como en el basamento.

Para estudiar a las cuencas pull-apart (su forma y evolución, así como sus características sedimentarias), se hace énfasis en el análisis geométrico del “escalón” (i. e., el empalme o curvatura que da inicio a la cuenca sedimentaria) entre las fallas transformantes. En la **Figura 3.1** se muestra el modelo ideal de una cuenca pull-apart, marcando en ésta los parámetros geométricos característicos de este tipo de cuencas, estos son: el ángulo agudo entre las fallas oblicuas (normales y transformantes), expresado como α y que suele ser próximo a 30° - 35° ; el largo de la cuenca; el ancho de la cuenca; y la profundidad de la cuenca. De acuerdo a Aydın & Nur (1982) (como se cita en Gürbüz, 2014) el largo y ancho de la cuenca suelen tener una razón aproximada de 3.2:1.

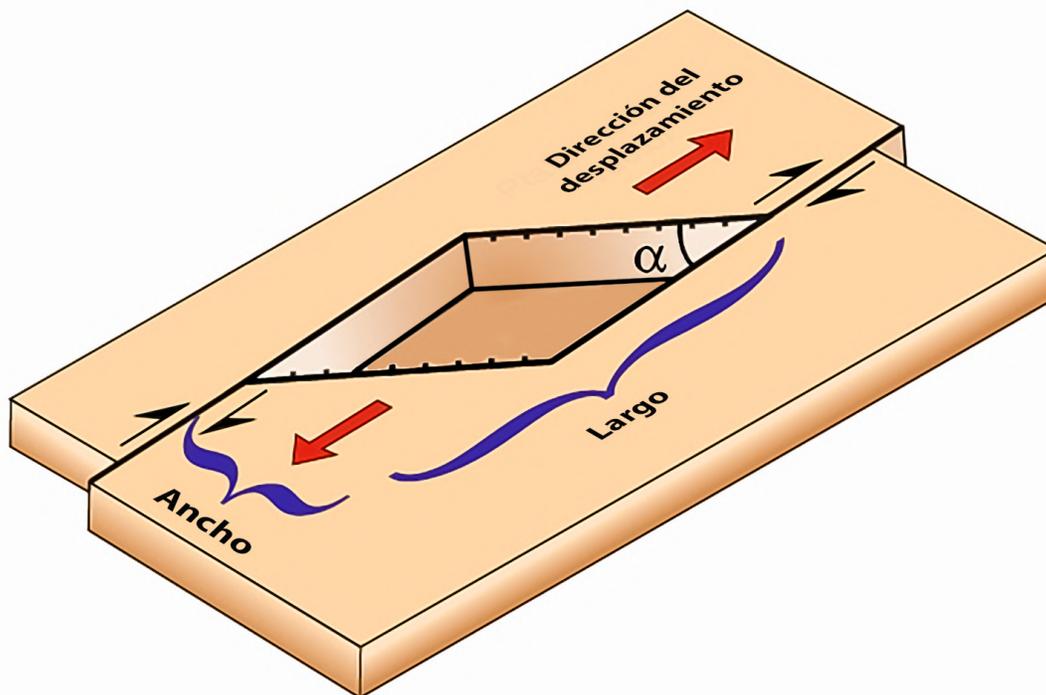


Figura 3.1: Modelo de una cuenca pull-apart.
Modificado de Gürbüz (2014).

Di Castro-Stringher (2014) y Gürbüz (2014) mencionan que otras características importantes de las cuencas pull-apart es que presentan una rápida subsidencia, así como una alta tasa de sedimentación y un gran espesor sedimentario, lo cual se debe principalmente a la actividad tectónica. Otra característica de importancia es la corta “vida” que presentan las cuencas pull-apart, ya que la alta actividad tectónica produce un incremento de velocidad en la evolución y fin de la misma. Además “el crecimiento de estas cuencas está íntimamente ligado al desplazamiento que ocurre en las fallas (segmentos de un sistema de rumbo), por lo que en su evolución o desarrollo estas cuencas se ligan entre si, generando patrones escalonados” (Valdez-Barrera, 2017).

La alta tasa de subsidencia se debe al régimen extensional, lo que algunos autores (e. g., Bosence, 1998) denominan como una fase *syn-rift*. Que a su vez resulta en una mayor

influencia de la tasa de sedimentación por parte de la tectónica.

3.1. Efectos de la Tectónica sobre los Patrones de Depósito y de Erosión

Los recursos minerales y energéticos explican su distribución y génesis a partir del modelo dinámico de la tectónica de placas. En un inicio, cuando se propuso la teoría de la tectónica de placas (al rededor de 1960), existió escepticismo respecto a ésta, sin embargo, con el paso de los años ha sido de gran ayuda para el entendimiento y exploración de yacimientos (Rona, 1977).

Anteriormente, los prospectos energéticos y minerales eran encontrados debido a su afloramiento y sencilla identificación, pero no se entendía con claridad dónde estos podían ser encontrados. De acuerdo a Rona (1977), la ocurrencia de recursos energéticos y minerales se relaciona con la tectónica de placas debido a que la energía resultante en los límites de las placas genera procesos geológicos que controlan la formación de estos. Además, los recursos minerales (a excepción de los minerales industriales y los derivados de la cristalización magmática) se generan bajo efectos de meteorización química, los cuales permiten la sedimentación y concentración de estos elementos para su viabilidad de explotación.

La sedimentación está en función de distintos factores geográficos (e. g., latitud, altitud, hidrografía, agentes erosivos, entre otros). El clima (que se rige por la latitud y altitud, entre otros elementos) es un factor fundamental en la depositación sedimentaria. Éste se relaciona al ambiente sedimentario y, consecutivamente, al tipo de sedimentos depositados (lacustres, fluviales, eólicos, etc.). Sin embargo, estos factores geográficos proceden de la tectónica de placas (Davison & Underhill, 2012).

Amplios espesores sedimentarios requieren de subsidencia o de la preexistencia de una depresión denominada *cuenca*. Para ambos casos es necesario un movimiento vertical de la corteza, ya sea por factores geotérmicos,³ por isostasia y/o, en su defecto, por variaciones de espesor de la corteza. Los procesos de convección del manto son los relacionados a los factores geotérmicos,³ produciendo desplazamientos verticales en la superficie de la corteza terrestre; y la isostasia es el equilibrio gravitacional que se alcanza por medio de variaciones en el espesor de la corteza o por variaciones laterales de densidad dentro de la misma. La apertura de un rift continental forma una depresión capaz de servir como zona de depositación sedimentaria de gran espesor (Dickinson, 1974).

Los patrones de drenaje (analizados mediante reología) previamente existentes en la zona de apertura de un rift serán grandes contribuyentes en el relleno de la cuenca sedimentaria que se formará posteriormente, sin embargo, estos patrones serán alterados debido a la acción tectónica, llegando incluso a no ser de utilidad para el relleno de la cuenca (Davison & Underhill, 2012; Withjack et al., 2002). Nemčok (2016) presenta como ejemplo la zona de Canyonlands, Utah, en donde se han generado fallas normales debido a la extensión del terreno, llegando a formarse grabens. Un graben es una depresión del terreno delimitado por dos fallas normales, cuyos planos de deslizamiento o inclinaciones son opuestos uno del otro (algo que es característico de las cuencas pull-apart, limitadas éstas por dos fallas normales

³Los factores geotérmicos aquí mencionados no hacen referencia a la energía geotérmica, sino a las variaciones de temperatura que conllevan a las corrientes de convección del manto y a *hot spots* (puntos calientes).

opuestas entre sí); en la **Figura 3.2** se muestra el modelo del graben previamente descrito, en donde las flechas rojas marcan la dirección de deslizamiento sobre fallas normales, y en la parte superficial se muestra un patrón de drenaje, a partir del cual se suministran sedimentos al graben. La zona en cuestión es importante ya que permite estudiar la distribución de facies asociadas a un régimen extensional, además se presenta la diferencia entre los patrones de drenaje pre-rift y post-rift, es decir, se ha documentado la migración de los flujos de sedimentos. En la zona de estudio mencionada existe una zona denominada como Red Lake Canyon, la cual presenta una serie de grabens que han sido abastecidos mediante patrones de drenaje sedimentario, hasta que estas estructuras cesaron su actividad y se llenaron por completo, de modo que los patrones de drenaje se desviaron hacia otras zonas de menor elevación (Nemčok, 2016).

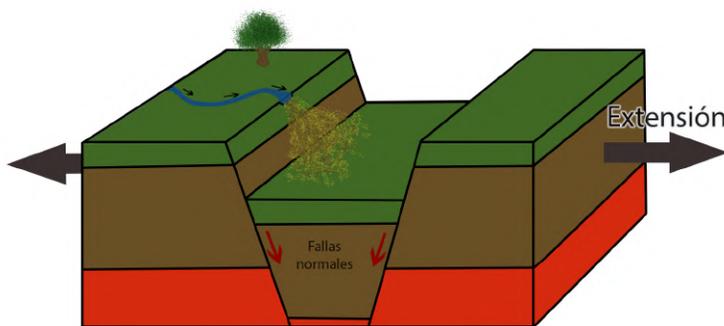


Figura 3.2: Modelo de un graben.

Las flechas color rojo marcan el deslizamiento del bloque sobre los planos de falla, y en la parte superior se muestra el patrón de flujo de sedimento.

Bosence (1998) explica las distintas fases de sedimentación durante la evolución de un rift. Se pueden considerar dos fases principales: una denominada *syn-rift*, la cual se origina al inicio de la apertura del rift y durante el régimen extensional y de subsidencia activa del mismo debido a los cambios de temperatura presentes; y otra denominada *post-rift*, la cual se delimita a partir del cese de la subsidencia anterior y el comienzo de una subsidencia ocasionada por la carga sedimentaria. Durante la etapa *syn-rift* la corteza exhibe fallamiento debido a la súbita exten-

sión, a la vez que se forman depresiones cercanas al rift (como son los grabens), donde los depósitos sedimentarios se dan por deslizamiento lateral hacia estas zonas y son controlados por el mismo fallamiento normal debido al efecto gravitacional y por flujos que dan lugar a abanicos aluviales, de modo que se tienen depósitos de espesor variable y una variación de facies a lo largo de la cuenca sedimentaria (Bosence, 1998; Nemčok, 2016). En la etapa *post-rift* se tienen depósitos sedimentarios de mayor espesor, los cuales son depositados por otros agentes erosivos, y es la carga de estos y de la saturación de agua lo que da lugar a la subsidencia.

La subsidencia de la cuenca y el continuo depósito sedimentario conlleva a un incremento de presión y temperatura, llegándose así a las condiciones físicas necesarias para la formación de hidrocarburos en caso de que exista la presencia de materia orgánica en las secuencias sedimentarias. Además, debido a la cercanía al rift, el gradiente geotérmico es elevado, lo que facilita la formación de hidrocarburos. Previo a la formación de hidrocarburos se requiere de una barrera natural que impida el flujo continuo de corrientes marinas, para así producir un ambiente deficiente de oxígeno que impida la descomposición de la materia orgánica. De forma natural, al haber una apertura de rift continental (que posteriormente forme una cuenca oceánica), los bloques continentales forman dicha barrera. De esta forma, los yacimientos de

hidrocarburos pueden extenderse por debajo del mar formado, encontrándose incluso hasta los 6 km de profundidad dentro de la cuenca oceánica. A su vez, la evaporación del agua del mar y su escasa circulación repercute en el incremento de la salinidad, de tal manera que se forman rocas evaporíticas (sales) de grandes espesores (Rona, 1977).

Ahora bien, para explicar la génesis de los depósitos minerales se ha mencionado el cambio presentado en la explicación de la distribución de depósitos minerales desde la introducción de la teoría de la tectónica de placas, sin embargo, aún no se ha explicado cómo éste se incorpora a esta teoría. Al estudiar una zona de interés se utiliza en gran medida la *tipología de yacimientos*, la cual indica modelos de yacimientos empíricos que serán comparados con el caso de estudio, para así poder explicar la génesis de éste. Al implementar la tipología de yacimientos se buscan características geológicas similares entre la zona de interés y el modelo a comparar (McCuaig & Hronsky, 2014). Entre estos modelos se encuentran los *depósitos epitermales*, *pórfido cuprífero*, *depósitos Mississippi Valley-type (MVT)*, *depósitos hidrotermales*, entre otros.

La búsqueda de depósitos minerales por medio de la comparación de modelos de yacimientos presenta incertidumbre, ya que una comparación estricta puede llevar al descarte u omisión de depósitos, o también puede ser un falso indicador de depósitos. Uno de los mayores problemas es la dificultad de implementar estos modelos en las etapas tempranas de exploración, ya que no se suele contar con una gran cantidad de datos para poder hacer la comparación, de modo que la técnica es aplicable solamente en zonas donde se tiene una gran cantidad de información geológica. Además, los modelos de depósitos minerales describen el origen y el proceso de la mineralización del modelo en cuestión, mas no intentan explicar la distribución de este tipo de modelos en otras partes, es decir, no predicen la localización de otros depósitos del mismo tipo, por lo que no es aplicable esta técnica para la exploración minera (McCuaig & Hronsky, 2014). Por esta razón se han desarrollado e implementado distintas técnicas de exploración que permitan explicar la mineralización a una escala regional, entre las que se encuentran las técnicas geofísicas de exploración regional (e. g., percepción remota), estudios de sistemas de información geográfica (SIG o GIS) y el análisis de la evolución y de la dinámica de la Tierra, lo cual se aborda a partir de la tectónica de placas. Toda la información que recuperan estas técnicas es englobada en el término *sistema mineral*, del inglés *mineral system*. Un sistema mineral se define como todos los factores y procesos geológicos que controlan la acumulación de menas minerales (principalmente metálicas) y que están implicados desde el movimiento de las menas asociadas a una fuente, hasta su depositación y preservación (McCuaig & Hronsky, 2014). Es decir, el concepto de sistema mineral se enfoca en los procesos necesarios para la concentración de minerales metálicos, a la vez que busca la explicación y relación entre distintos depósitos minerales y sus variantes, lo que permite que sea considerada como una herramienta para la exploración temprana y para la selección de zonas potenciales.

3.1.1. Velocidad de Subsistencia

Al hablar de subsidencia se debe explicar la formación de las cuencas sedimentarias. Una cuenca es una depresión del terreno derivada de la subsidencia litosférica, en la que se permite la acumulación de sedimentos. Se mencionaron algunos factores que permiten la subsidencia del terreno, y ahora se ahondará en el papel de la tectónica en la formación de las cuencas.

Se han propuesto distintos modelos que explican la formación de una cuenca sedimentaria, se tiene una primera clasificación, la cual se realiza con base en si se trata de un rift activo o un rift pasivo. Los rifts activos son aquellos en los que se tiene el ascenso del material de la astenosfera por medio de magmatismo asociado a corrientes convectivas (como puede ser una pluma del manto), produciendo un adelgazamiento y desplazamiento de la corteza; mientras que en los rifts pasivos se presenta la extensión de la corteza, produciendo un adelgazamiento de la misma, lo que a su vez permite la ascensión del material de la astenosfera. Dentro de los rifts pasivos se genera una subclasificación, la cual se presenta a continuación. Dentro de la clasificación de los modelos que explican la formación de las cuencas en rifts pasivos, se encuentran los modelos de cizalla pura de Mckenzie (1978), de cizalla simple de Wernicke (1985) y de enlongamiento heterogéneo de Coward (1986) (como se cita en Bosence, 1998 y en Coward, 1986). A continuación se presentan las características de cada modelo mencionado:

- Cizalla pura (*Pure Shear*): en este modelo se presenta en la corteza un esfuerzo homogéneo, lo que se conoce como cizalla pura. En la cizalla pura se da el aplanamiento del cuerpo en una dirección. Este esfuerzo se deriva de la extensión de la corteza, y se produce entonces deformación frágil (fallamiento) en la superficie, la cual permite el deslizamiento y rotación de bloques de roca; mientras que a profundidad se presenta una deformación dúctil. Este modelo se caracteriza por la simetría de la cuenca debido al esfuerzo y a la deformación homogénea, además de que en superficie se observa la estructura de un graben simétrico.
- Cizalla simple (*Simple Shear*): en este modelo se asume una la deformación frágil, donde la manifestación de fallas no se da de manera simétrica, sino que se genera una única falla de bajo ángulo (también conocida como *detachment fault*), sobre la cual empiezan a deslizar los bloques, formándose entonces un graben asimétrico o un medio graben (half graben).
- Enlongamiento Heterogéneo (*Heterogeneous Stretching*): este modelo es una modificación del modelo de Wernicke (cizalla simple). Se considera que el enlongamiento en la litosfera no es homogéneo, sino que varía a profundidad, siendo mayor en la parte inferior. Esto produce la propagación de fallas, ocasionando una asimetría de la cuenca, a la vez que produce una mayor ascensión de la astenosfera debido al adelgazamiento extremo de la parte inferior.
- Rift activo (*Volcanic-/plume-related rift*): este modelo ocurre cuando una parte delgada de la litosfera pasa por encima de una zona de alta temperatura en la astenosfera (e. g., una pluma del manto). El flujo convectivo del material de la astenosfera permite la extensión de la corteza, generando un modelo similar al de cizalla pura. Sin embargo, debido a la constante actividad ígnea de la astenosfera, se observa el alzamiento de la corteza (debido a la acumulación de material de alta temperatura que busca ascender a una zona de menor temperatura), lo que a su vez genera una descompresión de la corteza, permitiendo entonces su ruptura y la expulsión del material magmático de la astenosfera. No se espera una gran subsidencia en este modelo debido al alzamiento.

Se ahondará más acerca de los modelos previamente mencionados en el capítulo 4.2. Por ahora es importante mencionar que en estos modelos se distinguen distintos tipos de

sedimentos. En el caso de los rifts pasivos se tienen sedimentos producidos durante la etapa *syn-rift* y *post-rift*, y únicamente en los rifts activos se tendrá en la cima sedimentos de origen volcánico (Bosence, 1998; Coward, 1986). Esto se debe a que se tiene la acción continua del flujo convectivo, lo cual promueve la acumulación y expulsión de material magmático durante la etapa *syn-rift*. No está de más retomar el concepto de estos términos: la etapa *syn-rift* se refiere a la subsidencia derivada de la extensión de la corteza, produciendo la depositación de sedimentos de espesor variable (en forma de abanico) y de distintas facies; y la etapa *post-rift* se refiere a los procesos posteriores a la desactivación de la extensión, por lo que se presentan estratos homogéneos (o semi homogéneos) de mayor espesor y de mayor continuidad lateral que en la etapa *syn-rift*, y la misma carga de estos es la que ahora controla la subsidencia de la cuenca (Bosence, 1998).

A la subsidencia producida durante la etapa *syn-rift* también se le conoce como *subsidencia tectónica*. Como se mencionó, este tipo de subsidencia no se deriva de la carga de los sedimentos. El análisis de la subsidencia tectónica requiere del conocimiento o estudios previos de los límites de las placas. Los estudios geofísicos son aplicables para conocer estos, utilizándose normalmente métodos sísmicos (aunque si se tienen grandes espesores sedimentarios, como en la cuenca Wagner, será difícil la visualización y delimitación de las placas) y magnéticos (Sawyer, 1985). Para obtener un valor cuantitativo de la subsidencia tectónica es necesaria información obtenida por medio de pozos, ya que se requiere de la porosidad y del espesor de la columna sedimentaria.

En caso de que no se cuente con información de pozo, se puede realizar el procedimiento propuesto por Sawyer (1985). En éste se requiere de la profundidad de la actual columna de agua W y del espesor sedimentario S . La subsidencia de la cuenca se ha originado debido al peso de la columna de agua más el peso de la columna sedimentaria ($W + S$). Para caracterizar la columna sedimentaria se considera la densidad total de la formación:

$$\rho_t = \rho_w \phi + \rho_g(1 - \phi). \quad (1)$$

Donde ρ_w es la densidad del agua y ρ_g es la densidad de los sedimentos. Pero la porosidad varía en cada capa, por lo que se busca obtener un valor representativo de toda la columna sedimentaria.

En caso de que se cuente con información de pozo, se tendría la porosidad para cada capa, pudiendo calcular una densidad promedio definida por Steckler & Watts (1978):

$$\bar{\rho}_t = \frac{\sum_i [\rho_w \phi_i + (1 - \phi_i) \rho_g] h_i}{S} \quad (2)$$

Donde h_i es el espesor de cada capa.

Si no se cuenta con la información de pozo, se continúa de la siguiente forma: se puede asumir una variación de la porosidad en función de la profundidad (ecuación 3), donde los parámetros dependen de la litología, por lo que, en caso de no conocerlos, se puede asumir un valor promedio que sea representativo de los sedimentos del área.

$$\phi = \phi_0 e^{-cz}. \quad (3)$$

Donde c es un parámetro empírico, z es la profundidad y ϕ_0 es la porosidad de los sedimentos más jóvenes. Y se obtiene la densidad total promedio de la siguiente forma (Sawyer, 1985):

$$\bar{\rho}_t = \int_0^S \frac{\rho_t}{S} dz, \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \bar{\rho}_t &= \frac{1}{S} \int_0^S [\rho_w \phi + \rho_g (1 - \phi)] dz, \\ &= \frac{1}{S} \int_0^S [\rho_w \phi_0 e^{-cz} + \rho_g (1 - \phi_0 e^{-cz})] dz, \\ &= \frac{1}{S} \left[(\rho_w - \rho_g) \phi_0 \int_0^S e^{-cz} dz + \rho_g \int_0^S dz \right]. \end{aligned}$$

Donde:

$$\int_0^S e^{-cz} dz = -\frac{1}{c} (e^{-cS} - 1).$$

De modo que:

$$\bar{\rho}_t = \rho_g + \frac{(\rho_g - \rho_w) \phi_0}{cS} (e^{-cS} - 1). \quad (5)$$

La masa de la columna sedimentaria (delimitada por un prisma de $1 \times 1 \text{ m}^2$) está dada por $S\bar{\rho}_t$. En ambos casos (con información discreta o con una aproximación exponencial) se tiene en cuenta el cambio de la porosidad con la profundidad, es decir, se está tomando en consideración la compactación de las capas con la profundidad.

Con esta densidad promedio se prosigue a obtener la subsidencia tectónica total. Fang et al. (2017) mencionan dos métodos para calcular ésta: el primero es el que se basa en el *modelo isostático*, cuyo método se conoce como “backstripping” (Steckler & Watts, 1978), en donde se considera el efecto de la isostasia, y el segundo es el *método de subsidencia de la cuenca vacía (EBS)*. En ambos casos se requiere del previo conocimiento de una profundidad de un antiguo nivel del mar (paleoagua), denominado como W_d , así como el espesor de la columna sedimentaria acorde a la profundidad de la paleoagua, denominando a este espesor como S_T . Esta información se puede obtener a partir de análisis de paleoambientes.

Para el modelo isostático se tiene el efecto de la isostasia sobre la columna sedimentaria, el cual está determinado por (Steckler & Watts, 1978):

$$U = S_T \left(\frac{\bar{\rho}_t - \rho_w}{\rho_m - \rho_w} \right). \quad (6)$$

Donde ρ_m es la densidad promedio del manto.

La subsidencia tectónica total está dada por el efecto de la carga sedimentaria más el peso de la columna de agua ($S + W$) menos el efecto de la isostasia (U):

$$Y = S_T + W_d - U, \quad (7a)$$

$$= S_T + W_d - S_T \left(\frac{\bar{\rho}_t - \rho_w}{\rho_m - \rho_w} \right), \quad (7b)$$

$$= S_T \left(1 - \frac{\bar{\rho}_t - \rho_w}{\rho_m - \rho_w} \right) + W_d, \quad (7c)$$

$$Y = S_T \left(\frac{\rho_m - \bar{\rho}_t}{\rho_m - \rho_w} \right) + W_d. \quad (7d)$$

En caso de que no se cuente con información de la paleoagua, la ecuación 7d es una buena aproximación a la subsidencia tectónica, donde S_T y W_d serían el espesor sedimentario y el nivel del mar conocido, respectivamente (Angevine et al., 1990). En caso de que sí se cuente con la información del nivel de paleoagua, se referencia lo anterior con la profundidad de la cuenca y del nivel del mar acorde al periodo del cálculo, esto es:

$$Y = S_T \left(\frac{\rho_m - \bar{\rho}_t}{\rho_m - \rho_w} \right) + W_d - \Delta W_d \left(\frac{\rho_w}{\rho_m - \rho_w} \right). \quad (8)$$

Donde Y es la subsidencia tectónica total considerando la isostasia y ΔW_d es la diferencia entre el nivel del mar actual y el de la paleoagua considerada.

Mientras que para el método de subsidencia de la cuenca vacía la subsidencia tectónica total está dada por:

$$EBS = S_T \left(\frac{\rho_m - \bar{\rho}_t}{\rho_m} \right) + W_d \left(\frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_w} \right) - \Delta W_d. \quad (9)$$

El cálculo de EBS presenta una mejor aproximación, ya que, de acuerdo a Xie & Heller (2009), el cálculo por el modelo isostático representa la subsidencia de la cuenca si ésta hubiera estado constantemente llenada de agua (lo cual no siempre ocurre).

Considerando dos periodos de tiempo (k y n , donde $k > n$) se puede obtener la tasa de subsidencia (también llamada *velocidad de subsidencia*):

$$\text{Tasa de subsidencia} = \frac{EBS_n - EBS_k}{k - n}. \quad (10)$$

Como $k > n$, significa que n se trata de un periodo más reciente, por lo que la subsidencia ha estado presente por más tiempo que en el periodo correspondiente a k , es decir, $EBS_n > EBS_k$.

Es importante remarcar que la limitante principal de estos métodos es la necesidad de datos, con los cuales no siempre se cuenta.

Una vez obtenida la subsidencia tectónica para distintas edades, se puede construir una curva de subsidencia (lo cual es el resultado visual del concepto de *análisis geohistórico*, establecido por Van Hinte, 1978), en la cual se verán reflejados los ajustes isostáticos, eventos térmicos y cambios en la tasa de sedimentación (Xie & Heller, 2009). Para realizar este

análisis es importante tomar en cuenta los modelos de formación de la cuenca, ya que estos pueden ayudar a explicar algunas particularidades de la curva de sedimentación.

En el caso de zonas de fallas de rumbo, la subsidencia estará controlada por las dimensiones de la cuenca y por la transmisión de energía. De acuerdo a Xie & Heller (2009) las curvas de sedimentación en este tipo de límites suelen ser cortas, alcanzando una profundidad entre 2 y 4 km, sin embargo, las tasas de subsidencia suelen ser altas. La razón por la que la subsidencia presenta una corta duración se debe, posiblemente, a los cambios que sufren las fallas maestras y a la rápida pérdida de energía.

Todos estos calculos son correctos, sin embargo, se deben tomar en cuenta los modelos de formación de cuencas de rifts pasivos previamente mencionados. En estos modelo se tiene una consideración: el efecto del flujo de calor durante la etapa syn-rift (también llamada etapa inicial). Como se mencionó al analizar los modelos, se presenta extensión de la corteza como un esfuerzo de cizalla, adelgazando la corteza. Al adelgazarse la corteza, los límites del manto se desplazan hacia arriba (es decir, la discontinuidad de Mohorovičić asciende). Al ascender el material caliente de la astenosfera, se da la transferencia de calor y el aumento de la temperatura de la litosfera, que a su vez se ve reflejado en la disminución de la densidad, lo cual se contrapone a la subsidencia inicial.

De acuerdo a Angevine et al. (1990), el cambio de la densidad de la litosfera en función de la temperatura está dado por:

$$\rho_t = \rho_0[1 - \alpha_V(T - T_0)]. \quad (11)$$

Donde ρ_0 es la densidad de la litosfera a la temperatura superficial T_0 y α_V es el coeficiente de expansión térmica del manto (en promedio $\alpha_V = 3.5 \times 10^{-5}$ 1/K).

Al presentarse un aumento de la temperatura ($T > T_0$) debido al flujo de calor de la astenosfera, se observa en la ecuación 11 que la densidad de la litosfera disminuiría, afectando la subsidencia inicial. La subsidencia en la etapa syn-rift considerando el cambio de la densidad, de acuerdo a Mckenzie (1978) y a Angevine et al. (1990), se puede expresar como:

$$S_i = \frac{a \left[(\rho_0 - \rho_c) \frac{t_c}{a} \left(1 - \alpha_V(T - T_0) \frac{t_c}{a} \right) - \frac{\alpha_V(T - T_0)\rho_0}{2} \right] \left(1 - \frac{1}{\beta} \right)}{\rho_0(1 - \alpha_V(T - T_0)) - \rho_w}, \quad (12a)$$

$$S_i = \left(t_c - \frac{t_c}{\beta} \right) \left(\frac{\rho_0 - \rho_c}{\rho_0 - \rho_w} \right) - \left(a - \frac{a}{\beta} \right) \left[\frac{\rho_0}{\rho_0(1 - \alpha_V(T - T_0)) - \rho_w} \right] \left[\frac{\alpha_V(T - T_0)}{2} \right]. \quad (12b)$$

Donde a es el espesor de la litosfera, t_c es el espesor inicial de la corteza continental, ρ_c es la densidad promedio de la corteza y β es la deformación extensional de la litosfera. Usualmente los rifts continentales presentan una extensión del 20% ($\beta = 1.2$), además se asume que $T_0 = 0$ °C.

De la ecuación 12b se puede realizar una interpretación más sencilla. El primer término corresponde a la subsidencia derivada al adelgazamiento de la corteza, mientras que el segundo término representa el alzamiento del manto derivado del mismo adelgazamiento de la corteza. En caso de que no se considere o no se tenga un mismo enlengamiento en el manto y en la corteza (modelo de Coward de enlengamiento heterogéneo), entonces se debe de considerar un factor β para cada término (β_c para el primer término y β_m para el segundo

término), debido a que la ascensión de la astenosfera se verá fomentado mayoritariamente por el adelgazamiento de la litosfera inferior, i. e., del manto superior. Es evidente que el espesor de la corteza se ha reducido por un factor de t_c/β_c y el de la litosfera por un factor de a/β_m . También, en el segundo término se encuentra inmerso el gradiente geotérmico, el cual varía de un estado inicial $(T - T_0)/a$ a un valor $(T - T_0)\beta/a$ (Angevine et al., 1990). En la **Figura 3.3** se muestra la relación del adelgazamiento de la litosfera, la cual ha presentado un enlongamiento uniforme β (es decir, el enlongamiento en la corteza y el manto superior es el mismo $\beta_c = \beta_m$). En un inicio se tiene un espesor de la litosfera inicial a , y un espesor de la corteza inicial t_c ; al presentarse la extensión (flechas rojas horizontales), la litosfera es extendida y adelgazada por un factor β , el cual permite el ascenso del límite manto-corteza (discontinuidad de Mohorovičić). Se observa en la figura inferior el área original delimitada por medio de un rectángulo rojo discontinuo.

Ahora bien, hemos podido reconstruir la historia geológica de la subsidencia durante la etapa activa de un rift. Grosso modo, se tiene una subsidencia inicial S_i que considera el adelgazamiento de la corteza y el alzamiento de la misma por el flujo del material de la astenosfera. Resultando en una subsidencia tectónica total Y o EBS . Posteriormente, al cese de la subsidencia tectónica, se comienza la etapa post-rift, en la cual la carga sedimentaria ocasionará la subsidencia de la cuenta. Se puede continuar el análisis en la etapa post-rift en función de la transmisión térmica, lo que se conoce como *subsidencia térmica*,⁴ sin embargo, no se acostumbra a realizar este análisis.

En el caso del Golfo de California, la velocidad de subsidencia inicial se puede caracterizar por el espesor de la corteza oceánica y del flujo de calor. De acuerdo a Persaud et al. (2003) y a Sedlock et al. (1993), los flujos de calor varían entre 200-6250 mW/m², teniendo su máximo en la cuenca Guaymas, y el espesor de la corteza del Golfo de California decrece de norte a sur, siendo de 21 km en la parte más septentrional, de 10 km en el centro y de 8 km en la parte más meridional. Persaud et al. (2003) mencionan que el adelgazamiento de la corteza en el sur del golfo se presenta de manera simétrica.

De los análisis de curvas de sedimentación en cuencas de rift y cuencas pull-apart se han establecidos claras diferencias. La principal de éstas es que, a diferencia de una cuenca de rift, la cuenca pull-apart presenta un tiempo de ocurrencia de la subsidencia muy corto; la segunda diferencia es que las cuencas pull-apart tampoco tienen una subsidencia térmica significativa. El periodo de subsidencia tectónica para las cuencas pull-apart puede ser incluso 10 veces menor a la de una cuenca de rift; además de que la subsidencia térmica (Nemčok, 2016).

⁴Para la explicación y desarrollo de la *subsidencia térmica* se pueden consultar las publicaciones de Mckenzie (1978) y en las notas de Angevine et al. (1990).

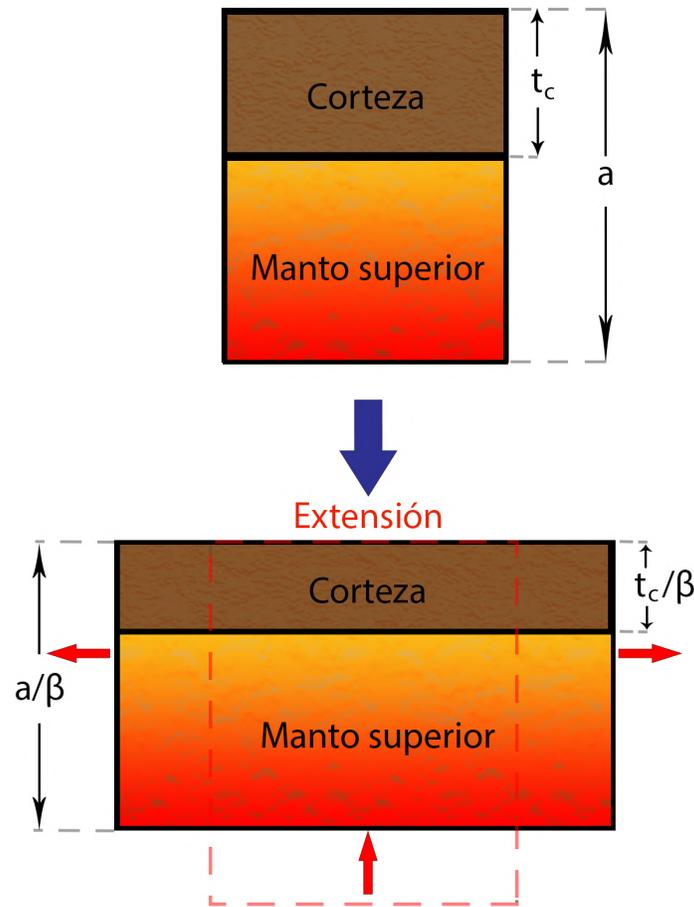


Figura 3.3: Modelo extensional para la representación de los efectos en la subsidencia.

3.1.2. Aporte Sedimentario

Como se mencionó anteriormente, las tasas de subsidencia y de sedimentación están controladas en gran parte por el régimen estructural al que se encuentre ligado la cuenca. Evidentemente, esto también implica que el transporte sedimentario será controlado en un inicio (fase syn-rift) por el mismo régimen. Modificándose conforme se propagen las fallas y conforme se generen y llenen nuevos grabens.

El aporte sedimentario se ve influenciado por los canales fluviales previos a la apertura del rift, sin embargo, estos se irán modificando conforme se expanda y fracture la corteza. Previamente se mencionó que en un graben, a la vez que en una cuenca pull-apart, los patrones de drenaje son alterados para llenar estas depresiones, sin embargo, no todo el aporte sedimentario en la cuenca se deriva de este modo, el aporte eólico y la precipitación de sedimentos marinos también pueden tener cierta influencia.

Einsle (2013) menciona que una característica de las cuencas pull-apart es su llenado asimétrico, el cual se debe a que se tiene una falla dominante, lo que produce una mayor subsidencia de la cuenca pegada a ésta y una menor subsidencia en la falla contraria. De esta forma, el depocentro se encontrará más cercano a la falla dominante, y hacia éste se forman abanicos. En el caso de cuencas pull-apart formadas en un ambiente marino,

se presentan primero facies marinas profundas, evolucionando progresivamente hacia facies marinas someras e, incluso, hasta facies continentales.

Las facies sedimentarias que se presentan en la cuenca varían en función del ambiente en el que se encuentre (Einsele, 2013), esto es: ambiente continental, transicional o marino. El aporte de sedimentos terrígenos decrece en el mismo orden, siendo mayor en el ambiente continental, disminuye en el transicional y menor en el ambiente marino. Y de igual forma decrece la tasa de sedimentación. Una baja tasa de sedimentación, característica de un ambiente marino, suele permitir una larga vida de la cuenca y, consecutivamente, una mayor concentración de materia orgánica.

3.2. Fluidos Asociados con Puntos Calientes Oceánicos

Un punto caliente (del inglés *hot spot*) es una zona de anomalía térmica en la corteza terrestre, siendo ésta la representación “superficial” de una *pluma del manto*. Una pluma del manto es un flujo de alta temperatura asociada a fluidos, como puede ser una corriente convectiva, que se produce en el manto de la Tierra, específicamente, se ha planteado la hipótesis de que se generan en el límite manto-núcleo (también llamado discontinuidad de Gutenberg o D”). Mientras la corteza oceánica se mueve por encima de una pluma del manto, se produce sobre ésta una serie de volcanes (como es el caso de Hawaii), los cuales no pueden ser explicados por medio de la teoría de la tectónica de placas (razón por la cual se introdujo el modelo de las plumas del manto). Debido a la generación de material ígneo sobre una misma zona, el modelo isostático establece que se compensará esta acreción de material por medio del hundimiento de la corteza oceánica (Nemčok, 2016). Es importante resaltar que los fluidos más importantes que se encuentran en la corteza son el agua, magma e hidrocarburos (McCuaig & Hronsky, 2014).

En la estructura volcánica que se forma en el hot spot se pueden distinguir tres tipos de secuencias sedimentarias, la primera es un conjunto de material pelágico acumulado sobre la corteza oceánica previo a la erupción del hot spot; estos sedimentos se presentarán en la base del volcán. La segunda formación es un conjunto de coladas de lava (*debris flow*) y de lahares (flujos de material volcánico combinado con agua). La tercera es un conjunto de sedimentos pelágicos que rellenan las depresiones generadas posterior a la actividad volcánica (Nemčok, 2016). Conforme el sedimento se va compactando, los fluidos son expulsados. De acuerdo a Nemčok (2016), el flujo de estos se concentra por debajo de la estructura volcánica, hasta ser expulsados por las laderas del volcán; siguiendo un patrón de convección, se recarga de fluidos la estructura en las partes bajas, los cuales serán transportados mediante el flujo convectivo hasta ser nuevamente expulsados. La circulación de estos fluidos de alta temperatura permiten la transformación e incorporación de distintos elementos, como son el gas y aceite. Los flujos convectivos de gas y aceite producen plumas de hidrocarburos, las cuales, de acuerdo a Merewether et al. (1985) se había documentado que se originaban normalmente entre los 400-500 m de profundidad (mencionando como un límite valor de profundidad para la disolución del metano a ~ 1 km, es decir, a mayor profundidad el metano se encuentra disuelto en el agua), en especial en zonas de amplios espesores sedimentarios, sin embargo, los estudios estadísticos actuales han documentado que la mayor frecuencia (la moda) de las fuentes hidrotermales se encuentra a un rango de profundidad de 2 a 2.60 km (Baker & German, 2004). El límite en el que se generan estas plumas de metano se denomina *gas hydrate stability zone* (GHSZ), la cual es la zona en donde la presión (asociada a la profundidad) y la temperatura permiten la disolución del metano (que se encuentra en estado sólido) en el agua; fuera de esta zona el metano se separa del agua, cambiando a un estado gaseoso. Cabe mencionar que el descubrimiento de los primeros respiraderos hidrotermales (también conocidos como fuentes o fumarolas hidrotermales) sucedió a finales de la década de los 1970, por lo que es natural que se fueran cambiando poco a poco las hipótesis y estándares que se tenían sobre la formación, localización y expulsión de estos fluidos.

Los sistemas de fluidos asociados a puntos calientes están controlados por la tectónica y por las características sedimentarias (como es la permeabilidad) de la zona (Nemčok, 2016).

Generalmente se habla acerca de fluidos hidrotermales, los cuales son flujos de agua de elevada temperatura, derivada de la interacción de ésta con una fuente de calor; la composición de la misma suele variar debido a los componentes que se integran conforme circula en el subsuelo. Para que se pueda llevar a cabo la circulación de fluidos hidrotermales, como se dijo anteriormente, es necesaria una fuente de energía; como es evidente, al encontrarnos en un rift la fuente se asocia al calor del magma que produce la nueva corteza oceánica, de igual manera que para un punto caliente. Otras fuentes de energía se derivan del metamorfismo e intrusiones ígneas; además de la energía producida por las fallas activas. Para cada fuente de energía se presentan diferencias, en el caso de un rift, el contenido de hierro (Fe) y manganeso (Mn) incrementa conforme aumenta la tasa de extensión, mientras que en los otros casos se tiene una mayor expulsión de gas pero menor contenido de metales (Baker & German, 2004). Pero también la influencia de la permeabilidad de las rocas será un factor fundamental para la distribución y circulación de los fluidos.

La circulación hidrotermal se produce cuando el agua de mar se filtra por medio de los poros y fracturas de la corteza oceánica, acercándose a la fuente de calor; al acercarse, el agua presenta un aumento de temperatura, mientras que la composición química de la misma comienza a variar debido a la adición de materiales adyacentes debido a la interacción de la misma con las rocas, lo que se conoce como *metasomatismo*⁵ ((German & Seyfried, 2014). El agua sigue descendiendo hasta llegar a una temperatura que puede incluso sobrepasar los 400 °C, a la cual comienza el flujo convectivo, ascendiendo hasta retornar al fondo marino y ser expulsados (German & Seyfried, 2014). De esta forma, se ha establecido que el enfriamiento de la nueva corteza oceánica generada en los rift (y del material ígneo expulsado mediante un hot spot) se produce mediante la transferencia de calor (de manera conductiva) en la litosfera, y en menor medida, pero a su vez de gran importancia, por medio de la transferencia de calor mediante la convección del agua de mar que se filtra dentro de la corteza oceánica generada.

De acuerdo a Baker & German (2004) los fluidos hidrotermales se ven enriquecidos principalmente por hierro (Fe), manganeso (Mn), metano (CH_4), dihidrógeno (H_2) y helio-3 (3He), por lo que estos se utilizan como indicadores para la localización de descargas hidrotermales aun cuando se realizan los análisis a cientos de metros de distancia del respiradero hidrotermal. El análisis del isótopo de helio, 3He , es de gran interés, ya que se ha observado un alto contenido de éste en puntos calientes. Este isótopo no se encuentra comúnmente en la naturaleza, y se encuentra de forma mínima en la atmósfera, por lo que se asume que su origen es mayoritariamente nuclear, explicándose por medio de la *teoría de la acreción*, la cual se basa en la acumulación de partículas por medio de

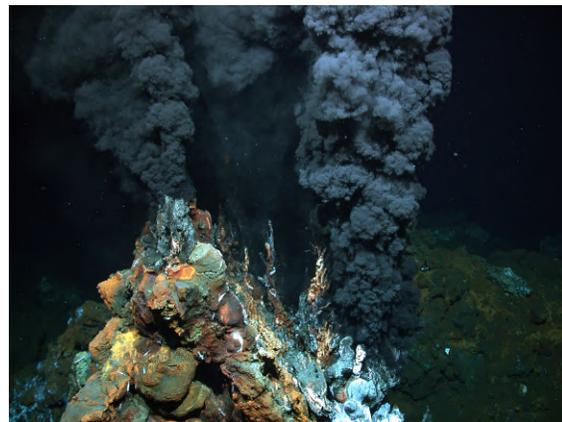


Figura 3.4: Fumarola Negra (black smoker). Localizada en la Dorsal Mesoatlántica, a 2980 m de profundidad. Proporcionada por MARUM – Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen (CC-BY 4.0).

⁵El metasomatismo es el proceso por el cual un fluido altera químicamente a las rocas.

la gravedad, y que da una explicación de la formación de los cuerpos celestes y del mismo planeta Tierra. Al presentarse la acreción se da un proceso de energía debido al choque de los elementos ligeros, como el hidrógeno (H) y el helio (He), y si la energía es suficiente, se produce fusión nuclear, ocasionando la transformación del elemento. En el caso de la Tierra, se formula la hipótesis de que no se alcanzó la energía necesaria, o al menos no de manera uniforme, entonces parte del helio no fue transformado, quedando atrapado en el interior de la Tierra. De esta forma, si se tiene un alto contenido de este isótopo, se asocia al escape del mismo desde el interior de la Tierra.

Algunos de los productos químicos provenientes del interior de la Tierra que son transportados en los flujos hidrotermales son precipitados al expulsarse por la fumarola hidrotermal (German & Seyfried, 2014), lo que se manifiesta como una densa columna oscura de material rico en sulfuros metálicos y en óxidos, debido al color se le conoce a este tipo de descargas como *fumarolas negras* o *black smokers* (**Figura 3.4**), y las cuales se caracterizan además por presentar una temperatura mayor a 400 °C, por lo que se estima que en estos se expulsa aproximadamente el 20 % de la energía emitida por las dorsales oceánicas.

Con base en análisis estadísticos de las emisiones hidrotermales (German & Seyfried, 2014) se ha obtenido que el flujo de energía térmica de la corteza oceánica generada se presenta mayormente desde su creación hasta haber alcanzado los 65 Ma de edad, teniendo el máximo flujo próximo a la creación de la corteza y decayendo rápidamente; a partir de los 65 Ma la emisión se comporta conforme a una pendiente cercana a la horizontal, es decir, el flujo se empieza a comportar de manera estable, disminuyendo muy lentamente.

3.2.1. Sistemas de Fluidos Asociados con Segmentos de Fallas Transformantes

La actividad y presencia de fluidos en el fondo oceánico, como el gas metano (CH_4) y el dióxido de carbono (CO_2), así como de fluidos sedimentarios (como es el petróleo, de acuerdo a Hutcheon, 1998), se ha estudiado y descrito en límites tectónicos extensionales y pasivos (Núñez-Useche et al., 2018), exhibiéndose como o junto con volcanes de lodo,⁶ diapiros y/o depósitos carbonatados autóctonos derivados de la oxidación anaeróbica del metano⁷ (Canet et al., 2013). El ciclo de las rocas y de otros materiales de la Tierra, i. e., el reuso de materiales, se lleva a cabo por distintos procesos, siendo los límites de placas los más importantes en el desarrollo y transformación de los materiales (Suess, 2013), y se presenta un caso particular cuando se tiene la transferencia de materiales por medio de la filtración de fluidos hidrotermales a través de volcanes de lodo y rezumaderos marinos, debido a la interconexión de distintos factores de un ecosistema, como son la geología, bioquímica y biología, para producir los fluidos y la descarga de los mismos. Los rezumaderos marinos, conocidos como *cold*

⁶Los volcanes de lodo son conos marinos o terrestres que se forman debido al flujo subterráneo de lodo de alta temperatura, expulsando a éste junto con distintos fluidos. Su formación se asocia a actividad geotérmica, la cual produce el ascenso de fluidos de alta temperatura, los cuales se mezclan con los sedimentos y generan el lodo.

⁷La oxidación anaeróbica del metano (*AOM*, por sus siglas en inglés) consiste en la oxidación (pérdida de electrones) del metano presente en los sedimentos sin la acción del oxígeno (O_2) como agente oxidante (receptor de electrones), sino que otras moléculas (como es el sulfato del agua) actúan como el agente oxidante.

seeps, son distintos a los volcanes de lodo, ya que los primeros son infiltraciones de los fluidos de manera lenta, permitiendo que estos alcancen una menor temperatura (normalmente igual a la del fondo oceánico), mientras que los últimos se manifiestan como expulsiones de alta temperatura por medio de fumarolas (Suess, 2013). Mientras que los sistemas hidrotermales producen metano únicamente, los rezumaderos emiten otros hidrocarburos, aunque el principal es el metano (Leifer, 2019).

El flujo de fluidos asociados a rifts activos está relacionado con (Nemčok, 2016; Wickham et al., 1993) la circulación del agua meteórica (del inglés *meteoric water*); la cual es agua cuya procedencia puede ser pluvial, fluvial o de algún otro origen, que se filtra en el subsuelo. Esta agua desciende por el subsuelo hasta entrar en contacto con rocas de alta temperatura, incrementando la temperatura del agua y, consecutivamente, obligando el ascenso de ésta hacia la superficie. Otros fluidos que están relacionados con estos sistemas son los flujos de isótopos de helio (3He) derivados del manto y los fluidos metamórficos (del inglés *metamorphic fluids*). Los fluidos metamórficos, de acuerdo a Cartwright & Oliver (2000) provienen de rocas saturadas o hidratadas (principalmente arcillosas) que se encuentran sujetas a metamorfismo, ya sea de contacto o regional, lo cual propicia el desplazamiento del agua de formación y/o a la deshidratación de los minerales. El agua expulsada suele concentrarse en zonas de alta permeabilidad (como pueden ser fracturas o fallas) y puede mezclarse con otros fluidos, dependiendo de su miscibilidad, y efectuar metasomatismo sobre las rocas adyacentes, siendo entonces un factor clave para la formación de depósitos minerales.

En el caso de límites transformantes, la expulsión de los fluidos se presenta a mayor profundidad que en un rift, y la génesis y espesor de los sedimentos acumulados controlan la expulsión de los fluidos, la generación de volcanes de lodo, la formación de salmueras y la formación de carbonatos autóctonos. De acuerdo a Suess (2013), los mecanismos que controlan la descarga de fluidos en regímenes pasivos son: la presión generada por la carga sedimentaria, la compactación diferencial, la sobrepresión y cambios de facies. Es decir, cualquier cambio de permeabilidad en un estrato saturado genera un camino de descarga de los fluidos. En el caso de la compactación diferencial, ésta indica diferente porosidad y/o depositación irregular en la cuenca, mientras que la sobrepresión (del inglés *overpressure*) es un fenómeno que ocurre cuando se tiene una alta tasa de sedimentación y una capa sedimentaria de baja permeabilidad, sepultándose ésta rápidamente (incrementando a la vez la presión); sin embargo, debido a la baja permeabilidad, el fluido de formación no tiene oportunidad de ser expulsado, incrementando entonces la presión de poro (presentándose ésta mayor que la presión hidrostática). La sobrepresión favorece la expulsión mediante la activación de una zona de descarga viable, como puede ser una falla.

El tipo de fluidos expulsados, independientemente del límite tectónico, depende del espesor y génesis de la columna sedimentaria, de la tasa de sedimentación y de la edad y morfología de la placa oceánica (ya sea de la placa subducida, en un límite convergente; o de la corteza generada, en un límite divergente; Suess, 2013). Respecto al espesor de la secuencia sedimentaria y su origen, los límites convergentes y pasivos no presentan gran diferencia, ya que el tipo de fluido expulsado está caracterizado por la interacción entre el fluido y los sedimentos pelágicos en ambos límites. Los fluidos descargados que interactuaron con los sedimentos ricos en materia orgánica se ven enriquecidos con fósforo, sílice, sulfuro de hidrógeno (también conocido como ácido sulfhídrico) y metano (Suess, 2013). La descarga de los fluidos hidrotermales se manifiesta como plumas hidrotermales, y es común en este

tipo de límites (cuyas características sedimentarias controlan la composición y expulsión de fluidos) que se generen grandes cantidades de metano derivado de la acción biológica. Como se mencionó anteriormente, el metano se moviliza hacia la superficie y es expulsado como un gas, o es retenido disuelto en los fluidos en la zona denominada como *gas hydrate stability zone* (GHSZ). Esta zona, como se dijo anteriormente, es un límite del cambio de estado del metano, presentándose en estado sólido (denominándolos como hidrato de metano) en esta zona y en estado gaseoso (gas metano) fuera de ésta; como es natural, el estado del metano, es decir, los límites de la zona, dependen de las condiciones de presión y temperatura.

Las condiciones biogeoquímicas (i. e., la alteración química de los elementos que integran a un organismo vivo para formar parte de un proceso geológico), de acuerdo a Núñez-Useche et al. (2018) dependen del flujo del metano, de la disponibilidad del sulfato (SO_4), la temperatura y de las condiciones en las que se llevan a cabo reacciones redox. Estos factores permiten el desarrollo de especies biológicas que se han adaptado o que son dependientes del metano y del azufre (S), alterando estos y pudiendo formar entonces depósitos minerales autóctonos. Se analizan a continuación los factores de los cuales dependen los sistemas de fluidos mencionados; el primero de estos siendo el flujo de fluidos, en especial del metano.

El modelado de este tipo de sistemas requiere de la correcta expresión y caracterización del comportamiento de los fluidos asociados. A continuación se presenta un desarrollo propuesto por Neumann et al. (2017), el cual se utilizó para analizar el flujo vertical de fluidos en fallas dentro de la cuenca Wagner asumiendo que éste se lleva a cabo por medio de la advección.⁸ Para esto, se parte de la ecuación de convección de calor en un medio poroso, definida por Nield & Bejan, (2017):

$$\phi \nabla \cdot (k \nabla T) + \phi q = \phi c \rho \frac{\partial T}{\partial t} + \phi c \rho \vec{v} \cdot \nabla T. \quad (13)$$

Donde T es la temperatura, q es la energía térmica producida en el medio poroso, k es la conductividad térmica, c es la capacidad térmica específica, ρ es la densidad del fluido, \vec{v} es la velocidad del fluido (también denominada como velocidad de filtración o velocidad de Darcy) y ϕ es la porosidad del medio.

Se explica a continuación el significado de algunos de los términos que componen a la ecuación. El término $\nabla \cdot (k \nabla T)$ expresa el flujo de calor por unidad de volumen por medio de convección; al estar multiplicado por la porosidad limita el flujo a estar en función del volumen del espacio viable por el que puede moverse el fluido. Y el término $\vec{v} \cdot \nabla T$ representa el cambio de temperatura en el sistema debido al paso del fluido a una velocidad dada, y al multiplicarse por la porosidad, se obtiene este cambio de temperatura debido al paso del fluido en los poros a una velocidad dada. A este último término también se le ha denominado como el *índice de alteración de la roca*, ya que la interacción del agua con distintos minerales genera alteraciones químicas que modifican a los minerales y/o generan nuevos minerales (Phillips, 2009, como se cita en Nield & Bejan, 2017).

Haciendo la consideración de que la conductividad térmica es invariante y que el medio poroso no produce energía térmica ($q = 0$), la ecuación 13 se simplifica a:

$$k \nabla^2 T = c \rho \frac{\partial T}{\partial t} + c \rho \vec{v} \cdot \nabla T. \quad (14)$$

⁸La advección es el flujo de materiales o sustancias por medio del movimiento de éstas al estar suspendidas en un medio. Este movimiento puede ser generado por convección y/o difusión.

Adicionalmente se hace uso de la relación $\vec{v} = \phi\vec{V}$, conocida como la relación de Duit–Forchheimer (Nield & Bejan, 2017). Esta relación establece una correlación entre la velocidad del fluido y la velocidad del mismo al pasar por el medio poroso, generándose la velocidad intrínseca \vec{V} .

$$k\nabla^2 T = c\rho\frac{\partial T}{\partial t} + c\rho\phi\vec{V} \cdot \nabla T.$$

Debido a que la exploración y explotación de campos asociados a sistemas de fluidos geotérmicos se basa en el estudio de flujos hacia la superficie, se reescribe la ecuación anterior para el análisis unidimensional en dirección vertical, esto es, considerando que la temperatura sólo varía en dirección vertical:

$$\alpha\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\partial T}{\partial t} + \phi V_z\frac{\partial T}{\partial z}. \quad (15)$$

Donde α es el coeficiente de difusión del fluido (también llamado difusividad térmica), definido como:

$$\alpha = \frac{k}{c\rho}, \quad (16)$$

Suponiendo un estado estacionario, la ecuación se simplifica:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\phi V_z}{\alpha}\frac{\partial T}{\partial z} = 0. \quad (17)$$

Expresando la ecuación anterior por medio de su solución característica $T = e^{rz}$, donde r es la raíz de la ecuación, se tiene que:

$$\begin{aligned} r^2 e^{rz} - \frac{\phi V_z}{\alpha} r e^{rz} &= 0, \\ r^2 - \frac{\phi V_z}{\alpha} r &= 0, \\ r\left(r - \frac{\phi V_z}{\alpha}\right) &= 0. \end{aligned}$$

De modo que la solución se encuentra en las raíces $r = \frac{\phi V_z}{\alpha}$ y $r = 0$. Entonces, la expresión general para la solución es:

$$T(z) = c_1 + c_2 e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} z}. \quad (18)$$

A continuación se establecen las condiciones de frontera. En este caso los autores emplean un problema de condiciones de Cauchy, ya que se establece el valor de la ecuación (problema de Dirichlet) y el valor de la derivada de la ecuación (problema de Neumann) en un punto en específico.

- A nivel de superficie se tendría un valor de temperatura conocido, T_0 , por lo que ésta será la condición de frontera de Dirichlet:

$$\begin{aligned} T(z=0) &= T_0 = c_1 + c_2 e^0 = c_1 + c_2, \\ c_1 &= T_0 - c_2. \end{aligned}$$

Sustituyendo en la ecuación 18,

$$\begin{aligned} T(z) &= T_0 - c_2 + c_2 e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} z}, \\ T(z) &= T_0 + c_2 \left(e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} z} - 1 \right). \end{aligned} \quad (19)$$

- La segunda condición de frontera establece un gradiente de temperatura constante para una profundidad L , la cual se considera como la base del sistema en cuestión. De esta forma, se requiere de la tasa de cambio con la profundidad (gradiente vertical), por lo que ésta es la condición de frontera de Neumann:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(c_1 + c_2 e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} z} \right), \\ \frac{\partial T}{\partial z} &= \frac{\partial c_1}{\partial z} + \frac{\partial c_2 e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} z}}{\partial z} = c_2 \frac{\phi V_z}{\alpha} e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} z}, \end{aligned}$$

Entonces, en la base del sistema se tiene un gradiente constante, ΔT_L :

$$\begin{aligned} \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=L} &= c_2 \frac{\phi V_z}{\alpha} e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} L} = \Delta T_L, \\ c_2 &= \frac{\alpha}{\phi V_z} \frac{\Delta T_L}{e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} L}}. \end{aligned}$$

De esta forma, la ecuación 19 se convierte en:

$$T(z) = T_0 + \frac{\alpha}{\phi V_z} \frac{\Delta T_L}{e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} L}} \left(e^{\frac{\phi V_z}{\alpha} z} - 1 \right). \quad (20)$$

Se introduce ahora el número de Peclet, η , el cual correlaciona los fenómenos de convección y de difusión al ser una medición de la velocidad de la transmisión de calor respecto al movimiento del fluido (Rowe, 2014):

$$\eta = \frac{\phi V_z L}{\alpha}. \quad (21)$$

El numerador representa la velocidad del flujo convectivo del fluido a lo largo de una distancia neta, que en este caso está representada por los poros presentes desde la superficie hasta la base del sistema, i. e., ϕL . Mientras que el denominador representa la parte de difusión por medio del coeficiente α previamente definido.

Reescribiendo la ecuación 20 con el número de Peclet (ecuación 21) se obtiene la solución del sistema:

$$T(z) = T_0 + \frac{L \Delta T_L}{\eta} \left(\frac{e^{\frac{\eta}{L} z} - 1}{e^\eta} \right). \quad (22)$$

Para obtener el flujo de calor respecto a z , se obtiene la derivada de la ecuación anterior y se multiplica por la conductividad térmica del medio:

$$\begin{aligned} k \frac{\partial T}{\partial z} &= k \frac{\partial}{\partial z} \left[T_0 + \frac{L \Delta T_L}{\eta} \left(\frac{e^{\frac{\eta}{L} z} - 1}{e^\eta} \right) \right], \\ k \frac{\partial T}{\partial z} &= k \frac{\Delta T_L}{e^\eta} e^{\frac{\eta}{L} z}. \end{aligned}$$

Definiendo el flujo de calor en la base del sistema como $q_b = k\Delta T_L$, y obteniendo el flujo de calor en superficie, $z = 0$, se obtiene que:

$$k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = q_0,$$

$$q_0 = \frac{q_b}{e^\eta}.$$

Despejando el número de Peclet,

$$\eta = \ln \left(\frac{q_b}{q_0} \right). \quad (23)$$

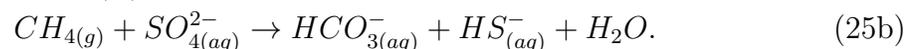
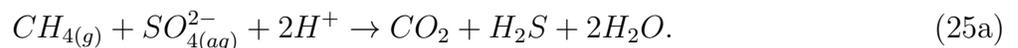
Igualando la ecuación anterior con la definición original del número de Peclet (ecuación 21), y despejando la velocidad vertical del flujo del sistema, se tiene que:

$$V_z = \frac{\alpha}{\phi L} \ln \left(\frac{q_b}{q_0} \right). \quad (24)$$

Por medio de esta ecuación Neumann et al. (2017) lograron determinar la tasa de flujo del lado este y del lado oeste de la cuenca Wagner, considerando la densidad y capacidad térmica específica del agua, y colocando como base del sistema las fallas que delimitan a la cuenca en estas direcciones. Y concluyeron que el mayor flujo se da en el lado este de la cuenca, con la posibilidad de que las fallas que rodean la cuenca Wagner son permeables y concentran gran parte del flujo de fluidos. Conclusión a la cual también Prol-Ledesma et al. (2008) llegaron por medio de perfiles empleando ecosondas y con datos de batimetría.

Ahora bien, se ha presentado una forma de analizar el flujo vertical de fluidos, el cual presenta ciertas simplificaciones y suposiciones, como es el conocimiento previo de las propiedades térmicas del medio, la porosidad, la profundidad del sistema, entre otros. Sin embargo, esto es una buena aproximación en caso de no contar con más información. El siguiente factor a analizar es aquel en el cual se ve involucrado el sulfato.

En este caso, se tiene una relación directa entre la concentración de sulfato y la precipitación de carbonatos. Como se mencionó anteriormente, los depósitos carbonatados derivan de la oxidación anaeróbica del metano (AOM, por sus siglas en inglés), pero no se explicó detalladamente este proceso. De acuerdo a Núñez-Useche et al. (2018), la AOM se lleva a cabo de manera conjunta con la oxidación del metano y la reducción del sulfato, proceso que se lleva a cabo mediante la acción de los microorganismos, como las *arqueas*. El metano comúnmente se origina por la descomposición de la materia orgánica. En la AOM el metano se oxida mientras que el sulfato actúa como receptor de electrones, a la vez que se libera dióxido de carbono (CO_2), bicarbonato (HCO_3^-), bisulfuro (HS^-) y ácido sulfúrico (H_2S) en el agua de formación (ecuación 25). Es evidente que, al tratarse de una reacción química, las condiciones de temperatura y la presión afectarán el desarrollo de las reacciones redox involucradas. La AOM no es llevada a cabo únicamente por medio del sulfato como receptor de electrones (e. g., el nitrato, NO_3^- , es otro receptor en el AOM), sin embargo, es el que requiere la energía mínima, además de que se encuentra en mayor concentración en las aguas de mar (Caldwell et al., 2008).



La concentración de sulfato en el agua de mar es de ~ 28 mM, y aunque ésta disminuya conforme se profundice, se ha encontrado (Caldwell et al., 2008) que la concentración de sulfato necesaria para llevar a cabo la AOM es de 2 mM (que es equivalente a 2×10^{-3} mol/L). Por lo que la concentración de éste no suele ser el causante de que no se pueda llevar a cabo esta reacción. En realidad, la concentración de metano es la determinante. Éste debe encontrarse a una concentración que sature el agua, permitiendo así la formación de burbujas de gas (Caldwell et al., 2008).

Las reacciones expresadas en la ecuación 25 sólo son dos de las muchas que se pueden generar en la circulación de fluidos hidrotermales. En estos casos, se tiene que la colonia genera sulfato (SO_4), el cual, como se observa en la reacción, interacciona con el metano. Sin embargo, otra parte asciende hacia la superficie. Al interactuar con el metano, se genera ácido sulfhídrico (H_2S), el cual ascenderá hacia la superficie de la corteza oceánica y será oxidado por el oxígeno (O) o el nitrato (NO_3) producido por los microorganismos (Suess, 2013). A su vez, si se encuentra presente hierro (Fe), se generan sulfuros de hierro (FeS). Como se mencionó, durante la AOM se genera bicarbonato, y es factible la precipitación de carbonato de calcio ($CaCO_3$). Todas estas reacciones se presentan en la **Figura 3.5**, en la que se observa que el metano interacciona con las colonias de microorganismos (círculos verdes); al reaccionar el sulfato con el metano se produce ácido sulfhídrico, bisulfuro y bicarbonato, los cuales, a su vez, reaccionarán con distintas moléculas; el ácido sulfhídrico y el bisulfuro serán oxidados por el oxígeno o el nitrato generado por los microorganismos; y el bicarbonato reacciona con el calcio suministrado por microorganismos o que se encuentra presente en los sedimentos, permitiendo la precipitación de bicarbonato de calcio.

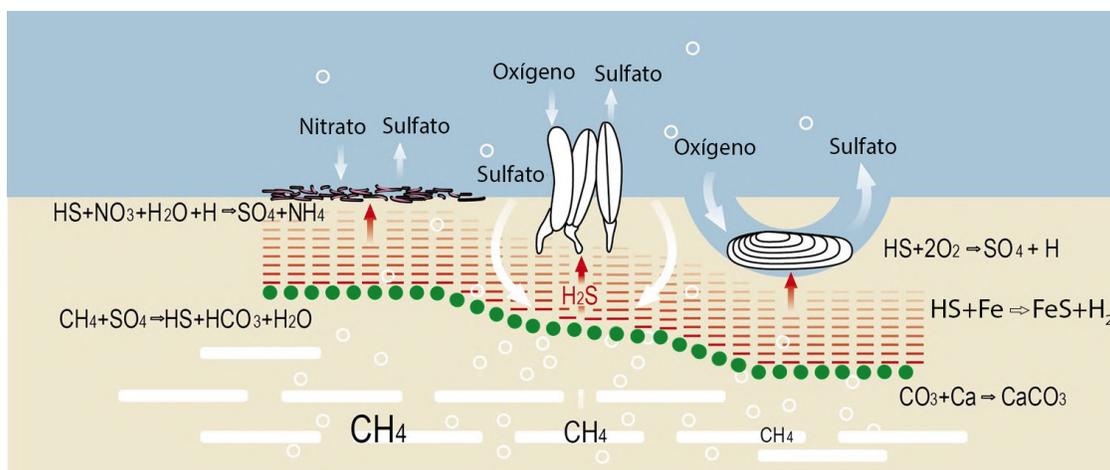


Figura 3.5: Oxidación Anaeróbica del Metano (AOM).

Diferentes reacciones que se llevan a cabo mediante la acción de los organismos que conforman las colonias cercanas a la descarga hidrotermal. Los organismos permiten la concentración de sulfato, nitrato, oxígeno y calcio, los cuales están involucrados en una serie de reacciones: el metano presente en la formación reacciona con el sulfato, generando ácido sulfhídrico y bicarbonato, de los cuales, el primero será oxidado, generando sulfato y amonio (si es oxidado por nitrato) o hidrógeno (si es oxidado de manera aeróbica); mientras que del segundo se precipitará bicarbonato de calcio. *Modificado de Suess (2013).*

En las reacciones vistas dependientes de los factores biogeoquímicos, se observa que la

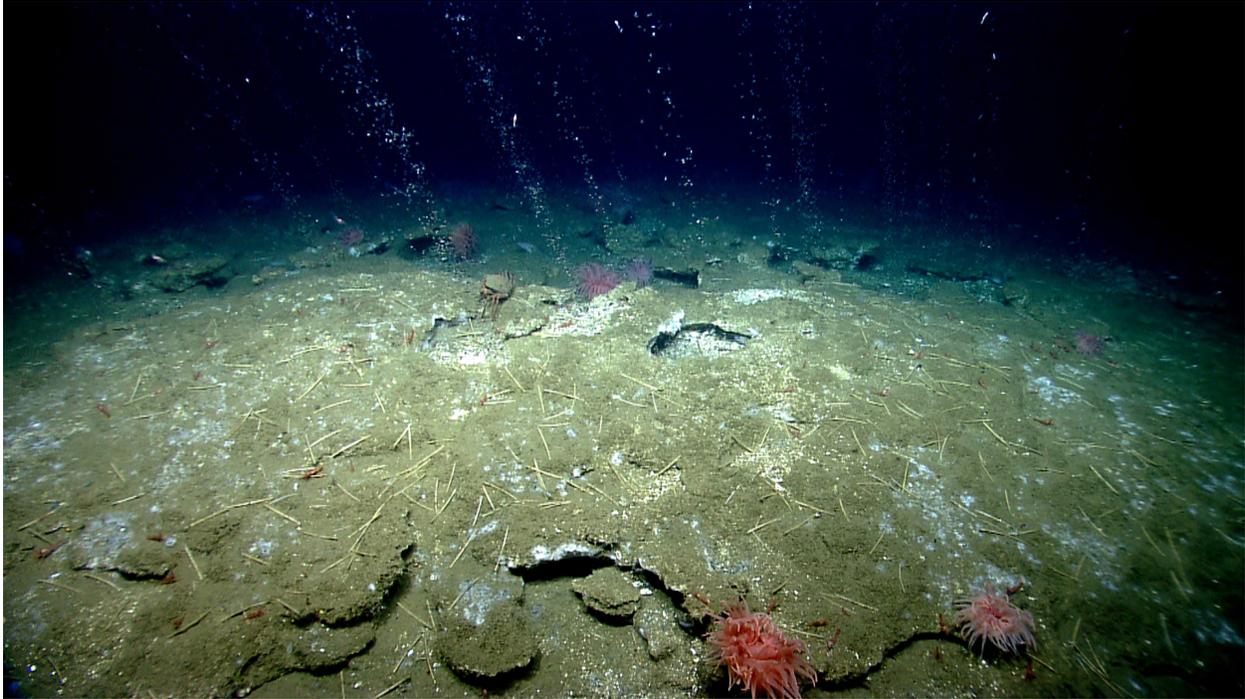


Figura 3.6: Expulsión de burbujas de metano.

Se observa la expulsión de metano como un rezumadero en la costa de Virginia. Se presentan distintos organismos en la zona. *Imagen proporcionada por la NOAA Office of Ocean Exploration and Research, 2013 ROV Shakedown and Field Trials in the U.S. Atlantic Canyons.*

expulsión de sulfato prevalece, aunque inicialmente es el motor para la oxidación del metano, por lo que éste puede ser utilizado como un indicador para la exploración de metano. En la **Figura 3.6** se presenta la imagen de una colonia de organismos, en donde se exhibe la descarga de burbujas de metano mediante rezumaderos. También la presencia de carbonatos permite la identificación de descargas hidrotermales, ya que se suelen acumular depósitos fracturados de carbonatos al rededor de éstas, y se presentan como aragonita, dolomita, carbonatos de hierro (siderita) y de manganeso (Suess, 2013).

Por medio de la circulación de fluidos en la corteza se lleva a cabo la deposición de yacimientos minerales. Como se mencionó anteriormente, los tres fluidos más importantes que se encuentran en la corteza son el agua, el magma y los fluidos hidrotermales, cuya importancia radica en que debido a su baja viscosidad son factibles de transportar y permitir la acumulación de elementos que conforman a un yacimiento mineral (McCuaig & Hronsky, 2014). Para que sea viable la formación de los depósitos minerales es necesaria una gran cantidad de volumen del fluido, y que éste se encuentre “organizado” (que su flujo esté enfocado) para poder permitir la concentración de metales, sin embargo, no se podía adjudicar esto con los procesos de mineralización como la compactación y la deshidratación que ocurre en las cuencas sedimentarias, por lo que se implementó el modelo de *criticalidad autoorganizada* (SOC, por sus siglas en inglés) de Bak et al. (1987) para la explicación de la presencia de grandes yacimientos minerales. De acuerdo a McCuaig & Hronsky (2014), los factores que controlan

la criticalidad autoorganizada se basan en la acumulación de energía lenta y continuamente, enfocándose ésta en un límite o barrera que previene su dispersión, hasta que la acumulación llega a un punto crítico que permita romper esta barrera y ocurre entonces una “avalancha”, que es la liberación efusiva de la energía acumulada (en la **Figure 3.7** se ejemplifica de manera sencilla la SOC). Al considerar que los depósitos minerales son sistemas que se rigen por la criticalidad autoorganizada, entonces el flujo de energía del sistema se llevaría acabo mayoritariamente por advección, y sería viable adjudicarlo para explicar la formación de yacimientos en sistemas hidrotermales. Algunas de las barreras que detienen el flujo de los fluidos son capas de sedimentos impermeables, intrusiones ígneas y la zona apical (i. e., la cúspide) de un antiforame, por mencionar algunos.

Es evidente que la criticalidad autoorganizada se verá influenciada por la tectónica, ya que la última controla los patrones de depósito y erosión, así como las manifestaciones derivadas del magmatismo. Al final del capítulo 3.1 se mencionó la relación de la exploración de yacimientos minerales englobándolos como un *sistema mineral*, lo cual se define como todos los procesos ligados a la formación, transporte y acumulación de menas metálicas. Entre las técnicas que permiten caracterizar los procesos relacionados se encuentra el análisis geodinámico. Relacionando este concepto con el de la criticalidad autoorganizada, se puede concluir que la estructura de la litosfera será un *elemento crítico*, i. e., una característica observable que controla la liberación de energía del sistema. Grosso modo, la geodinámica es un factor clave para el transporte y enfoque de los fluidos formadores de menas.



Figura 3.7: Criticalidad autoorganizada (SOC) de Baker et al. (1987).

En este ejemplo se presenta la acumulación de clastos hasta alcanzar un punto donde se desestabilice la pendiente (la componente de la fuerza de gravedad de los clastos revasa a la fuerza de fricción en la pendiente), provocándose entonces la caída de los sedimentos (avalancha) y la disminución de la pendiente. *Modificado de Hesse & Gross (2014).*

4. Recursos Energéticos Asociados a Sistemas de Rift

Los rifts son límites extensionales de placas tectónicas, también denominados como límites divergentes debido a que de estos se forma nueva corteza oceánica que se va alejando del rift. Los rifts manifiestan fallas normales que actúan como una tectónica de piel gruesa, es decir, se extienden hasta el basamento, entre las cuales se forma una depresión elongada, a la que se denomina como *cuenca de rift (rift basin)*. De acuerdo a Withjake et al. (2002), las cuencas de rift son profundas (de varios de kilómetros de profundidad) y superficialmente pueden extenderse a más de decenas de kilómetros de ancho y a más de cientos de kilómetros de largo. Por otra parte, los autores anteriores explican que los sistemas de rift son una serie de cuencas de rift interconectadas o escalonadas a lo largo del rift o de forma paralela a éste, y normalmente están asociados a condiciones tectónicas de rift pasivos.

Las cuencas de rift se caracterizan además porque en sus límites, el bloque de piso presenta levantamiento en una zona cercana al plano de falla.

Los sistemas asociados a rifts han permitido el desarrollo de cuencas sedimentarias con un gran potencial petrolero, y de acuerdo a Davison & Underhill (2012) algunos autores afirman que más de 2/3 de las reservas mundiales se almacenan en estos sistemas. Antes de la década de 1970 no se consideraban en la exploración ni eran caracterizados, debido a que los recursos que albergan se encuentran enterrados a una profundidad considerable.

La presencia de un flujo de calor asociado a los sistemas de rift es importante y favorable, debido a que éste permite mayor subsidencia y madurez de los materiales de la roca generadora para convertirlos en hidrocarburos. Sin embargo, para que la subsidencia térmica sea una ventaja es necesario que el flujo de calor no sea demasiado alto, ya que esto provocaría la elevación topográfica y erosión de los sedimentos, así como una muy lenta subsidencia térmica, encontrándose entonces con condiciones no óptimas para la preservación y madurez de hidrocarburos.

En límites transformantes la mayor acumulación de hidrocarburos se presenta posterior a la subsidencia térmica (Davison & Underhill, 2012). En los siguientes capítulos se explicará el concepto y el desarrollo de distintos modelos de rifts, sin embargo, es importante mencionar de antemano que un rift que presente una baja temperatura (o que se encuentre en la etapa post-rift) será un mejor prospecto debido a que al haberse detenido la elevación debido a la ascensión de la astenosfera, se presentará una depresión profunda que podrá albergar cuerpos de agua profundos donde los organismos no serán perturbados.

4.1. La Importancia de la Estructura Precedente al Desarrollo de la Cuenca

La formación de una cuenca de rift va a estar determinada por las características iniciales de la corteza previo a la apertura del rift. Las características iniciales determinarán particularidades del campo de esfuerzos y del campo de deformación. Las condiciones de temperatura, la reología del manto y el espesor de la corteza son los factores más importantes que determinan la evolución del rift (Corti et al., 2003; Morley, 1990).

Cuando se presenta la extensión, el adelgazamiento de la litosfera es indispensable, lo que produce de manera consecutiva el ascenso del material de la astenosfera, el cual, como

se sabe, se caracteriza por tener características dúctiles y ser de alta temperatura. Una vez asciende el material, al presentar deformación plástica tanto la astenosfera como la parte baja de la litosfera, la extensión puede producir el efecto de “endurecimiento por deformación” (strain hardening), el cual es un fenómeno que se presenta en los materiales al presentar deformación dúctil que genera a su vez dislocaciones a nivel atómico. Estas dislocaciones aumentarán en número con el paso del tiempo, limitando e, incluso, impidiendo la formación de nuevas dislocaciones, por lo que cada vez resulta más difícil la deformación, es decir, la formación de nuevas dislocaciones (Morley, 1999).

La temperatura del manto y la tasa de deformación determinarán si se presenta el endurecimiento o no. Debido a la relación entre la temperatura y la deformación, al haber una deformación lenta, la litosfera se adelgaza lentamente, lo que produce que el material caliente de la astenosfera suba poco e interaccione constantemente con una sola parte de la litosfera y exista mayor conducción de calor, lo que a su vez incrementa el campo de deformación promoviendo la propagación de dislocaciones y evitando que se produzca endurecimiento. En el caso contrario, si la deformación es rápida, el adelgazamiento de la corteza y el desplazamiento de ésta se ve exacerbado debido al ascenso rápido del material de la astenosfera, lo que a su vez genera un endurecimiento de la litosfera.

La concentración de esfuerzos y la orientación de fallas se verán influenciados por la fábrica de las rocas, donde la foliación será determinante para la propagación de las fallas. De igual forma, las intrusiones ígneas afectarán a la formación y propagación de fallas. Las intrusiones pueden propiciar la desviación de fallas debido al cambio de propiedades elásticas, a la vez que pueden aumentar la fuerza cohesiva de la zona e inhibir la reactivación de las fallas al rellenarlas. Sin embargo, al haber intrusiones, la parte de la corteza superior se verá debilitada por la inserción de este cuerpo. Debido a esto, al iniciar la extensión de la placa, la zona debilitada favorecerá la formación de fallas. Las fallas que se generan durante la extensión suelen reducir su ángulo con la profundidad debido al cambio de propiedades elásticas y de viscosidad (Corti, 2003; Morley, 1999), por lo que en la zona de transición de la litosfera frágil-dúctil se suele presentar la zona de despegue donde las fallas que se han propagado en la corteza tienden a converger.

De acuerdo a Corti et al. (2003) y a Nemčok (2016), el modo de tensión de la litosfera determina la extensión superficial del rift, lo cual permite que se pueda dividir en dos clases principales: rifts anchos (wide rift) o estrechos (narrow rift), los cuales se pueden observar en la **Figura 4.1**. La característica de un rift estrecho es que el fallamiento se genera respecto una zona de subsidencia central (efecto dominó simétrico), mientras que un rift ancho se produce un conjunto de grabens y horsts en una amplia zona. El origen de estos depende de la extensión presente y del espesor de la litosfera.

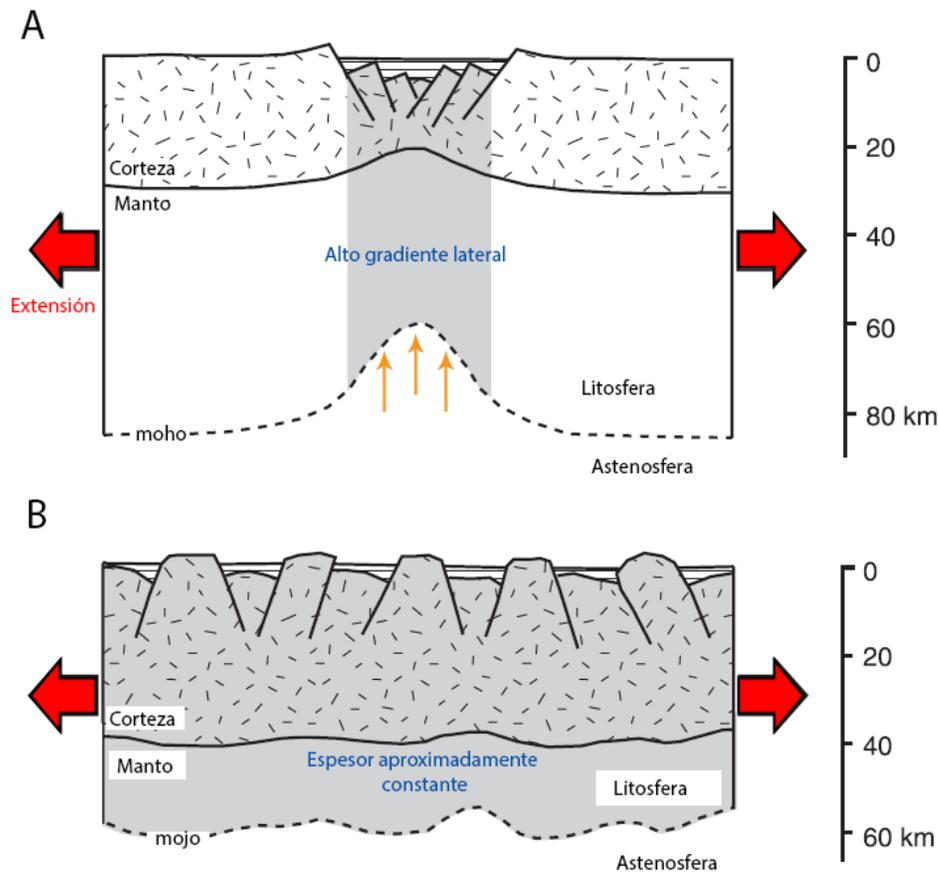


Figura 4.1: Modos de extensión de la corteza.

Se observa la formación y distribución superficial del rift para dos tipos principales de extensión: en la figura A se presenta el modo rift estrecho (narrow rift), mientras que en la figura B se observa el modo de rift ancho (wide rift). *Modificado de Corti et al. (2003)*

Cuando el adelgazamiento se concentra en una área de poca extensión (100-150 km; Nemčok, 2016), el esfuerzo se concentra en la parte superficial, lo que producirá un rift estrecho (Figura 4.1.A), presentando una alta densidad de fallas y un alto flujo de calor en la depresión formada por el fallamiento y ascenso de la astenosfera. Por lo que en este tipo de rifts se presenta un cambio lateral brusco (alto gradiente lateral) del espesor de la corteza y de la topografía; limitando al rift, a la cuenca y a los bloques de falla por dos fallas normales de alto ángulo (Corti et al., 2003). En el caso de un rift ancho (Figura 4.1.B), la extensión es muy grande y actúa sobre un área extensa de manera no uniforme, generándose un conjunto de cuencas separadas (que pueden extenderse en una zona de hasta 1000 km; Corti et al., 2003 y Nemčok, 2016) y caracterizándose por no tener un gran cambio lateral de espesor en la litosfera ni en la topografía (debido a que no hay un fallamiento denso que favorezca la ascensión de la astenosfera). Corti et al. (2003) y Nemčok (2016) afirman que el bajo gradiente lateral del espesor de la corteza se debe al atrapamiento o underplating magmático, el cual suaviza las ondulaciones del límite de Mohorovičić producidas durante la

extensión.

El modo de extensión se relaciona con las características iniciales previamente mencionadas. Cuando se tiene una baja tasa de deformación, la deformación se da mayoritariamente de manera lateral, permitiendo el desarrollo de rifts anchos, mientras que para tasas de deformación altas, la deformación se concentra en una zona local, generando rifts estrechos (Corti et al., 2003). En el caso de las condiciones térmicas, Buck (1991) (como se cita en Corti et al., 2003), calculó la influencia de la fuerza de las corrientes convectivas (reología) sobre la extensión, y concluyó que los rifts estrechos se formarían donde la litosfera se encuentre inicialmente a una baja temperatura, mientras que un rift ancho se forma si la litosfera se encuentra inicialmente a una mayor temperatura; la reología heterogénea y la intrusión de cuerpos ígneos produce un aumento de temperatura y un cambio en las propiedades mecánicas de la litosfera, generando una mayor deformación que será enfocada (rift estrecho). A su vez, cuando hay un endurecimiento de la corteza, se ve favorecido el modo de rift ancho, además, cuando se presente una capa plástica (como las arcillas), los esfuerzos se tienden a concentrar en la roca competente y frágil, generando un rift estrecho (Corti et al., 2003).

4.2. El Desarrollo Continuo de la Cuenca Durante la Extensión

La formación de la cuenca en un rift se explica mediante los modelos previamente mencionados al inicio del capítulo 3.1.1. Sin embargo, en este capítulo son de gran importancia estos modelos para el entendimiento en el desarrollo de las cuencas, por lo que se retomarán los conceptos previamente planteados y se ahondará más en ellos. Es importante ahondar en ellos ya que la estratigrafía de las cuencas está controlada, entre otros factores (e. g., clima y procesos sedimentarios), por la tectónica. Ya se ha establecido que las cuencas sedimentarias presentan una subsidencia inicial (y de gran magnitud) derivada de la extensión de la corteza, que se ve afectada por el aumento de temperatura derivado del ascenso del material de la astenosfera (expansión térmica); posterior a este ascenso, le prosigue una subsidencia térmica derivada del enfriamiento de la astenosfera que ha ascendido; y por último se presenta la subsidencia post-rift, en la cual la carga sedimentaria determinará la subsidencia de la cuenca. La subsidencia inicial estará determinada en función del elongamiento (equivalente al adelgazamiento) de la litosfera (Coward, 1986).

Bosence (1998) menciona la clasificación que establece Sengor & Burke (1978), en la que se separan las cuencas de rift en rifts pasivos y en rifts activos. En los modelos de rifts pasivos la extensión de la corteza se da por movimientos de las placas externos a la cuenca, produciendo un adelgazamiento de la litosfera y, como respuesta pasiva a este adelgazamiento, se da la ascensión del material de la astenosfera. Mientras que en el modelo de rift activo la extensión deriva del flujo convectivo de la astenosfera, como puede ser producto de una pluma del manto.

En los rifts pasivos la ascensión de la astenosfera produce distintos efectos secundarios (Nemčok, 2016), como la fusión parcial del manto debido a la descompresión, la formación de una inundación basáltica, aumento del gradiente geotérmico y/o underplating magmático. A continuación se explican los distintos modelos que se han desarrollado para la extensión de rift pasivo.

El primer modelo que se propuso fue el de McKenzie (1978), el cual se denomina como modelo de cizalla pura (pure shear model). En este modelo se asume un adelgazamiento

homogéneo de la litosfera que produce la deformación en forma de fallamiento en la parte superior (frágil) de la misma y una deformación dúctil en la parte inferior. Las fallas de ésta (las cuales presentan un efecto dominó), debido a la deformación homogénea, serán opuestas entre sí, produciendo que los bloques de roca se deslicen y roten hacia el centro de la cuenca. Las fallas están conectadas por un nivel de despegue, el cual se forma en el límite de transición frágil-dúctil, pudiendo estar presente dentro de la corteza o hasta la discontinuidad de Mohorovičić (Coward, 1986). La astenosfera se eleva en el centro del rift, es decir, en la zona principal de extensión, por lo que, consecutivo al enfriamiento de la astenosfera, se genera la subsidencia térmica en esta misma zona.

Posteriormente se propuso el modelo de Wernicke (1985). Este modelo se denomina modelo de cizalla simple (simple shear model). Se propuso éste debido a la discrepancia que se observaba en algunos perfiles sísmicos, en los que se presentaba una zona lejana a la cuenca que contenía adelgazamiento de la parte inferior de la litosfera pero no en la parte superior. Al introducir este modelo se permite la posibilidad de una deformación asimétrica derivada de una falla de bajo ángulo, cuyo nivel de despegue se encuentra alejado de la zona principal de extensión hasta alcanzar la discontinuidad de Mohorovičić. Debido a esto se establecen dos zonas dentro de este modelo: la región proximal, la cual se encuentra en la zona principal de la extensión y que manifiesta adelgazamiento de la corteza debido a la rotación de bloques de roca sobre la falla de bajo ángulo (se presenta una tectónica de piel fina); y la región distal, encontrada sobre el nivel de despegue. En la zona distal se encontrará adelgazamiento de la parte inferior de la litosfera, lo que permite el ascenso de la astenosfera y, posteriormente, una subsidencia térmica (Bosence, 1998; Coward, 1986). Al producirse el ascenso de la astenosfera, al no haber adelgazamiento de la corteza superficial, se producirá un levantamiento, sobre el cual actuará la erosión. Posterior a cierto tiempo, la subsidencia térmica será tal que se supere el nivel inicial de la corteza, formando una cuenca somera que será visible posterior a los 60 Ma y que estará caracterizada por no presentar fallamiento extensional (Coward, 1986; Nemčok, 2016).

Como es evidente, las principales diferencias que se manifiestan entre el modelo de cizalla pura y el modelo de cizalla simple se presentan en el tipo de estructuras y en la localización de la zona de subsidencia térmica. En el modelo de cizalla pura se producen estructuras simétricas respecto al centro de la cuenca, en donde se producen la subsidencia tectónica y la subsidencia térmica. Mientras que en el modelo de cizalla simple se genera una tectónica de piel delgada, donde se produce subsidencia tectónica que genera estructuras de tipo graben asimétricos, y la subsidencia térmica se produce lejos del centro de la cuenca. Los modelos previamente mencionados se presentan en la **Figura 4.2**, donde se observa la propagación de fallas y el deslizamiento de los bloques, así como la subsidencia derivada de elongamiento de la corteza y la subsidencia térmica. En el caso de la Figura 4.2.B se observa en la zona distal la cuenca somera que se origina por la erosión y por la subsidencia térmica.

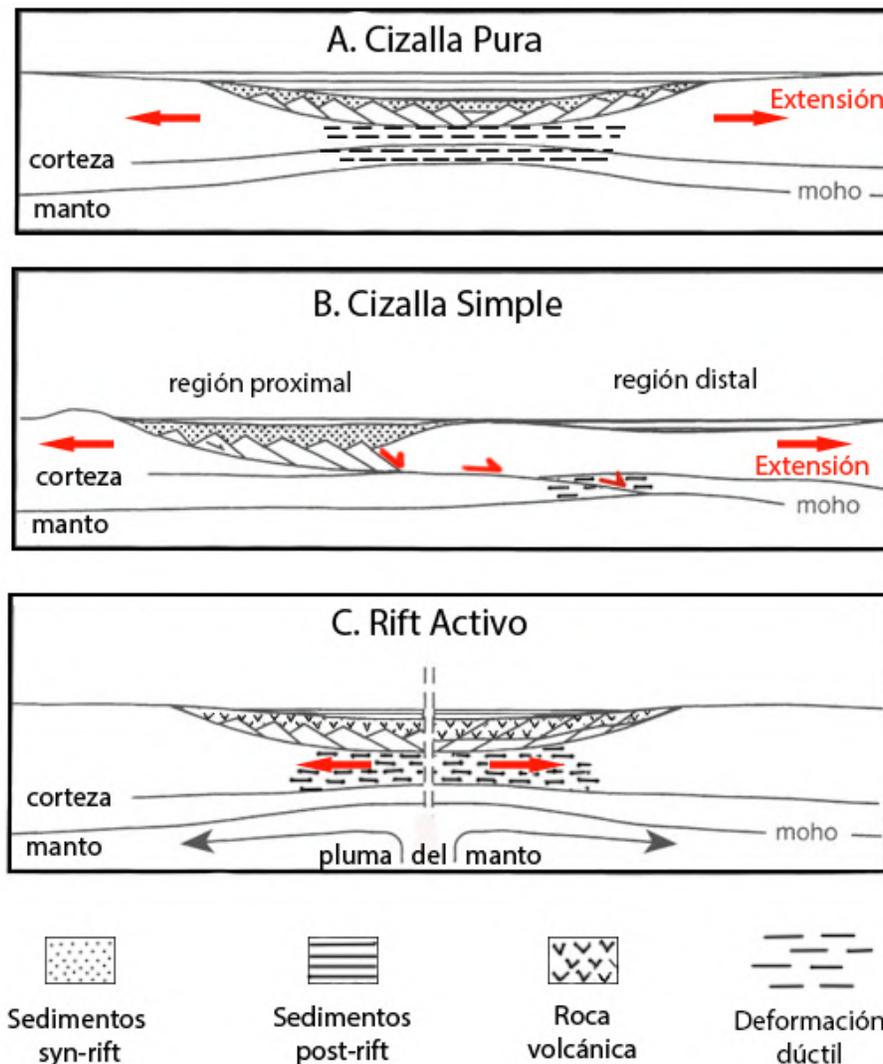


Figura 4.2: Modelos de formación de cuencas.

Se observa la formación de una cuenca en función del régimen extensional. En los casos A y B se produce una cuenca por medio de un comportamiento pasivo de la astenosfera, produciéndose la subducción por medio de la extensión. En la figura C se muestra el comportamiento activo de la astenosfera, debido a los flujos convectivos del manto. En los tres casos se presentan depósitos sedimentarios de distinto origen (syn-rift, post-rift y de origen volcánico). *Modificado de Bosence (1998)*

Por último, Coward (1986) propuso el modelo de estiramiento heterogéneo (heterogeneous stretching), el cual es una modificación del modelo de cizalla simple. Se desarrolló éste debido a que se encontraron zonas donde se presentaban estructuras asimétricas, como en el modelo de cizalla simple, pero no se encontraba una zona distal que presentase subsidencia térmica. Se formula la hipótesis de que la extensión difiere en la parte superior de la corteza y en la parte inferior de la litosfera, extendiéndose más en la corteza superior. Esto se

debe, de acuerdo a Coward (1986), al gradiente geotérmico y/o a cambios litológicos, los cuales generan la concentración de esfuerzo (esto también se debe al fracturamiento de la corteza) y deformación en las rocas más incompetentes, i. e., las rocas de la litosfera inferior, produciendo una mayor deformación en la zona de deformación que se ve exacerbada por la ascensión de la astenosfera. Debido a la concentración de esfuerzos, la parte inferior de la litosfera presentará un adelgazamiento extremo, ocasionando un gran alzamiento de la astenosfera y, consecutivamente, el levantamiento de la zona (**Figura 4.3**). Mientras que en la corteza superior se propagaban fallas sobre una falla lítrica o sobre una plana de bajo ángulo (Bosence, 1998; Coward, 1986). Las principales características de este modelo son que se da la subsidencia tectónica y térmica en el mismo lugar, a pesar de presentar estructuras asimétricas, además, posterior a la subsidencia térmica, se observará una discordancia erosiva derivada del previo levantamiento de la zona.

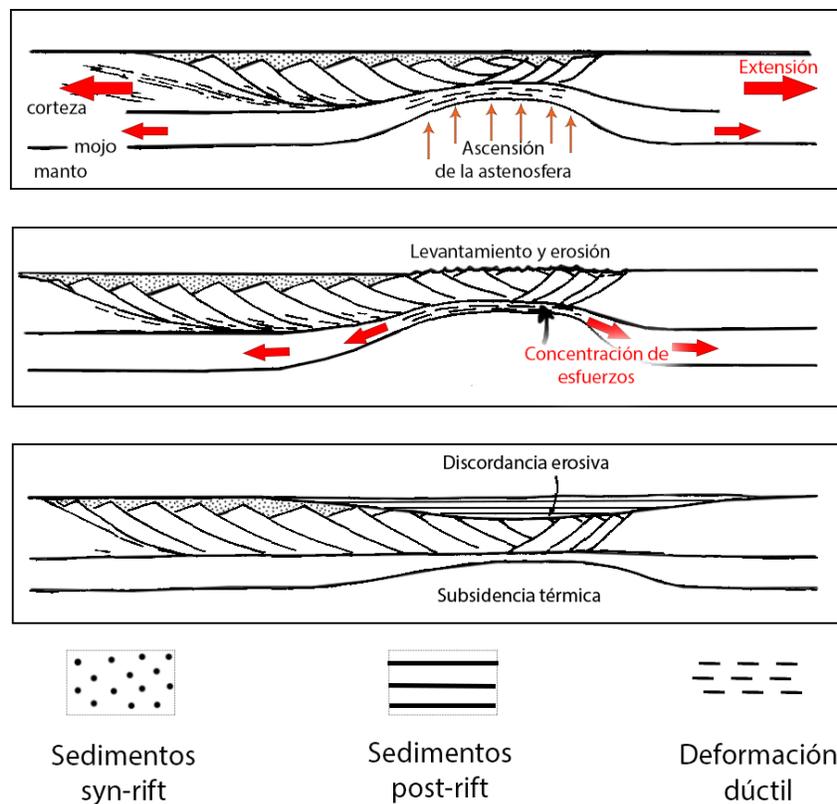


Figura 4.3: Formación de cuencas de acuerdo al modelo de enlongamiento heterogéneo. Se muestra el desarrollo de la subsidencia tectónica de una cuenca considerando el modelo de enlongamiento heterogéneo de Coward (1986), en donde la extensión difiere en la parte superior e inferior de la litosfera, produciendo la concentración de esfuerzos en la parte más competente y el propagamiento de fallas en la parte superior de la corteza, a lo que le continúa el levantamiento y erosión, así como la subsidencia térmica. *Modificado de Coward (1986).*

En los modelos anteriores se marcan los distintos tipos de sedimentos en función de las

etapas de subsidencia que se han mencionado en este trabajo. Naturalmente, la composición de los sedimentos varía acorde al ambiente en el que se desarrolle el rift y de los patrones de depósito que controlen el aporte sedimentario, sin embargo, se pueden distinguir algunas características de los depósitos sedimentarios independientemente de su origen a lo largo del desarrollo de la cuenca.

Las etapas de subsidencia se dividen en dos principales previamente mencionadas, la etapa syn-rift y la etapa post-rift, sin embargo, se encuentran características y límites que se relacionan con los modelos de apertura mencionados (Bosence, 1998; Withjack et al., 2002):

- Estratos Pre-rift (también denominada como secuencia pre-cinemática; Morley, 1999): estos son todos los estratos presentes en la zona de apertura del rift previo a su apertura. Si se analizan los modelos previamente descritos, se puede deducir que estos conforman los bloques que deslizan sobre las fallas generadas por la extensión de la zona. Los estratos se presentan de forma tabular, aunque debido a la rotación de los bloques de falla es posible que ya no se encuentren de manera horizontal.
- Disconformidad syn-rift (SRU, por sus siglas en inglés): ésta es una superficie de discontinuidad que divide a los sedimentos de la etapa pre-rift y los sedimentos de la etapa syn-rift (que se explica a continuación). La disconformidad es erosiva y se presenta entonces sobre los bloques de falla. Bosence (1998) denomina a esta superficie erosiva como *syn-rift unconformity (SRU)*. De acuerdo a Withjack et al. (2002), esta disconformidad suele ser muy sutil, y sólo si se han levantado los estratos pre-rift y presentado erosión es cuando se presenta de manera pronunciada esta disconformidad.
- Estratos Syn-rift (también denominada como secuencia syn-cinemática; Morley, 1999): estos se conforman por los sedimentos depositados durante la subsidencia tectónica. Como en esta etapa la extensión de la cuenca sigue activa, los bloques de falla seguirán rotando, por lo que los sedimentos que se depositan sobre ellos son dispersados, produciendo que cerca de los planos de falla el espesor de los estratos sea mayor (en forma de abanico). Esto también refleja un cambio de facies (el más visible sería el cambio del tamaño de grano). De acuerdo a Morley (1999), en caso de que los bloques de falla de la etapa pre-rift no sufran rotación, entonces también los estratos de la etapa syn-rift serán tabulares en lugar de en forma de abanico.
- Disconformidad Post-rift (PRU, por sus siglas en inglés): esta superficie erosiva marca el fin de la subsidencia tectónica, y da inicio a la subsidencia térmica. Se forma una vez que se relajan los esfuerzos (Morley, 1999). De manera similar a la disconformidad pasada, la PRU no suele ser muy evidente, por lo que diferenciar entre estratos syn-rift y post-rift no suele ser sencillo.
- Estratos Post-rift (también denominada como secuencia post-cinemática; Morley, 1999): los sedimentos se depositan posterior a la subsidencia tectónica, comenzando la deposición cuando aún se presenta la subsidencia térmica, por lo que la subsidencia estará controlada en función del enfriamiento y aumento de densidad de la litosfera y de la astenosfera que se elevó. Se caracterizan por ser estratos de gran espesor que suelen acuñarse en los límites de la cuenca. En esta etapa también se encuentra un mayor

o un total control de la subsidencia por la carga de la columna sedimentaria y de la columna de agua.

Las estructuras previamente mencionadas se presentan en la **Figura 4.4**, en la que se observa una sección genérica de los modelos de formación de cuencas de rift. La importancia del análisis de las geometrías de los estratos de la cuenca es que con base en esto se puede obtener más información acerca de la evolución de la cuenca, sin embargo, no siempre se puede identificar los límites que separan las secuencias estratigráficas mencionadas, lo que podría deberse a un desarrollo de deformación continuo y lento (Morley, 1999).

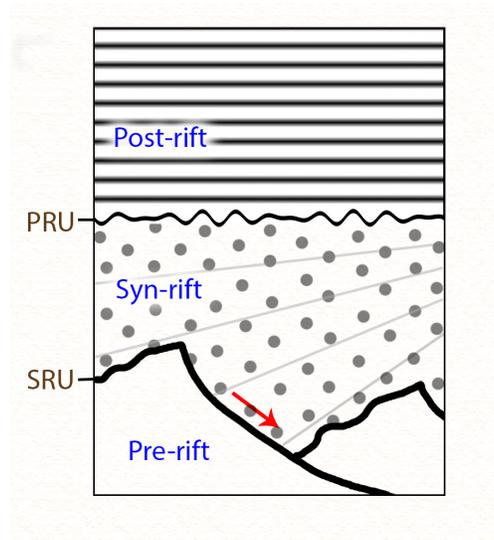


Figura 4.4: Estratigrafía general de una cuenca de rift.

Se muestran tres unidades principales: los estratos depositados previos a la extensión, los cuales, se observarán en la cuenca como bloques de falla, cuyo desplazamiento se indica con la flecha roja; los estratos de la etapa syn-rift, depositados durante la subsidencia tectónica y que presentan una forma de abanico; y los sedimentos post-rift, depositados después de la subsidencia tectónica. Cada unidad está delimitada por una disconformidad: SRU, la disconformidad erosional syn-rift y PRU, la disconformidad erosional post-rift. *Adaptado de Bosence (1998).*

4.3. Transformación de la Cuenca Posterior a su Formación

En los límites del rift se suele presentar “hombros”, los cuales son elevaciones topográficas que derivan de las fallas normales que delimitan a la cuenca, lo cual se representa en la **Figura 4.5**, donde se observa un nivel topográfico inicial de color amarillo, y posterior al fallamiento debido a la extensión, el bloque de piso presenta una elevación mayor al nivel inicial cercano al plano de falla. Estos límites se suelen caracterizar por una tectónica de piel gruesa, es decir, se propagan hasta el basamento. Debido a estos altos topográficos, los patrones de drenaje presentan una dirección opuesta a la de la cuenca, por lo que se suele presentar una tasa de sedimentación baja, a menos de que existan grandes patrones de drenaje previos a la apertura de la cuenca que permitan la rápida erosión y poco levantamiento del bloque de piso. De igual forma, en zonas donde el levantamiento de los bloques de piso sea mínimo (sin efectos de la

erosión de los patrones de drenaje previos), se formarán patrones de drenaje que permitan el flujo sedimentario. Gracias a la depresión de los bloques de techo se puede rellenar la cuenca con cuerpos de agua. En general, las cuencas de rift siguen la siguiente secuencia sedimentaria: primero se depositan sedimentos fluviales caracterizados por ser de granos gruesos, posteriormente se da una transición a sedimentos lacustres, hasta que se llena el lago y se comienzan a depositar sedimentos lacustres profundos (Davison & Underhill, 2012; Withjack et al., 2002). La secuencia anterior es denominada como una *tripartite stratigraphy* (Withjack et al., 2002). En caso de que se trate de un rift marino, la tripartite stratigraphy se presenta, sólo que en lugar de sedimentos lacustres, serán sedimentos marinos (Davison & Underhill, 2012).

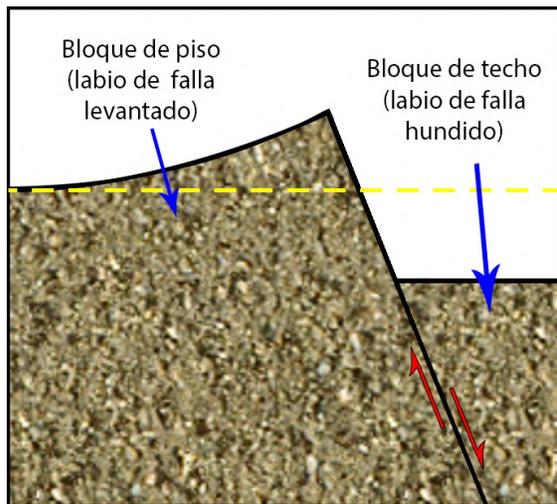


Figura 4.5: Forma típica de los límites de una cuenca de rift.

Se observa una de las fallas normales que delimitan a la cuenca. El terreno se encontraba originalmente a un nivel representado por la línea amarilla discontinua. Se observa el levantamiento de la parte cercana al plano de falla del bloque de piso.

por lo que será el de mayor probabilidad de generar lagos profundos y desarrollar rocas generadoras.

Las condiciones climáticas también serán de gran importancia para la sedimentación. Si la precipitación pluvial es alta y se encuentra en climas cálidos, entonces se podrán producir carbonatos (Davison & Underhill, 2012). A su vez, la dirección del viento determinará la entrada de las nubes que suministran las aguas pluviales, por lo que es favorable una dirección del viento que vaya del bloque de techo al bloque de piso para que así se presente un mayor suministro de agua y se dé la posibilidad de formar un lago profundo. La presencia de un lago profundo es favorable para la generación de hidrocarburos; Demaison & Moore (1980) y Talbot (1988) (como se cita en Davison & Underhill, 2012) concluyeron que las condiciones climáticas que favorecen la depositación de sedimentos ricos en materia orgánica (los cuales

Sin embargo, la predominancia del tipo de sedimentos que llenen a la cuenca y las facies dependerá de la capacidad de la cuenca, de la tasa de sedimentación, del suministro de agua y de la tasa de evaporación (es decir, el clima; Davison & Underhill, 2012; Withjack et al., 2002). Si el aporte sedimentario es muy alto, tanto que se exceda la capacidad de la cuenca, entonces los sedimentos fluviales dominarán en la cuenca. Si la tasa de sedimentación no es muy elevada, pero rebasa al aporte de agua, entonces se tendrá un mayor dominio de sedimentos fluviales que subyacen a sedimentos lacustres someros. Por otra parte, si el aporte sedimentario es bajo (menor al aporte de agua), se tendrán pocos sedimentos fluviales así como pocos sedimentos lacústres someros, siendo los sedimentos lacustres profundos los dominantes en la cuenca.

Como es evidente, un rift estrecho es el que presenta mayor profundidad,

conformarán a la roca generadora) deben ser: climas cálidos y húmedos, donde se presenten lagos profundos o zonas marinas con circulación restringida. Un ambiente húmedo permite el desarrollo de la vegetación, de la cual derivarán los materiales orgánicos que componen a los sedimentos, además de limitar la erosión, mientras que un ambiente cálido promueve la meteorización química, derivando materiales que podrán exacerbar la actividad biológica.

En los sistemas de rift la roca almacén suele ser arenisca, encontrándose normalmente en los estratos pre-rift o en las etapas iniciales de los estratos syn-rift (en los estratos producidos durante la sedimentación por aporte fluvial o en los sedimentos lacustres profundos). A su vez, la roca sello se suele asociar a lutitas y a evaporitas. La formación de lutitas se presentará mejor en sistemas de rift continentales con lagos profundos o en rifts marinos.

4.4. Metanogénesis

Se ha hablado de cómo algunos organismos y microorganismos presentes en la cuenca van a interactuar con el metano para producir sulfuros y otros compuestos de importancia relacionados con hidrotermalismo, así también se ha mencionado que la presencia de organismos es fundamental para los procesos que conllevan a la formación de hidrocarburos, sin embargo, no se ha explicado cómo es que se lleva a cabo la formación de alcanos a partir de la presencia y actividad biológica. En este capítulo se ahondará en estos procesos y su importancia en la exploración.

Los microorganismos que producen el metano son las *arqueas metanógenas*, acción que realizan mediante la biosíntesis. Previamente se habían mencionado a las arqueas, sin embargo, se mencionó su papel durante la oxidación anaeróbica del metano (AOM). De acuerdo a Susilawati et al. (2016), el fraccionamiento isotópico (transformación de un isótopo original a un estado físico distinto y/o la descomposición del isótopo en otros más ligeros) depende de las condiciones de temperatura, abundancia de hidrógeno y de la especie de arquea metanógena. El tipo de especie de arquea es fundamental, ya que dependiendo de éstas se siguen usualmente dos caminos para generar metano (*methane generation pathways*): mediante la reducción de CO_2 y mediante la fermentación de ácido acético (CH_3COOH). Los procesos para la generación de metano se presentan simplificados en las ecuaciones 26a y 26b. En ambientes marinos la reducción de CO_2 es dominante, además, la descomposición de la materia orgánica se relaciona con este proceso (Susilawati et al., 2016).



La generación de metano mediante la reducción de CO_2 (ecuación 26a) produce un mayor empobrecimiento (i. e., mayor fraccionamiento) de C^{13} a comparación del CH_4 producido por la fermentación del ácido acético (ecuación 26b) (Susilawati et al., 2016).

El carbono es un elemento de dos isótopos estables (i. e., no radiactivos) del carbono, C^{12} y C^{13} (Fuex, 1977). El contenido de C^{12} suele ser 99 veces mayor al contenido de C^{13} , es decir, el cociente C^{12}/C^{13} es aproximadamente 99:1 (Fuex, 1977). Esto se debe a que los microorganismos presentes degradan la materia orgánica y por medio de la biosíntesis fijan el carbono del CO_2 (ciclo de Calvin o reacciones independientes de luz), el cual contiene un mínimo porcentaje de C^{13} ($< 1.2\%$), produciendo entonces CH_4 empobrecido de C^{13}

(C^{13} -depleted). Dicha biosíntesis es anaeróbica y es conocida como *metanogénesis*. Debido a que el isótopo C^{13} es más pesado, la energía necesaria para poder escindir a la molécula de $^{13}CO_2$ es mayor, por lo que en los organismos se prioriza la ruptura del $^{12}CO_2$ y fijación del C^{12} . Dependiendo de los organismos y las condiciones que se presenten en el ambiente, el fraccionamiento de los isótopos variará, por lo que la abundancia de los isótopos debe ser medida con gran precisión, en especial del C^{13} (debido al poco porcentaje inicial que se tiene), ya que esta concentración puede indicar distintas características del proceso de generación de metano. La medición de contenido de isótopos se realiza por medio de espectrómetros que detectan variaciones muy pequeñas, y se obtiene el cociente entre los isótopos de carbono, $C^{13} : C^{12}$, el cual es normalizado respecto a una referencia y se presenta el resultado en partes por mil (también conocido como partes por mil, permil, ppt, ‰). Debido a que las variaciones detectables son muy pequeñas, se designa a este cociente como la notación δ , y se calcula de la siguiente manera:

$$\delta^{13}C [\text{‰}] = \left[\frac{\left(\frac{C^{13}}{C^{12}}\right)_{med} - \left(\frac{C^{13}}{C^{12}}\right)_{ref}}{\left(\frac{C^{13}}{C^{12}}\right)_{ref}} \right] \times 1000 = \left[\frac{R_{med}}{R_{ref}} - 1 \right] \times 1000. \quad (27)$$

Donde $R = C^{13}/C^{12}$.

El cociente de referencia para la variación de C^{13} que se utiliza es el medido en un carbonato de calcio de un fósil marino (belemnitida), encontrado en la Formación Peedee, en Carolina del Sur, Estados Unidos. A esta referencia se le conoce como *Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB)*, y tiene un valor de:

$$R_{VPDB} = \left(\frac{C^{13}}{C^{12}}\right)_{ref} = 0.0112372.$$

Y por definición $\delta^{13}C_{VPDB} = 0$.

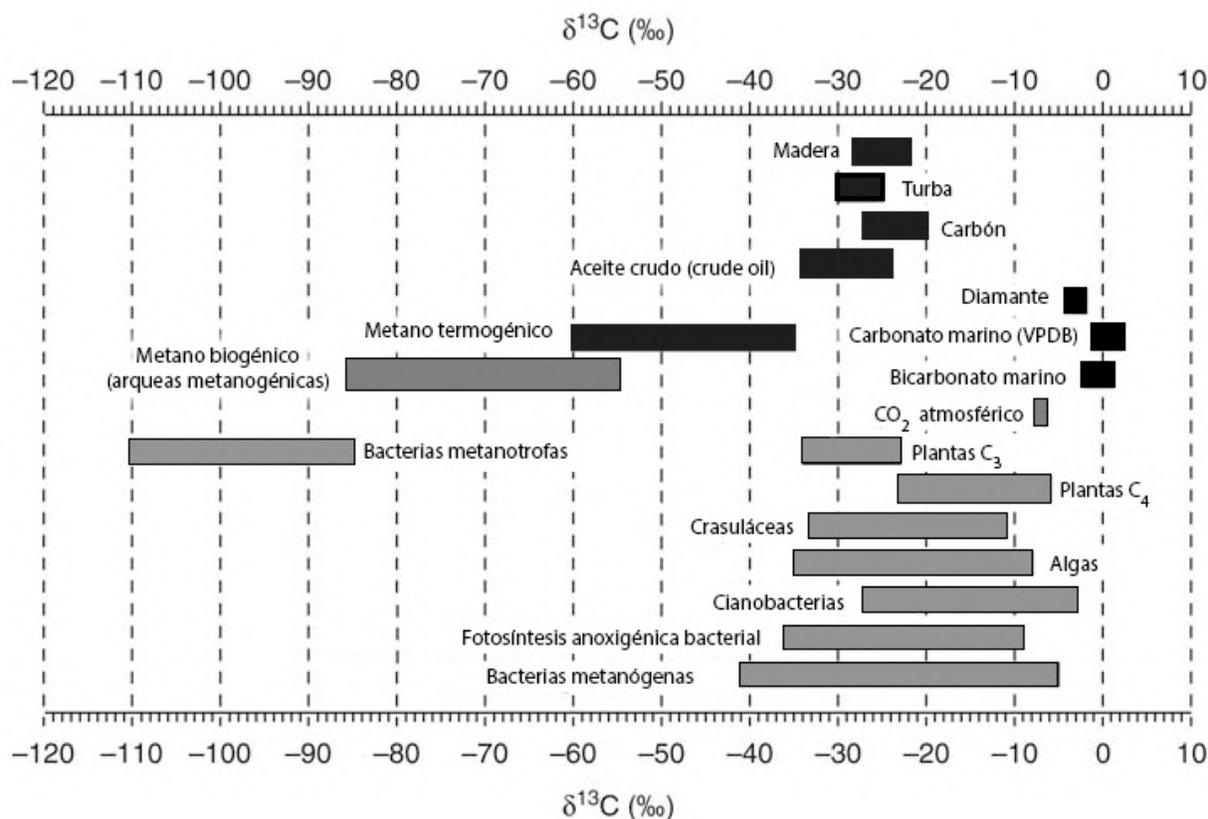


Figura 4.6: $\delta^{13}C$ de distintos organismos y materiales.

En color negro se observa el $\delta^{13}C$ para distintos compuestos, mientras que en color gris se observa el $\delta^{13}C$ para distintos organismos. Estos valores están referenciados al VPDB. Modificado de Vieth & Wilkes (2010).

Cuando el valor de $\delta^{13}C$ es mayor a cero, entonces se dice que la muestra está enriquecida de C^{13} , es decir, la muestra presenta mayor cociente entre el isótopo pesado y el ligero ($C^{13}:C^{12}$) en comparación con la referencia. Mientras que si el valor es negativo ($\delta^{13}C < 0$), se dice que está empobrecida, lo que significa que la muestra presenta un cociente entre el isótopo pesado y el ligero menor que el de la referencia. Como se mencionó, el empobrecimiento de C^{13} en el metano generado por la reducción de CO_2 (conocida como metanogénesis hidrogenotrófica) es mayor al empobrecimiento por fermentación de CH_3COOH (conocida como metanogénesis acetotrófica), presentando cada uno un valor de $\delta^{13}C$ entre -100‰ y -60‰ para la metanogénesis hidrogenotrófica, y entre -60‰ y -45‰ para la metanogénesis acetotrófica, aunque estos rangos no son fijos (Susilawati et al., 2016). En la **Figura 4.6** se muestra una gráfica de los distintos rangos de $\delta^{13}C$ que presentan distintos organismos (color gris) y materiales (color negro). Se observa en ésta que el metano biogénico, i. e., el metano producido a partir de arqueas metanogénicas, se encuentra en un rango de -85‰ y -45‰ , a diferencia de lo que se dijo anteriormente, en el que el mínimo se encontraba en -100‰ , esto se debe, como se mencionó anteriormente, a que los límites no son fijos. También se observa que las bacterias metanotrofas presentan el nivel más bajo de cociente isotópico, esto debido a que éstas utilizan el carbono y sus isótopos como fuente de energía; también se presentan

los rangos del carbonato marino, los cuales circulan alrededor del cero, por lo que se engloba en estos al carbonato de la formación Peedee.

En lugar de utilizar el valor $\delta^{13}C$, se suele emplear el *factor de fraccionamiento* α , el cual representa la relación isotópica posterior y anterior en un cambio de fase o en una reacción química ($A \rightarrow B$), y se expresa de la siguiente manera:

$$\alpha_{A/B} = \frac{R_A}{R_B} = \frac{1000 + \delta^{13}C_A}{1000 + \delta^{13}C_B}. \quad (28)$$

Cuando se busca expresar la relación entre el decremento de concentración de hidrocarburos y el cambio isotópico debido a la biodegradación, en lugar de emplear la ecuación 28, se utiliza la *ecuación de fraccionamiento de Rayleigh* (Vieth & Wilkes, 2010):

$$F^{(\alpha-1)} = \frac{R}{R_0}. \quad (29)$$

Donde R_0 es el cociente isotópico (e. g., C^{13}/C^{12}) de un estado inicial, R es el cociente isotópico final y F es la fracción de la concentración de hidrocarburos, es decir, $F = C/C_0$, donde C_0 es la concentración de carbono inicial y C es la concentración final. En esta ecuación α sigue siendo definida como el factor de fraccionamiento.

El factor de fraccionamiento está relacionado a la constante de equilibrio K , la cual expresa la relación de concentraciones entre reactivos y productos de una reacción química.

Comúnmente el contenido de isótopos C^{13} es mayor en el estado A que en los productos del estado B , por lo que α es mayor a uno ($\alpha > 1$). Diversos autores aseguran que normalmente se utiliza el *factor de enriquecimiento isotópico* ϵ en lugar de α para expresar el fraccionamiento de la reacción, donde:

$$\epsilon [\text{‰}] = (\alpha - 1) \times 1000. \quad (30)$$

Este parámetro es una manera de representar el fraccionamiento isotópico que se ha producido. Pearson (2010) y otros autores mencionan que se suele aproximar ϵ a la simple diferencia $\Delta_{A/B} = \delta^{13}C_A - \delta^{13}C_B$, esto es:

$$\epsilon_{A/B} [\text{‰}] \approx \Delta_{A/B} = (\delta^{13}C_A - \delta^{13}C_B). \quad (31)$$

Para comprobar esto se emplea la ecuación 28 y la definición de ϵ de la ecuación 30:

$$\begin{aligned} \alpha_{A/B} - 1 &= \frac{1000 + \delta^{13}C_A}{1000 + \delta^{13}C_B} - 1, \\ &= \frac{1000 + \delta^{13}C_A - (1000 + \delta^{13}C_B)}{1000 + \delta^{13}C_B}, \\ &= \frac{\delta^{13}C_A - \delta^{13}C_B}{1000 + \delta^{13}C_B}, \end{aligned}$$

Considerando que en el estado final $\delta^{13}C$ es generalmente $\ll 1000$, se puede despreciar el término correspondiente ($\delta^{13}C_B$), resultando en:

$$\begin{aligned} \alpha_{A/B} - 1 &\approx (\delta^{13}C_A - \delta^{13}C_B) \frac{1}{1000}, \\ \alpha_{A/B} - 1 &\approx (\Delta_{A/B}) \frac{1}{1000}. \end{aligned}$$

De modo que:

$$\epsilon_{A/B} [\text{‰}] = (\alpha_{A/B} - 1) \times 1000 \approx (\Delta_{A/B}).$$

Entre las aplicaciones del análisis de isótopos estables en geoquímica, se encuentra la identificación de la génesis, condiciones paleoambientales, procesos de formación, migración y alteración de hidrocarburos (Fuex, 1977; Susilawati et al., 2016). Por otra parte, también se puede presentar en los hidrocarburos el isótopo de carbono radiactivo C^{14} , sin embargo, de acuerdo a Vieth & Wilkes (2010), sólo será detectable si el hidrocarburo se está formando actualmente (como es el caso de la cuenca Guaymas) o materiales que contienen carbono desde hace sólo unos miles de años, esto debido a que el C^{14} tiene una vida media muy corta, de 5730 años.

Además, en geoquímica se suele hacer la correlación de gas y/o aceite con la roca generadora, asumiendo que entre estos existe similitud en el contenido isotópico, por lo que, derivándose de la roca generadora, el contenido isotópico de los alcanos está controlado por el contenido de isótopos de carbono presentes en la materia orgánica de la roca generadora. De acuerdo a Vieth & Wilkes (2010), el cociente isotópico del carbono de la materia orgánica no suele variar significativamente una vez que es expulsado hacia la columna de agua. El mismo autor menciona que las variaciones del cociente isotópico de aceite crudo y de otros materiales suele presentarse en un rango amplio (Figura 4.6) debido a que no derivan de un solo proceso y/o de una sola roca generadora, sino que son mezclas de varios cocientes isotópicos.

El contenido de C^{13} en aceite crudo varía de acuerdo al paleoambiente, y se ha visto enriquecido conforme disminuye la edad geológica (Vieth & Wilkes, 2010). Para analizar la génesis y condiciones paleoambientales del metano se deben considerar los distintos compuestos que integran al gas natural. El metano es el más abundante en el gas natural (razón por la cual se le ha hecho tanto énfasis en este trabajo), sin embargo, dependiendo de su origen, se verá acompañado de distintos compuestos y en distinta proporción. Entre estos compuestos están los *líquidos del gas natural*: el etano (C_2H_6), el propano (C_3H_8), el n-butano (C_4H_{10}) y el n-pentano (C_5H_{12}). De cada uno de estos se puede obtener un cociente isotópico del carbono, por lo que por simplicidad se utiliza la siguiente terminología (Fuex, 1977):

- δC_1 es el $\delta^{13}C$ del metano,
- δC_2 es el $\delta^{13}C$ del etano,
- δC_3 es el $\delta^{13}C$ del propano,
- δC_4 es el $\delta^{13}C$ del n-butano y
- δC_5 es el $\delta^{13}C$ del n-pentano.

Como se observa, la terminología se basa en el número de átomos de carbono.

Los procesos que dan origen al gas natural, constituido mayoritariamente de metano, son dos principales. Estos son: *gas biogénico*, el cual es generado por arqueas metanogénicas, y *gas termogénico*, el cual es generado por las condiciones de temperatura y presión a profundidad que permitieron la maduración de la materia orgánica. El gas biogénico, también conocido

como gas seco (dry gas), está constituido mayoritariamente por metano ($CH_4 > 90\%$), a diferencia del metano termogénico, también conocido como gas húmedo (wet gas), el cual, aunque sigue enriquecido mayoritariamente de metano, tiene una mayor proporción de etano, propano y butano. Que el gas biogénico esté constituido mayoritariamente por CH_4 se debe a que el origen de los líquidos del gas natural no está asociado con la actividad de los microorganismos. Como se observa en la Figura 4.6, el empobrecimiento de C^{13} es mayor cuando se lleva a cabo la formación de metano biogénico que si se lleva a cabo la formación de metano termogénico, por lo que el cociente isotópico permite analizar el proceso de formación del metano.

Debido a la migración, los hidrocarburos se desplazan y se mezclan con otro tipo de hidrocarburos, por lo que típicamente se considera que para valores de $\delta^{13}C > -55\text{‰}$ se atribuye a un origen puramente termogénico y para valores de $\delta^{13}C < -65\text{‰}$ se atribuye a un origen puramente biogénico, mientras que para valores intermedios se atribuye a una mezcla de ambos, i. e., se tiene mezcla de gas húmedo y seco (Vieth & Wilkes, 2010). Una forma de evaluar el contenido de gas húmedo es por medio del método de *humedad del gas* (*gas wetness*) de Haworth et al. (1984) y Haworth et al. (1985), el cual expresa el cociente entre los hidrocarburos líquidos (i. e., los líquidos del gas natural) y el contenido total de hidrocarburos (ecuación 32). Un alto valor de humedad (Wh) expresa que se tiene una gran cantidad de gas húmedo (Vieth & Wilkes, 2010).

$$Wh [\%] = \frac{C_2 + C_3 + C_4 + C_5}{C_1 + C_2 + C_3 + C_4 + C_5} \times 100. \quad (32)$$

La mayoría de hidrocarburos se produce durante el ciclo de Calvin. Una gran colectividad de plantas y algas, así como las cianobacterias, al realizar el ciclo de Calvin fijan el CO_2 para producir glucosa, fraccionando a la par el carbono. La forma en la que fijan el carbono es por medio de enzimas denominadas RuBisCO, donde la más abundante es la enzima tipo I. El carbono fijado por medio de esta enzima presenta un valor promedio de $\delta^{13}C = -25\text{‰}$ (Figura 4.6), y al ser expulsado éste será utilizado como reactivo durante las reacciones que involucran a la diagénesis para la generación de gas y aceite, lo cual permite correlacionar su origen con estos colectivos, debido a que el valor promedio del aceite crudo es de $\delta^{13}C = -27\text{‰}$ (Pearson, 2010).

La segunda forma de fijación de carbono más abundante es el caso de que se encuentra en un sistema hidrotermal, donde la fijación se realiza de forma anaeróbica mediante el *ciclo de Krebs inverso o ciclo del ácido tricarbóxico inverso* (rTCA, por sus siglas en inglés). El fraccionamiento isotópico es menor por este proceso, por lo que los valores de $\delta^{13}C$ del aceite crudo de origen rTCA son mayores a los originados durante por medio del ciclo de Calvin. De acuerdo a la definición del factor de enriquecimiento isotópico ϵ (el cual es una manera de representar la cantidad de fraccionamiento isotópico), éste es mayor en el caso de hidrocarburos generados mediante el ciclo de Calvin a comparación con los generados mediante rTCA, los valores para cada uno se presentan en la Tabla 1 (Pearson, 2010).

Tabla 1: Fraccionamiento isotópico del carbono a 25°C.

Origen del Fraccionamiento Metabólico	ϵ [‰]
Ciclo de Calvin (enzima tipo I)	12-26
rTCA	2-13

5. Localización de Recursos en el Golfo de California

Los estudios realizados a lo largo del Golfo de California han permitido identificar distintas características de interés, tanto estructurales como energéticas. Los estudios geofísicos realizados se presentarán a detalle en el capítulo 6, sin embargo, será inevitable mencionar algunos de estos en el capítulo actual, ya que en éste se presentan descubrimientos e interpretaciones de interés referente a yacimientos energéticos, algunos de los cuales derivan de estudios geofísicos.

A continuación se presentarán los recursos energéticos de interés localizados en las tres cuencas de interés en este trabajo, retomando algunas cuestiones geológicas y estructurales de cada una para restablecer el panorama en el que se encuentra inmersa cada cuenca.

5.1. Cuenca Wagner

La cuenca Wagner es una cuenca de tipo pull-apart, cuya profundidad máxima es de ~ 220 m. El aporte sedimentario de la cuenca ha sido suministrado principalmente por medio del Río Colorado, y se alcanza un espesor sedimentario que puede superar los 4 km (Neumann et al., 2017; Prol-Ledesma et al., 2008). De acuerdo a Persaud et al. (2003), la falla transformante principal del Golfo de California actualmente se encuentra al norte, y es la Falla Ballenas, la cual se activo hace ~ 2 Ma, lo cual coincide con la apertura de la cuenca. No se presenta en la cuenca expansión de fondo oceánico (Persaud et al., 2003). La subsidencia de la cuenca se rige por un conjunto de fallas derivadas de la falla lístrica Wagner. Persaud et al. (2003) mencionan también que el norte presenta una gran columna sedimentaria; basándose en los datos de pozos tomados por PEMEX al norte del Golfo, se encuentra un basamento diorítico a los 3070 ± 120 m de profundidad y 8 ± 1 Ma de edad, sobre el que yace una unidad volcánica constituido por andesita alterada y cuyo espesor es ~ 150 m. Sobre esta unidad comienza la columna sedimentaria, la cual se compone principalmente de lutitas arenosas cuya compactación aumenta a profundidad, y en el primer kilómetro de la columna se encuentran abundantes bioclastos de moluscos. No obstante, al perforar más cerca de la cuenca se obtuvieron espesores sedimentarios que rebasan lo 3 km. La tasa de sedimentación de la cuenca se ha calculado (Persaud et al., 2003) que es de 3.16 mm/año, equivalente a 3.16 km/Ma.

De perfiles sísmicos de reflexión realizados en el norte del Golfo por Persaud et al. (2003), se obtuvo una imagen del tiempo de viaje doble (TWTT, del inglés *two-way travel time*) en la cuenca Wagner, la cual se observa en la **Figura 5.1**. En esta figura se muestra en la parte inferior el perfil sísmico apilado y migrado, presentándose en el eje horizontal el punto de reflejo común (CDP, por sus siglas en inglés), y en la parte superior se tiene la interpretación de éste. La escala vertical está exagerada por un factor de 10, aproximadamente, y se presentan los ángulos de echados acordes con la escala exagerada. Se puede ver la interpretación de un horizonte de reflejo múltiple “m” y de un gran número de fallas, donde el fallamiento se da de manera asimétrica al centro de la cuenca, siendo mayor la densidad de fallas hacia el sur. Si se considera una velocidad de propagación de onda P promedio de 2000 m/s, se estaría alcanzando una profundidad de 1 km, y es evidente que en el perfil mostrado no se rebasó la columna sedimentaria.

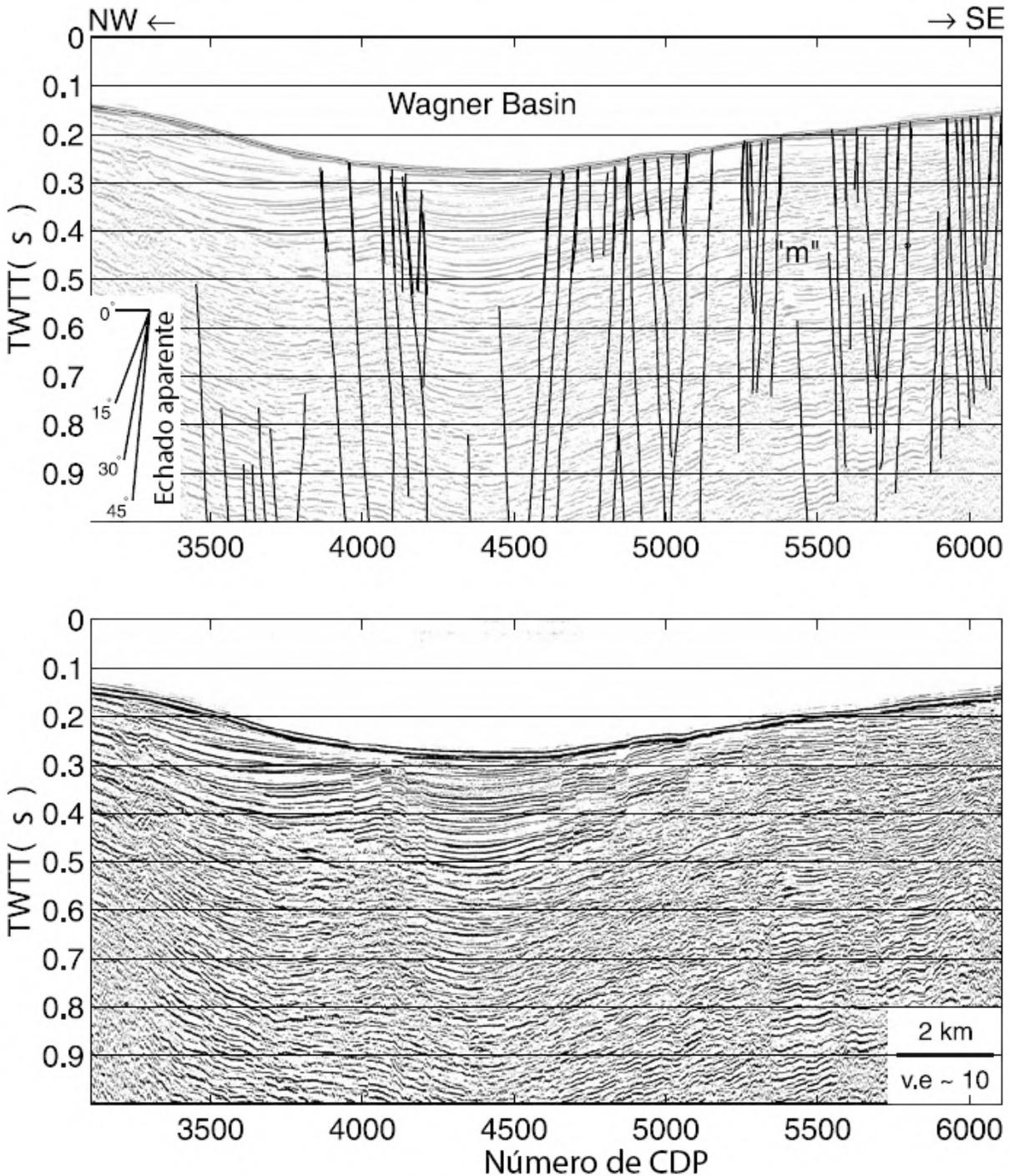


Figura 5.1: Perfil sísmico de reflexión en la cuenca Wagner.

Se muestra en la parte inferior el perfil obtenido y en la parte superior la interpretación de éste. “m” representa un horizonte de reflejo múltiple. No se alcanza a superar la columna sedimentaria, la cual supera los 2 km. *Modificado de Persaud et al. (2003).*

El Golfo de California y las zonas aledañas son considerados zonas de gran potencial geotérmico, en las cual se han explorado y explotado, hasta la fecha, campos de gran impor-

tancia para el suministro geotérmico del país, entre estos, el campo Cerro Prieto (al noroeste del Golfo de California, en Mexicali) suministra (a la fecha de este trabajo) más de la mitad de la energía nacional, con una capacidad de ~ 730 MW (Prol-Ledesma et al., 2008). Este campo se encuentra cercano a la falla Cerro Prieto. Como se mencionó anteriormente, la cuenca Wagner está delimitada al este por la falla Cerro Prieto. Neumann et al. (2017) establecieron por medio de la ecuación 22 que al este de la cuenca se encontraba el mayor flujo advectivo de fluidos, por lo que la suposición de ésta como el principal medio poroso y permeable para el flujo de fluidos geotérmicos es razonable; al igual que Prol-Ledesma et al. (2008), los cuales identificaron por medio de batimetría y perfiles de ecosondas una alta concentración de canales de descarga de gas en estructuras presentes en la parte este de la cuenca, asociándose estas estructuras a la falla Wagner.

5.1.1. Emisiones Hidrotermales

En la cuenca Wagner debido a sus características (i. e., gran columna de sedimentos y el movimiento de fluidos de alta temperatura por debajo de estos) ha desarrollado un sistema geotérmico. Esta cuenca, como se mencionó anteriormente, se encuentra controlada por la falla lítrica Wagner, de la cual se han generado fallas secundarias que delimitan a la cuenca, y se han generado también pliegues de propagación de falla. Es en estos donde se presenta el mayor intercambio de gases hidrotermales (Canet et al., 2013).

Canet et al. (2010) observaron la expulsión de fluidos por medio de rezumaderos, acompañados de expulsiones de lodo ricos en barita ($BaSO_4$), cuya composición se identificó por medio de muestras obtenidas de la cuenca. Los sedimentos están enriquecidos de bario (Ba), lo que permite la precipitación de barita. Pero los sedimentos no sólo están enriquecidos en barita, sino también en piritita y carbonatos, por lo que asocian que los fluidos son ricos en metano, llevándose acabo la AOM y permitiendo entonces la precipitación de carbonatos y el enriquecimiento de sulfuro. Debido a que el mayor flujo de gases se presenta en las fallas derivadas de la Falla Wagner, se considera que el flujo de gas está controlado tectónicamente por ésta. Sin embargo, de acuerdo a Prol-Ledesma et al. (2008), no existe información previa de la actividad hidrotermal de la cuenca Wagner.

Las muestras de carbonato recuperados por Canet et al. (2013) al norte del Golfo de California indican que se contienen un cociente isotópico $\delta^{13}C$ que alcanza un mínimo de -45.5 ‰, lo que evidencía la formación de estos carbonatos por medio de la oxidación de metano (posiblemente de origen termogénico).

5.2. Cuenca Guaymas

La cuenca Guaymas se localiza en el centro del Golfo de California, es una cuenca activa de tipo pull-apart que recibe una alta cantidad de sedimentos ricos en materia orgánica. En la Tabla 2 se muestra la composición de los sedimentos de la cuenca Guaymas, recuperado de Von Damm et al. (1990). La cuenca alcanza una profundidad, de acuerdo a Valdez-Barrera (2017) y a Simoneit et al. (1990), de ~ 2 km. Presenta intrusiones ígneas debido a que se localiza en una fosa tectónica asociada a un sistema volcánico. La principal característica de interés de la cuenca ha sido el descubrimiento de respiraderos hidrotermales (Núñez-Useche et al., 2018).

Tabla 2: Composición sedimentaria de la cuenca Guaymas (Von Damm et al., 1990).

Composición sedimentaria	Porcentaje %
Diatomeas y silicoflagelatos (microplancton)	30-50
Detritos arcillosos	30-45
Restos calcáreos (de nanofósiles)	10-55
Feldespato	4-55
Cuarzo	3-10
Carbono orgánico	2-4
Minerales pesados	1-2

5.2.1. Emisiones Hidrotermales

La cuenca se encuentra localizada en una sección de alta productividad, derivada del aporte sedimentario orgánico por actividad del plancton. Además, se encuentra cercano al delta del Río Yaqui, el cual suministra sedimentos clásticos. La tasa de sedimentación de la cuenca se ha estimado que alcanza un rango de 1-3 mm/año (Merewether et al., 1985; Núñez-Useche et al. 2018). Además, como se dijo anteriormente, al centro de la cuenca se encuentra una fosa tectónica, a la cual se le atribuye un origen derivado de la actividad ígnea del rift del Golfo de Baja California. Los sedimentos se acumulan en esta fosa, a la vez que se presentan intrusiones ígneas, produciendo intercalaciones de rocas sedimentarias y de diques y/o sills (Merewether et al., 1985). Núñez-Useche et al. (2018) mencionan que el espesor sedimentario en esta cuenca es de ~ 2 km.

Las intrusiones ígneas son enfriadas generando flujos hidrotermales. La interacción del magmatismo y de los flujos hidrotermales con los sedimentos produce alteraciones en los sedimentos, además de generar el flujo de ácido sulfhídrico (H_2S), metano (CH_4) y otros hidrocarburos. Los flujos hidrotermales se verán manifestados en la superficie como respiraderos, en especial en la parte sur de la fosa, donde la zona de expulsión de los fluidos alcanza una temperatura de hasta 315 °C, generando plumas hidrotermales que se elevan a más de 100 m de la zona de descarga (Merewether et al., 1985; Simoneit et al. 1990). De acuerdo a Núñez-Useche et al. (2018), al presentarse estos sistemas hidrotermales la materia orgánica presente en los sedimentos es alterada, produciendo un ambiente sedimentario rico en metano y en hidrocarburos ligeros. Debido a la oxidación anaeróbica del metano, es común encontrar fragmentos de pirita asociados a la reducción del sulfato (ecuación 25), además, se pueden generar cristales de barita ($BaSO_4$), la cual también tiene gran importancia económica. La expulsión de sulfato (en forma de ácido sulfúrico) favorece el asentamiento de organismos que se benefician de éste. En ambas fallas de la fosa se tienen emisiones hidrotermales de hidrocarburos, sin embargo, la falla del sur es la de mayor gradiente de temperatura (Simonet et al. 1990).

Simoneit et al. (1990) presentan el análisis de un perfil sísmico realizado en la falla de rumbo oriental que delimita a la cuenca, el cual se presenta en la **Figura 5.2**. De éste se observa la separación debido a la falla, generando una zona de trinchera, donde del lado oriental (NE) se observa una secuencia de estratos horizontales correspondientes a la plataforma

continental de Sonora; mientras que del lado más occidental (SW) se observa la pendiente de la cuenca, igualmente conformada por estratos semihorizontales. Los autores mencionan que ambas partes están integradas por diatomitas (una roca sedimentaria silícea constituida por fósiles de diatomeas), lo cual se obtuvo por medio de la recuperación de muestras en la pendiente de la trinchera. También se marcan las plumas hidrotermales localizadas por el sistema *Deep Tow*, en 1980, las cuales fueron englobadas en la toma de muestras por el submarino *Alvin* en 1982 (Merewether et al., 1985; Simoneit et al., 1990; Von Damm et al., 1985). Junto con las plumas se asocia el reflector de fondo marino (marcado en la figura como *BSR*, del inglés *Bottom-Simulating Reflector*), el cual presenta este incremento de amplitud debido a la posible acumulación de hidrocarburos (un efecto que se conoce como *bright spot* en el análisis AVO y DHI). De los estudios de muestras realizadas por Núñez-Useche et al. (2018) en el centro de la cuenca, se recuperaron lodos carbonatados los cuales contenían plancton y diatomeas dispersados en estos. Sin embargo, la mayor composición de estos era de aragonita ($CaCO_3$). Se encontraron también fragmentos de pirita y, en menor medida, barita. En general, se puede suponer que la cuenca y sus extremos se encuentran constituidos principalmente por sedimentos hemipelágicos y por intrusiones ígneas, y que la actividad biológica y la intrusión ígnea conforman el sistema hidrotermal de la zona, dentro de la cual la mayor concentración de fluidos se encuentra en los extremos de la cuenca (como se observa en la pendiente de Guaymas de la figura) y son expulsados en los límites estructurales.

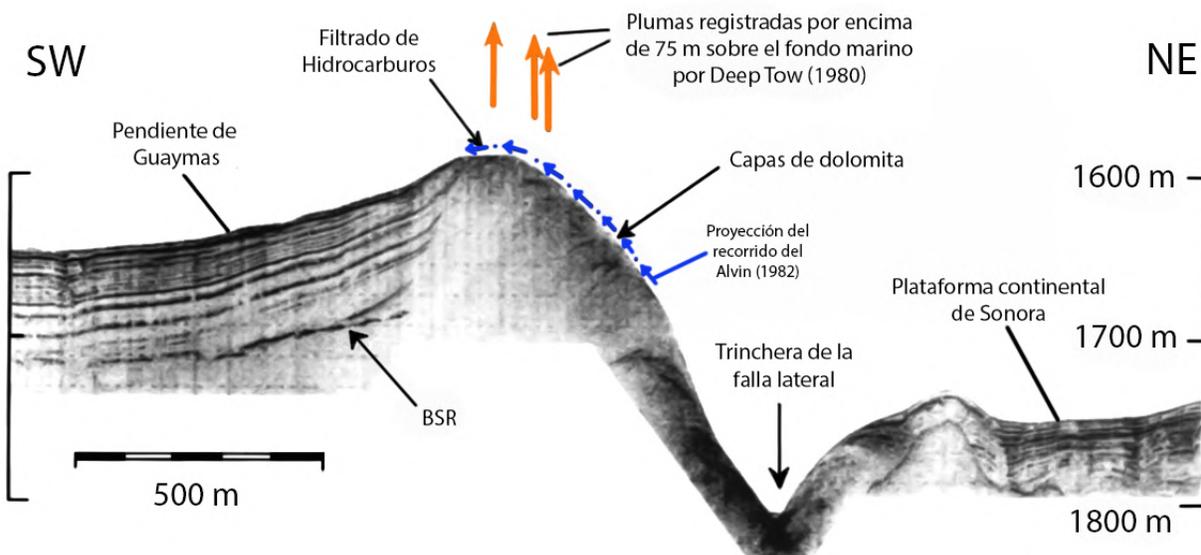


Figura 5.2: Perfil sísmico de la cuenca Guaymas.

Perfil realizado por Lonsdale (1985) del lado de la plataforma continental de Sonora de la cuenca Guaymas. Modificado de Simoneit et al. (1990).

De acuerdo al análisis químicos de muestras hidrotermales recuperadas por el submarino *Alvin*, Von Damm et al. (1990) obtuvo que el contenido de magnesio (Mg) es prácticamente nulo, mientras que el contenido de potasio (K) es el más elevado registrados en fuentes hidrotermales a la fecha del análisis. El origen del potasio se asume que es sedimentario, derivado de minerales arcillosos. De igual forma, las saturaciones de hierro (Fe) asociado a pirita, de manganeso (Mn) asociado a alabandina, de zinc (Zn) asociado a esfalerita y

de plomo (*Pb*) de origen sedimentario asociado a galena son elevados. La concentración de metales en la cuenca se encuentran asociados a sulfuros (FeS_2 , MnS , ZnS , PbS), esto se explica por el resultado de la interacción entre los fluidos hidrotermales y los sedimentos de la cuenca (Von Damm et al., 1990), resultando en la disolución del $CaCO_3$ y la degradación de la materia orgánica, lo cual reduce el nivel de pH debido a la integración de ácido sulfhídrico (H_2S) y, a su vez, esto producirá mayor solubilidad de los metales, los cuales son precipitados posteriormente.

5.2.2. Hidratos de Metano

En la **Figura 5.2**, que se explicó anteriormente, se marca el reflector de fondo marino (*BSR*), el cual se mencionó que es un *bright spot*. Ahora bien, este reflector se asocia a un hidrato de metano, el cual se encuentra atrapado debido a que se encuentran las condiciones de presión y temperatura para mantener en estado sólido al metano (GHSZ).

La estabilidad de los hidratos de metano de encuentra determinado por la *gas hydrate stable zone* (GHSZ), la cual se presenta a bajas temperaturas y a altas presiones. Los límites de esta zona son, aproximadamente, a 750 mbsl para las aguas subtropicales (como son las de México) y se presenta a partir de los ~ 2000 mbsl; aunque esto varía en función del gradiente geotérmico (Suess, 2013). Si el gradiente geotérmico es bajo, la GHSZ inicia desde una gran profundidad, pero, si es alto, inicia a poca profundidad.

5.2.3. Hidrocarburos

Retomando las características geológicas previamente mencionadas acerca de la cuenca Guaymas, se tiene en ésta un gran aporte de materia orgánica proveniente de la actividad biológica del plancton, presentándose en forma de sedimentos pelágicos. Al encontrarse cercana a un límite tipo rift, la acreción e intrusión de cuerpos ígneos es común, y al interactuar estos con los sedimentos pelágicos producidos por el plancton se producen alteraciones químicas de los sedimentos, permitiendo una maduración más rápida de la materia orgánica para convertirse en hidrocarburos, los cuales serán transportado por medio de flujos hidrotermales hasta encontrar una roca tipo sello, como pueden ser las mismas intrusiones (Lonsdale, 1989; Merewether et al., 1985).

De análisis químicos realizados por Simoneit et al. (1990), se determinó que los hidrocarburos son de origen termogénico, debido a que se tiene un valor de humedad igual a $Wh = 65\%$ (ecuación 32), es decir, el contenido de líquidos del gas natural ($C_2 - C_5$) es mucho mayor al contenido de metano (C_1). El origen mayoritariamente termogénico también se corrobora con los análisis de los cocientes isotópicos del carbono, $\delta^{13}C$, realizados por los mismos autores, cuyos valores se encuentran en un rango de -79% a -42% . Los lodos carbonatados muestreados en la zona del perfil de la Figura 5.2 se componen mayoritariamente de aragonita, la cual presentó un valor de $\delta^{13}C$ entre -36% y -38.1% , lo que sugiere que estos lodos carbonatados derivan de la oxidación del metano termogénico (ya que se alejan del rango usual del carbonato marino), lo cual también se respalda con los análisis geoquímicos realizados por Núñez-Useche et al. (2018) en muestras en muestras con alto contenido de aragonita, los cuales relacionan la AOM como proceso de oxidación principal del metano al haber obtenido valores de hasta $\delta^{13}C = -47.6\%$.

En la misma figura mencionada, se observa el reflector BSR, el cual se interpreta como una acumulación de hidratos de gas, el cual es truncado por la Falla Transformante Guaymas, lo que permite la ascensión del hidrato, su transformación a estado gaseoso y su liberación en forma de rezumaderos marinos, lo cual se manifiesta como plumas hidrotermales que se elevan más allá de 650 m (Simoneit et al., 1990).

Lonsdale (1989) explica que se han encontrado cuerpos basálticos en proyectos de perforación en la cuenca, localizados cerca de las fallas que controlan la fosa tectónica, los cuales están incrustados en sedimentos jóvenes (> 100 m de profundidad por debajo del piso oceánico) y ricos en materia orgánica. La interacción del vulcanismos con los sedimentos, permite una veloz maduración de la materia orgánica a petróleo. Y el petróleo se desplaza por medio de los flujos convectivos que controlan al sistema hidrotermal de la cuenca.

El aceite de la cuenca se ha determinado, de acuerdo a Didyk & Simoneit (1989), que se originó hace 5000 años, lo cual se ha obtenido por medio de datación por radiocarbono (C^{14}). Este isótopo, C^{14} , como se mencionó anteriormente, se encuentra en los hidrocarburos jóvenes, ya que presenta una vida media de 5730 años. Didyk & Simoneit (1989) explican el proceso de formación del aceite más aceptado, el cual consiste en la alteración térmica y maduración del sedimento orgánico por medio del aumento gradual de temperatura y presión debido a la subsidencia de la cuenca, posterior a lo cual se da la migración del petróleo. Sin embargo, en el petróleo de origen hidrotermal, como es el caso de la cuenca Guaymas, la formación y migración del petróleo indican un proceso rápido (no gradual), lo cual se debe a las intrusiones ígneas de la cuenca y a la alta tasa de sedimentación.

5.2.3.1 Roca Generadora

La intrusión de cuerpo ígneos en la cuenca Guaymas influyen en la circulación de fluidos hidrotermales, en la deformación de las rocas y en la alteración de los sedimentos y formación de hidrocarburos.

La amplia columna sedimentaria de la cuenca Guaymas impide la erupción de rocas volcánicas extrusivas (Gallegos Castillo, 2019), por lo que el magma migra por medio de zonas de debilidad, hasta alcanzar un equilibrio de presión y ser emplazado, formando lo que se conoce como un cuerpo intrusivo. El contacto de estos cuerpos ígneos emplazados en sedimentos orgánicos y terrígenos conlleva a una serie de alteraciones y efectos.

Una de las alteraciones más importantes a tratar en este trabajo es el metamorfismo de contacto, el cual altera químicamente a los sedimentos adyacentes al cuerpo intrusivo, lo que puede producir, entre otros factores, la descomposición de la materia orgánica y la liberación de fluidos hidrotermales acompañados de metano y dióxido de carbono.

Sería conveniente ahondar más en la localización de reservas/yacimientos de hidrocarburos en la cuenca Guaymas, los mecanismos de migración y la formación de la trampa, sin embargo, como mencionan Didyk & Simoneit (1989) y que sigue vigente hasta la fecha, no se ha identificado ni propuesto un mecanismo de trampa. A pesar de esto, se ha planteado la hipótesis de que la cuenca se compone de una roca generadora de sedimento orgánico, a la cual le sobryace sedimento de alta porosidad (esto debido a que de las muestras recuperadas de la cuenca se han identificados rocas con una porosidad de hasta 50%), la cual podría servir como roca almacén, y a la que le sobryace sedimento de baja permeabilidad (roca sello). De esta forma parte del hidrocarburo quedaría atrapado por la trampa, y las descargas

hidrotermales se producirían por el flujo del hidrocarburo hacia la superficie mediante fallas.

6. Estudios Geofísicos Realizados en el Área

En el Golfo de California se han realizado principalmente estudios geofísicos de tipo sísmico y gravimétrico, junto con algunos estudios electromagnéticos así como registros geofísicos de pozo. A continuación se explicarán brevemente los fundamentos teóricos y, en donde se considere conveniente, el procesamiento general de los métodos geofísicos mencionados.

6.1. Método Sísmico

“Ut tensio, sic vis.”
-Robert Hooke

El método sísmico más empleado para la exploración de hidrocarburos es el de la sísmica de reflexión, a su vez, de los estudios que se presentarán posteriormente en este trabajo, es el método más empleado.

En los estudios de sísmica, independientemente del método, se trata con ondas sísmicas, las cuales se manifiestan en un campo de desplazamientos, el cual será perturbado por la interacción de las ondas sísmicas con el medio. Por simplicidad se suele trabajar con *rayos*, los cuales son representaciones de la propagación en una dirección de la onda sísmica. Al trabajar con rayos es más sencillo el tratamiento matemático y físico. En la **Figura 6.1** se observa el trayecto que recorre un rayo sísmico al sufrir una reflexión. La reflexión sigue la consideración de la ley de Snell, la cual indica la relación entre los ángulos de incidencia y de reflexión y/o transmisión de un rayo y de la lentitud (el inverso de la velocidad) de los medios por los que se propaga.

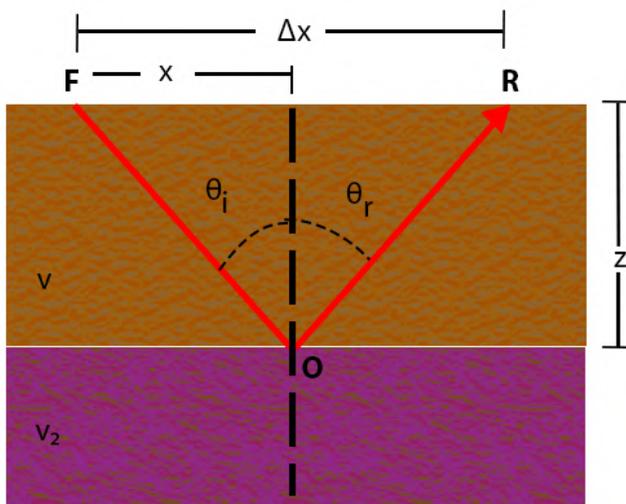


Figura 6.1: Ley de Snell para la representación de la reflexión sísmica.

En la figura anterior se puede observar un rayo que se origina en un punto F de la superficie viaja con un ángulo respecto a la vertical igual a θ_i ; propagándose en un medio con velocidad de propagación v y un espesor z . Este rayo incide en un punto O, el cual se encuentra en la interfaz del primer medio y un segundo medio de velocidad v_2 ; y al incidir el rayo es reflejado hacia la superficie con un ángulo θ_r , hasta llegar al punto R en la superficie. La separación entre los puntos de origen y el punto final es $\overline{FR} = \Delta x$.

El trayecto completo del rayo se puede expresar como la suma de la distancia \overline{FO} y la distancia \overline{OR} , como se observa en la figura. De esta forma, se puede expresar el tiempo de viaje para ambas

distancias con base en:

$$t = \frac{d}{v}. \quad (33)$$

Donde d es la distancia recorrida, v es la velocidad de viaje o propagación y t es el tiempo.

De esta forma se tendría que el tiempo total de viaje para el rayo presentado en la figura es igual a:

$$t = \frac{\overline{FO}}{v} + \frac{\overline{OR}}{v} = \frac{\sqrt{x^2 + z^2}}{v} + \frac{\sqrt{(\Delta x - x)^2 + z^2}}{v}. \quad (34)$$

También se debe de considerar el principio de Fermat, también conocido como el principio de tiempo mínimo, el cual considera que el trayecto de un rayo sigue el camino que requiera el menor tiempo. Matemáticamente se tendría entonces que:

$$\frac{\partial t}{\partial x} = 0, \quad (35)$$

$$\frac{\partial t}{\partial x} = \frac{x}{v\sqrt{x^2 + z^2}} - \frac{\Delta x - x}{v\sqrt{(\Delta x - x)^2 + z^2}} = 0. \quad (36)$$

Entonces, se tendría que:

$$0 = \frac{x}{v\sqrt{x^2 + z^2}} - \frac{\Delta x - x}{v\sqrt{(\Delta x - x)^2 + z^2}},$$

$$\frac{x}{v\sqrt{x^2 + z^2}} = \frac{\Delta x - x}{v\sqrt{(\Delta x - x)^2 + z^2}},$$

$$\frac{x}{\sqrt{x^2 + z^2}} = \frac{\Delta x - x}{\sqrt{(\Delta x - x)^2 + z^2}}.$$

Lo cual, como se observa en la figura, es equivalente a:

$$\sin\theta_i = \sin\theta_r.$$

Lo anterior es una forma de comprobar la ley de Snell para reflexión, y expresa que $\theta_i = \theta_r$, por lo que el punto O de la figura se encuentra exactamente en medio de \overline{FR} , es decir, en $\Delta x/2$. De esta forma se tiene que $\overline{FO} = \overline{OR}$, y la ecuación 34 se simplifica (para reflexión sísmica) a:

$$t = 2 \frac{\sqrt{\left(\frac{\Delta x}{2}\right)^2 + z^2}}{v} = \frac{\sqrt{(\Delta x)^2 + 4z^2}}{v} = \sqrt{\frac{(\Delta x)^2}{v^2} + \left(\frac{2z}{v}\right)^2}. \quad (37)$$

El último término que se encuentra en la raíz cuadrada de la ecuación anterior se conoce como el tiempo de doble viaje vertical, ya que representa dos veces el trayecto del rayo que viaja una distancia z igual al espesor del medio, y se representa como t_0 , es decir:

$$t_0 = \frac{2z}{v}.$$

Reacomodando la ecuación 37 se obtiene lo siguiente:

$$\begin{aligned} t^2 &= \frac{(\Delta x)^2}{v^2} + t_0^2, \\ \left(\frac{t}{t_0}\right)^2 &= \frac{(\Delta x)^2}{t_0^2 v^2} + 1, \\ 1 &= \left(\frac{t}{t_0}\right)^2 - \left(\frac{\Delta x}{t_0 v}\right)^2. \end{aligned}$$

Como se observa en la última expresión, se tiene la ecuación de una hipérbola. Por lo que se deduce que el lugar geométrico del tiempo de arribo de las ondas sísmicas reflejadas es una hipérbola.

En la sísmica de reflexión se utiliza el concepto de punto de reflejo común (CDP, por sus siglas en inglés), en el cual las ondas sísmicas son reflejadas en un mismo punto del reflector (interfaz) para diferentes distancias entre fuente y receptor (offset). Este método permite aumentar el cociente señal a ruido, es decir, se elimina ruido y se refuerza la señal. Se muestra en la **Figura 6.2** un modelo que permite visualizar la técnica CDP; en este caso, debido a que la capa es horizontal, el CDP coincide con la distancia media entre el receptor y la fuente, sin embargo, esto no se cumple para capas inclinadas. Los levantamientos sísmicos suelen diseñarse de modo que el área de interés sea cubierta por un número de CDP establecido (CDP fold). Debido a que la distancia entre fuente y receptor varía, se presentaría un tiempo de arribo distinto para cada offset (gráficamente, como se demostró anteriormente, el tiempo de arribo de las ondas reflejadas presenta el lugar geométrico de una hipérbola), pero se recibe la señal de un mismo punto, por lo que se debe aplicar la corrección NMO (Normal Moveout), en la cual se corrige el tiempo de viaje de cada receptor asociado a un mismo CDP, llevando estos a un mismo tiempo (el tiempo de doble viaje vertical t_0 , es decir, como si se tuviera una incidencia normal y el offset fuese igual a cero). La aplicación de la corrección NMO está regida por la ecuación siguiente:

$$\Delta t_{NMO} = t - t_0 = \sqrt{t_0^2 + \frac{\Delta x^2}{v^2}} - t_0. \quad (38)$$

Lo cual se puede aproximar por medio de una expansión en serie de Taylor a:

$$\Delta t_{NMO} \approx \frac{\Delta x^2}{2t_0 v^2}, \quad (39)$$

donde Δx es el offset (distancia entre fuente y receptor), t_0 es el tiempo de incidencia normal o de doble viaje vertical, v es la velocidad (comúnmente se le llama velocidad de apilamiento ya que no necesariamente es la velocidad de propagación verdadera) y Δt_{NMO} es la corrección en tiempo que se aplica a cada traza en función del offset.

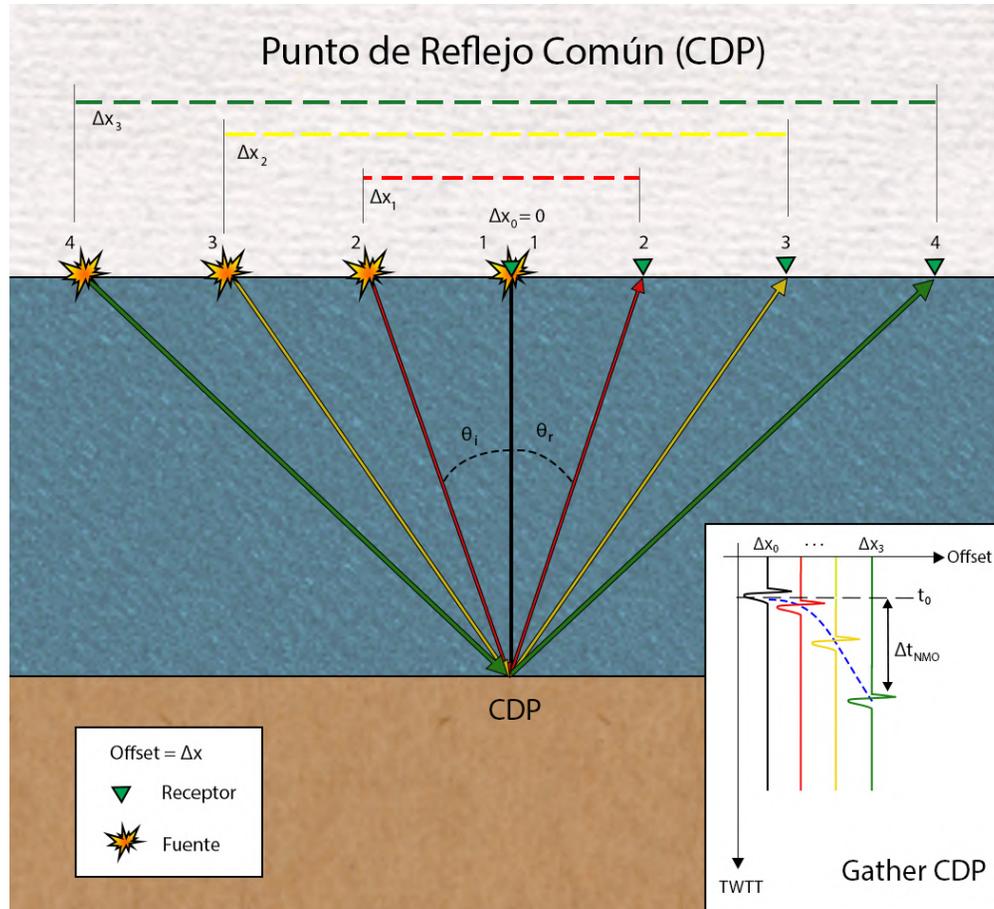


Figura 6.2: Representación del punto de reflejo común (CDP).

Se presenta un modelo del método CDP, donde se muestrea un mismo punto con distinto offset (espaciamento entre fuente y receptor). En la parte inferior derecha se presenta el gather (el conjunto de trazas sísmicas) referentes al mismo punto de reflejo, por sus características, se le denomina gather CDP. Se observa además el lugar geométrico que presenta el gather, el cual es una hipérbola, y la corrección NMO que se debe aplicar sobre las trazas.

Para poder realizar la corrección NMO es necesaria la elección de la velocidad de apilamiento; ésta se define como la velocidad que permite corregir y apilar un gather CDP. Por lo que es necesario realizar un análisis de velocidades para encontrar aquellas que sean óptimas. Una vez determinada la velocidad y realizada la corrección, las trazas sísmicas de un mismo CDP son apiladas (sumadas), reforzando entonces la señal de interés y atenuando el ruido.

Posteriormente se puede aplicar una migración, lo cual es de gran importancia ya que corrige los efectos de capas inclinadas. Al presentarse capas inclinadas ya no es correcta la suposición de la corrección NMO de que el receptor y la fuente se localizan justo por encima del punto de reflejo, por lo que la migración permite reubicar los eventos en la posición correcta (posición geológica verdadera). Existen distintas formas de llevar a cabo la migración, si esta se realiza previo a la corrección NMO, se denomina como *migración prestack*, y si se realiza posterior a la corrección NMO se le denomina como *migración poststack*. En este trabajo no se ahondará en los métodos ni en la teoría de la migración.

Se presenta a continuación de manera breve los pasos a seguir para el correcto tratamiento

y procesamiento de los datos sísmicos de reflexión (Aguilar Campos, 2007; Gallegos Castillo, 2019):

- Preprocesamiento: consiste en el editado de las trazas. Dicho de otra forma, en descartar los registros que presenten una gran cantidad de ruido, y en eliminar las primeras partes de las trazas, la cual corresponde a arribos de eventos ajenos a las reflexiones deseadas (ruido por el oleaje, reverberaciones de la columna de agua, onda directa y onda de aire). Esto para hacer un análisis espectral que no presente influencia de estos efectos.
- Filtrado: una vez editadas las trazas se hace una transformación al dominio de las frecuencias, para identificar entonces el rango de mayor energía. Se puede diseñar un filtro pasa bandas, como es el filtro tipo Ormsby, el cual manifiesta una forma trapezoidal para hacer un corte suavizado de la frecuencia.

Posteriormente se puede aplicar un análisis y filtro $f-k$, el cual permite la identificación de aliasing (distorsión de la señal debido a un mal intervalo de muestreo, en este caso, espacial). Para identificar este efecto de aliasing, Aguilar Campos (2007) explica que se observaría en los datos (en el dominio $f-k$, i. e., frecuencia-número de onda) la repetición de una pendiente.

- Corrección por divergencia esférica: debido al decremento de la energía de manera radial (en función de $1/r^2$ para un medio homogéneo), se detectan los arribos en los receptores lejanos a la fuente con una amplitud muy baja, por lo que se realiza una corrección de la atenuación de la energía en función de la distancia.
- Deconvolución: la deconvolución consiste en la extracción de la función de reflectividad del medio, considerando que la traza sísmica registrada se compone de la convolución entre la ondícula generada y el medio (la reflectividad de éste). Dicho de otro modo, la traza sísmica se puede expresar como (Gallegos Castillo, 2019):

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t). \quad (40)$$

Donde $n(t)$ es ruido, $r(t)$ es la serie de reflectividad del medio y $w(t)$ es la ondícula generada por la fuente.

- Ordenamiento de las trazas en función del CMP.
- Análisis de velocidad para seleccionar las velocidades de apilamiento. Para realizar este análisis se pueden emplear distintos métodos, como el método de espectro de semblanza.
- Corrección NMO
- Apilamiento
- Filtrado: se puede decidir si volver a aplicar algún filtro y/o ganancia.
- Migración

6.2. Método Electromagnético

“[...] Now we realize that the phenomena of chemical interaction and, ultimately, of life itself are to be understood in terms of electromagnetism.”

-Richard Feynman

Los métodos electromagnéticos se basan en la medición simultánea del campo eléctrico y del campo magnético, los cuales están correlacionados. Existen diversos métodos, algunos de fuente artificial y otros de fuente natural; así como algunos que se clasifican por la forma en la que varía la profundidad de penetración: *geométrico* si ésta depende de la disposición geométrica del equipo o *frecuencial y/o temporal* si varía respecto a la frecuencia (o el tiempo). Durante el desarrollo de este trabajo únicamente se ha realizado y publicado un método electromagnético en el Golfo de California: el método *magnetotelúrico (MT)*, sin embargo, cualquier método electromagnético se rige por las ecuaciones de Maxwell, las cuales permiten describir el comportamiento electromagnético en cualquier medio:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad (41a)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}, \quad (41b)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = Q, \quad (41c)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0. \quad (41d)$$

Donde \vec{E} es el campo eléctrico; \vec{B} es el campo de inducción magnética; \vec{D} es el vector de desplazamiento eléctrico; \vec{H} es el campo magnético; \vec{J} es la densidad de corriente eléctrica; t es el tiempo; y $Q = Q_f + Q_b$ es la carga total, la cual incluye a la carga libre y a la carga ligada, respectivamente.

La ecuación 41a se conoce como Ley de Faraday o Ley de inducción magnética, y establece que un campo eléctrico se produce ante la presencia de un campo magnético variable en el tiempo, y de manera inversa, un campo magnético variable en el tiempo se produce a partir de corrientes eléctricas (el rotacional de \vec{E} es distinto de cero, por lo que hay una diferencia de potencial). La ecuación 41b se le conoce como Ley de Ampère o Ley de las corrientes, y expresa a los generadores del campo magnético: las corrientes; que pueden ser producidas por corrientes de conducción \vec{J} , también conocidas como corrientes galvánicas, y por la polarización del medio, lo cual produce una corriente denominada como corriente de desplazamiento, que se denota por la variación temporal del campo de desplazamiento eléctrico \vec{D} . Por otra parte se tiene la ley de Gauss para el campo eléctrico (ecuación 41c) y para el campo magnético (ecuación 41d). La ley de Gauss lo que nos permite expresar es la fuente monopolar del campo, y de forma estricta expresa el flujo de líneas de campo que entran y salen en un volumen diferencial; en el caso del campo eléctrico se tiene que el generador del campo es la carga total Q , la cual se compone de carga libre y carga ligada, esta última es producida durante la polarización del medio; y en el caso del campo magnético se observa que no se tiene un monopolo magnético, siendo los únicos generadores las corrientes eléctricas expresadas en la ley de Ampère.

Los campos anteriores se relacionan entre sí por medio de las ecuaciones o relaciones constitutivas, las cuales introducen en las ecuaciones las propiedades electromagnéticas del medio. Entre las propiedades electromagnéticas del medio se encuentran las siguientes:

- Permeabilidad magnética (μ): la cual indica la capacidad de un medio de permitir el flujo del campo magnético. Para el vacío se tiene que $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ [H/m].
- Conductividad eléctrica (σ): la cual indica la capacidad de un medio de permitir el paso de corriente eléctrica. Sus unidades son [S/m]=[1/ Ωm].
- Resistividad eléctrica (ρ): la cual indica la capacidad de un medio de oponerse al paso de corriente eléctrica. De forma simplificada se asume que es igual al inverso de la conductividad:

$$\rho = \frac{1}{\sigma}[\Omega m]. \quad (42)$$

- Permitividad eléctrica (ϵ): la cual indica la capacidad de un medio de polarizarse. Para el vacío se tiene que $\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$ [F/m].

Habiendo explicado estas propiedades se puede entonces introducir las relaciones constitutivas:

$$\vec{B} = \mu \vec{H}, \quad (43a)$$

$$\vec{J} = \frac{\vec{E}}{\rho} = \sigma \vec{E}, \quad (43b)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E}. \quad (43c)$$

Ahora bien, no se pretende ahondar más en los fundamentos, consideraciones y tratamientos matemáticos y físicos que componen a las ondas electromagnéticas, ya que, además de ser un procedimiento extenso, no es el enfoque de este trabajo. Si el lector requiere y/o está interesado en el desarrollo matemático, se recomienda consultar *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol I y Vol II, de Nabighian (1988 y 1991). En este trabajo sólo se pretende introducir al lector a las bases de las propiedades y ecuaciones que permiten describir la propagación de las ondas electromagnéticas en un medio, así como el comportamiento del último ante éstas. Con esto en consideración, se proseguirá a describir entonces el método magnetotelúrico (MT), el cual, como se mencionó al inicio, ha sido el único estudio realizado en el Golfo de California y publicado hasta la fecha de realización de este trabajo.

El método MT mide las variaciones del campo eléctrico \vec{E} y magnético \vec{H} en función de la resistividad. El campo \vec{H} es el campo magnético terrestre variante en el tiempo, el cual se propaga induciendo corrientes telúricas (ley de Faraday), también conocidas como corrientes de Eddy, corrientes parásito o corrientes de Foucault, las cuales se presentan de manera conjunta a una diferencia de potencial, por lo que se forma un campo eléctrico \vec{E} . Las variaciones temporales del campo magnético \vec{H} se asocian principalmente a dos fenómenos:

- El movimiento de cargas libres encontradas en la ionosfera, las cuales se movilizan principalmente por actividad solar. La contribución de estas se presenta por debajo de 1 Hz (i. e., periodos mayores a 1 s).

- La actividad de tormentas eléctricas en todo el mundo, cuya respuesta se manifiesta por arriba de 1 Hz (i. e., periodos menores a 1 s).

Al incidir las ondas electromagnéticas en el subsuelo, se transmite parte de la energía y se manifiesta como corrientes telúricas, las cuales presentarán una densidad de corriente que varía inversamente con respecto a la resistividad del medio (ley de Ohm, ecuación 43b). La profundidad de penetración de las ondas electromagnéticas se establece por medio del parámetro denominado *skin-depth*, la cual varía directamente con respecto a la raíz del periodo y con respecto a la raíz de la resistividad. Lo último se debe a que, si se encuentra un medio conductivo (baja resistividad), la densidad de carga libre decae exponencialmente en función de la conductividad (ecuación de continuidad de carga, ecuación 44), es decir, el campo eléctrico decae rápidamente.

$$\frac{\partial Q_f}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{J} = -\sigma \frac{Q_f}{\epsilon}, \quad (44)$$

Donde $\nabla \cdot \vec{J} = \sigma \nabla \cdot \vec{E} = Q_f / \epsilon$ es la densidad de carga libre Q_f dividida por la permitividad del medio ϵ , \vec{J} es la densidad de corriente eléctrica producida por la carga libre en movimiento, ρ es la resistividad eléctrica y $\sigma = 1/\rho$ es la conductividad eléctrica.

La solución de la ecuación 44 se obtiene a continuación. Expresando el operador diferencial como D , se puede reescribir y desarrollar la ecuación de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} DQ_f &= -\frac{\sigma}{\epsilon}Q_f, \\ 0 &= (D + \frac{\sigma}{\epsilon})Q_f, \\ &\vdots \\ D &= -\frac{\sigma}{\epsilon}. \end{aligned}$$

De modo que la solución es:

$$Q_f = Q_0 e^{-\frac{\sigma}{\epsilon}t}, \quad (45)$$

donde Q_0 es la densidad de carga libre inicial.

Para los análisis MT se suele utilizar el tensor de impedancias Z_{ij} , el cual permite relacionar linealmente al campo eléctrico con el campo magnético, y que presenta una relación con la resistividad del medio:

$$E_i(\omega) = Z_{ij}(\omega)H_j(\omega), \quad (46a)$$

$$Z_{ij} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}, \quad (46b)$$

$$\rho_{xy_{ap}}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \quad (46c)$$

$$\rho_{yx_{ap}}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{yx}|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2. \quad (46d)$$

Donde ρ_{ap} es la resistividad aparente (calculada o estimada), ω es la frecuencia angular y μ es la permeabilidad magnética del medio (usualmente $\mu \approx \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$).

A partir del tensor de impedancias se puede analizar la dimensionalidad geoelectrica, esto es, la dirección respecto a la cual varía la resistividad. Cuando la resistividad varía sólo con la profundidad se dice que se tiene un medio 1D; si, al contrario, se tiene no sólo discontinuidad vertical, sino también una discontinuidad orientada en una dirección preferencial (denominada como *strike*), se dice que se tiene un medio 2D; y si se tiene una variación de resistividad en tres direcciones, no existe un strike, y se dice que se tiene un medio 3D. Con base en esto se busca la orientación del vector de impedancias respecto al strike, por lo que se tienen dos modos: el modo transverso eléctrico (TE) y el modo transverso magnético (TM). El modo transverso electrico se obtiene cuando el campo eléctrico se mide paralelo al strike, y el modo transverso magnético se obtiene cuando el campo eléctrico es perpendicular al strike (i. e., el campo magnético es paralelo al strike).

Al encontrarse en un medio 1D, no habría variación de la resistividad en dirección horizontal, por lo que $|Z_{xy}| = |Z_{yx}|$. Además $Z_{xy} = Z_{TE}$ representa al modo transverso eléctrico y $Z_{yx} = Z_{TM}$ representa al modo transverso magnético. Al encontrarse en un medio 2D, la resistividad varía vertical y horizontalmente, por lo que $Z_{TE} \neq Z_{TM}$, obteniéndose una resistividad distinta para cada modo transverso.

Otra forma de analizar la dimensionalidad geoelectrica es por medio de diagramas polares del tensor de impedancias, los cuales reflejan la evolución del strike con la frecuencia (i. e., con la profundidad). En este método se grafican los valores de $|Z_{xy}|$ y de $|Z_{xx}|$, presentándose los siguientes casos: si se trata de un medio 1D, $|Z_{xx}| = 0$ (debido a que los campos son ortogonales y se propagan verticalmente) y $|Z_{xy}|$ dibuja un círculo en el diagrama polar; si se tiene un modelo 2D, entonces $|Z_{xx}| \neq 0$ (a menos de que se alinee o rote el tensor en dirección del strike, es decir, se tenga un modo transverso), dibujando una flor de cuatro hojas y $|Z_{xy}|$ dibuja un círculo o una elipse en el diagrama polar, donde el eje mayor de la elipse indica la dirección del strike; y en el modelo 3D, los diagramas presentan una flor de cuatro hojas asociada a $|Z_{xx}|$ distorsionada y una flor de dos hojas asociada a $|Z_{xy}|$ de igual manera distorsionada.

Lo anterior será de gran importancia al momento de analizar los estudios magnetoteléuricos presentados posteriormente en este trabajo.

6.3. Método Gravimétrico

“Gravity is the ballast of the soul, which keeps the mind steady.”
-Thomas Fuller

Al realizar un levantamiento gravimétrico, se busca la caracterización del subsuelo por medio de las variaciones del campo gravitacional de la Tierra, las cuales se originan debido a la diferencia de densidad entre las distintas rocas del subsuelo.

La ley de gravitación de Newton contiene la acción del campo gravitacional de un cuerpo. Esta ley expresa la fuerza de atracción que existe entre dos cuerpos con respectivas masas M y m , los cuales están separados por una distancia R :

$$\vec{F} = -\gamma \frac{Mm}{r^2} \vec{r}. \quad (47)$$

Donde $\gamma = 6.673 \times 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2/\text{kg}^2$ es la constante gravitacional. El signo negativo es por convención para que la dirección de la fuerza y del campo gravitacional sea en dirección hacia el centro del cuerpo de masa M .

La ecuación anterior se puede analizar de tres formas para expresar el campo gravitacional de alguno de los cuerpos: la primera es llevando al límite cuando la masa $m \rightarrow 0$; la segunda es separando la masa m de la ecuación, de modo que $\vec{F} = m(-\gamma M/r^2)\vec{r} = m\vec{g}$; y la tercera forma es igualando la ley de gravitación de Newton con la segunda ley de Newton $\vec{F} = m\vec{a} = m\vec{g}$, donde \vec{g} es la aceleración gravitacional (Kearey et al., 2013). En las tres formas se llega a lo mismo, esto es:

$$\vec{g} = -\gamma \frac{M}{r^2} \hat{r}, \quad (48)$$

Al estar realizando estudios gravimétricos en la superficie de la Tierra, se tendría entonces que M es la masa de la Tierra y r es el radio de la Tierra. A su vez, \hat{r} es el vector unitario que expresaría la dirección radial respecto a la Tierra, y el signo negativo indicaría por convención que el campo gravitacional es positivo hacia el centro de la Tierra. Usualmente se mide la componente vertical del campo gravitacional, por lo que al adentrarnos en la medición y procesamiento de los datos sólo expresaremos éste como g , siendo ésta la magnitud del campo.

Las dimensiones del campo gravitacional g son $L \cdot T^{-2}$, iguales que las de la aceleración. En el SI las unidades del campo gravitacional se expresan en m/s^2 , sin embargo, debido a las variaciones tan pequeñas del campo en la exploración geofísica, se suele emplear el *Gal*, donde $\text{Gal} = \text{cm}/\text{s}^2 = 10^{-2}\text{m}/\text{s}^2$; y es aún más común expresar las mediciones en $\text{mGal} = 10^{-5}\text{m}/\text{s}^2$.

Ahora bien, usualmente se habla del potencial gravitacional U . El potencial gravitacional es, por definición, el trabajo por unidad de masa necesario para desplazar una partícula que se encuentra en el infinito hasta el punto de observación. Evidentemente, al encontrarse el punto de observación en el infinito, el potencial sería cero, ya que la partícula se encuentra ya donde el punto de observación; a su vez, si el punto de observación se encuentra en el origen, la energía para desplazar la partícula desde el infinito hasta el punto de observación sería inconmensurable (tendería a infinito). Es decir, $U(r=0) \rightarrow \infty$ y $U(r=\infty) \rightarrow 0$. Esta definición con las condiciones ligadas a la misma son importantes en el desarrollo teórico y matemático, sin embargo, no nos encargaremos de ahondar en estos en este trabajo, ya que ese no es el fin, sin embargo, matemáticamente el potencial se expresaría como:

$$U = \int_{\infty}^r \vec{g} \cdot d\vec{r} = -\gamma M \int_{\infty}^r \frac{1}{r^2} \hat{r} \cdot d\vec{r} = \gamma M \int_{\infty}^r \frac{1}{r^2} dr = -\gamma \frac{M}{r} \Big|_{r=\infty}^{r=r} = -\gamma \frac{M}{r}. \quad (49)$$

La relación entre el potencial gravitacional y el campo gravitacional se expresa a continuación:

$$\vec{g} = -\nabla U. \quad (50)$$

Donde ∇U indica el gradiente del potencial. Esta relación, de acuerdo al teorema de Helmholtz, indica que el campo gravitacional es un campo conservativo.

Para definir una superficie equipotencial (Kearey et al, 2013) se buscan regiones en el espacio donde U sea constante. Referente a la Tierra se tiene el *geoide*, el cual representa la

superficie equipotencial más conocida de la Tierra, y se manifiesta de manera perpendicular al campo gravitacional y coincide con el nivel del mar. Sobre esta superficie equipotencial, por definición del potencial, no se requeriría ningún trabajo para desplazar una partícula. El geode además se asocia o sigue al elipsoide, el cual es la forma geométrica sencilla aproximada de la Tierra.

Como se mencionó anteriormente, el método gravimétrico se basa en las variaciones del campo gravitacional derivadas de las variaciones de la densidad en el subsuelo. Hasta este punto no se ha mencionado o expresado explícitamente a la densidad para el cálculo del campo gravitacional ni del potencial, sin embargo, se ha encontrado constantemente con la masa; si bien la masa no es una propiedad intrínseca de la materia, la densidad sí lo es, y ésta presenta una relación directa con la masa $\rho = m/V$, donde ρ es la densidad, m es la masa y V el volumen del objeto. Además de esto, se puede considerar la contribución de elementos de masa, los cuales, si son lo suficientemente pequeños, permitirán expresar el potencial y el campo como una integral de masa (o, al tener la relación de ésta con la densidad y el volumen, como una integral de volumen):

$$U = -\gamma \int \frac{1}{r} dm = -\gamma \int_V \frac{\rho}{r} dV. \quad (51)$$

$$\vec{g} = -\gamma \int \frac{1}{r^2} dm = -\gamma \int_V \frac{\rho}{r^2} \hat{r} dV \quad (52)$$

En este caso el vector \hat{r} define el vector de posición relativa, el cual indica el vector de posición entre el elemento diferencial de masa/volumen y la posición de observación, ambos referenciados al origen; y r se define como el módulo de este vector. Por medio del teorema del coseno se puede expresar el módulo (magnitud) de este vector como se presenta a continuación:

$$\begin{aligned} \vec{r} &= \vec{r}^0 - \vec{r}', \\ r &= \|\vec{r}\| = \left\| \vec{r}^0 - \vec{r}' \right\| = \sqrt{r^{0^2} + r'^2 - 2r^0 r' \cos\phi}, \\ \hat{r} &= \frac{\vec{r}}{r}. \end{aligned}$$

Donde \vec{r}^0 representa el vector de posición del origen al punto de observación, denominándose las coordenadas como *coordenadas de campo*; \vec{r}' representa el vector de posición del origen a la fuente (objeto), denominando las coordenadas que lo conforman como *coordenadas de cuerpo*; \vec{r} es el vector de posición relativo, el cual expresa el vector de posición de fuente a campo (del objeto al punto de observación); r es la magnitud de este último; r^0 es la magnitud del vector de coordenadas de campo; r' es la magnitud del vector de coordenadas de campo; ϕ es el ángulo que se forma entre \vec{r}^0 y \vec{r}' ; y \hat{r} es el vector de posición relativo unitario.

Si por medio del teorema del binomio (ecuación 53) se realiza una expansión del factor $1/r$ del potencial, se puede atribuir distintos efectos a los términos de la expansión, los cuales no se discutirán en este trabajo, sin embargo, son de importancia ya que permiten expresar el potencial gravitacional en términos del ángulo ϕ , el cual se asocia con la latitud de la

Tierra y distinguir los efectos de mayor importancia. Además, a partir de esta expansión y simplificación (al sólo considerar los términos de mayor influencia o interés) se puede obtener una fórmula aproximada y relativamente sencilla del campo gravitacional aproximando la Tierra a un elipsoide, a la cual se le debe de añadir el efecto de rotación (potencial centrífugo) y considerar el efecto del achatamiento de la Tierra. A esta aproximación se le conoce como *gravedad teórica* o *gravedad normal*, la cual se expresará más adelante.

$$(a + b)^n = a^n + na^{n-1}b + \frac{1}{2!}n(n-1)a^{n-2}b^2 + \frac{1}{3!}n(n-1)(n-2)a^{n-3}b^3 + \dots \quad (53)$$

En un levantamiento gravimétrico se toma la medida de la gravedad, la cual variará horizontalmente debido a la latitud y a los cambios de la densidad del subsuelo. En teoría el valor de la lectura en un punto determinado debería ser igual a un valor teórico (gravedad teórica o normal), sin embargo, debido a que esta gravedad teórica se calcula para el elipsoide, hay una diferencia en el radio (altura) entre el elipsoide y el punto de observación, lo que a su vez implica una diferencia en la cantidad de masa (densidad). Por lo que se debe de realizar una serie de procesos y correcciones antes de poder interpretar los datos de gravedad.

Se le denomina como *anomalía gravimétrica* a la diferencia entre un valor de gravedad de referencia y la lectura de gravedad. La anomalía de Bouguer completa suele ser la mejor (con mayores consideraciones y correcciones) anomalía gravimétrica que se puede alcanzar para la interpretación. Ésta engloba las correcciones que se explicarán brevemente a continuación.

- Correcciones sobre la lectura (gravedad observada):
 - Deriva instrumental (C_D): esta corrección expresa la variación de las lecturas con el paso del tiempo, derivada de la constante tensión y deformación permanente (recuperación elástica no perfecta) del resorte del gravímetro.
 - Corrección por marea o corrección lunisolar (C_{marea}): se toma en cuenta el efecto en el campo gravitacional debido a la interacción entre la Tierra, el Sol y la Luna.

De esta forma se tiene una gravedad observada:

$$g_{obs} = g_{lectura} - C_D - C_{marea}. \quad (54)$$

- Gravedad teórica:
 - Corrección por latitud: ésta define el valor del campo gravitacional en un elipsoide (forma aproximada de la Tierra) en función de la latitud. La fórmula para obtenerlo se ha modificado con el transcurso de los años, sin embargo, se presenta a continuación la fórmula más reciente (Hinze et al., 2005), la fórmula de Somigliana:

$$g_T [mGal] = 978032.67715 \left(\frac{1 + 0.001931851353}{\sqrt{1 + 0.0066943800229 \sin^2 \phi}} \right). \quad (55)$$

Donde ϕ es la latitud.

- Corrección por altura o corrección de aire libre: debido a que la corrección por latitud expresa el valor del campo gravitacional en el elipsoide, se debe de corregir ésta en función de la altura a la cual se haya realizado la lectura. La gravedad varía de acuerdo al inverso del cuadrado de la distancia (ecuación 48), por lo que es importante considerar la elevación de la medición; la tasa de cambio del campo gravitacional con la distancia es igual a:

$$\begin{aligned}\frac{\partial g}{\partial R} &= \gamma M \frac{\partial}{\partial R} \frac{1}{R^2} \\ &= -2\gamma \frac{M}{R^3} = -\frac{2}{R}g \\ &\approx -0.3086 \left[\frac{mGal}{m} \right] \text{ para } g(\phi = 45^\circ).\end{aligned}$$

De modo que la corrección por altura es aproximadamente:

$$C_{AL} [mGal] = -0.3086h. \quad (56)$$

Donde h es la altura elipsoidal en metros.

- Corrección de Bouguer: hasta ahora se ha corregido la elevación a la cual se toma la medida, sin embargo, la corrección por altura no considera la masa que existe entre el elipsoide y la estación, por lo que para considerar esta masa se emplea el efecto gravitacional de un estrato horizontal de densidad ρ (en g/cm^3) y espesor igual a la altura elipsoidal h (en m):

$$C_B [mGal] = 0.04193h\rho, \quad (57)$$

- Corrección topográfica o corrección de terreno (C_T): ésta considera el efecto de los altos y bajos topográficos que rodean la estación de medida. Debido a que en la corrección de Bouguer se considera un estrato horizontal uniforme, se omite el efecto de los altos topográficos en relación a la estación y el de los bajos topográficos que se encuentran ausentes de la masa asignada en el estrato; para ambos casos se tiene un efecto que debe ser sustraído, ya que se consideró en la corrección de Bouguer el efecto de cuerpos ausentes (bajos topográficos), y los cuerpos relacionados a altos topográficos ocasionan una atracción contraria a la que existe entre el resorte del gravímetro y el terreno que le subyace, lo cual no considera la corrección de Bouguer.

De esta forma, se tiene una gravedad teórica o de referencia:

$$g_{teo} = g_T - C_{AL} - C_B - C_T. \quad (58)$$

De forma general, se debe observar la diferencia entre la lectura y un modelo teórico:

$$\Delta B_C = g_{obs} - g_{teo} = g_{obs} - (g_T - C_{AL} - C_B - C_T). \quad (59)$$

Donde ΔB_C es la anomalía de Bouguer completa, g_{obs} es la lectura corregida por deriva instrumental y por los efectos lunisolares (marea) y g_{teo} es la gravedad teórica o de referencia.

Adicionalmente se puede hacer una corrección atmosférica para eliminar el efecto de la columna de aire sobre la estación, sin embargo, no se menciona el uso de ésta en los estudios presentados en este trabajo.

6.4. Resultados de los estudios realizados en la zona

De manera regional Di Luccio et al. (2014) realizaron la medición y análisis de la dispersión de ondas Rayleigh, para así generar mapas de velocidades de grupo que pueden ser invertidos para la caracterización de la velocidad de la onda de corte. Su objetivo era la construcción y análisis de la estructura de velocidades sísmica. La adquisición de los datos se obtuvo por medio de la red sísmica NARS-Baja (**Figura 6.3**), seleccionando 76 eventos sísmicos con una magnitud de momento $4.2 < M < 6.5$ acontecidos entre el 29 de octubre de 2002 y el octubre 23 de 2007.

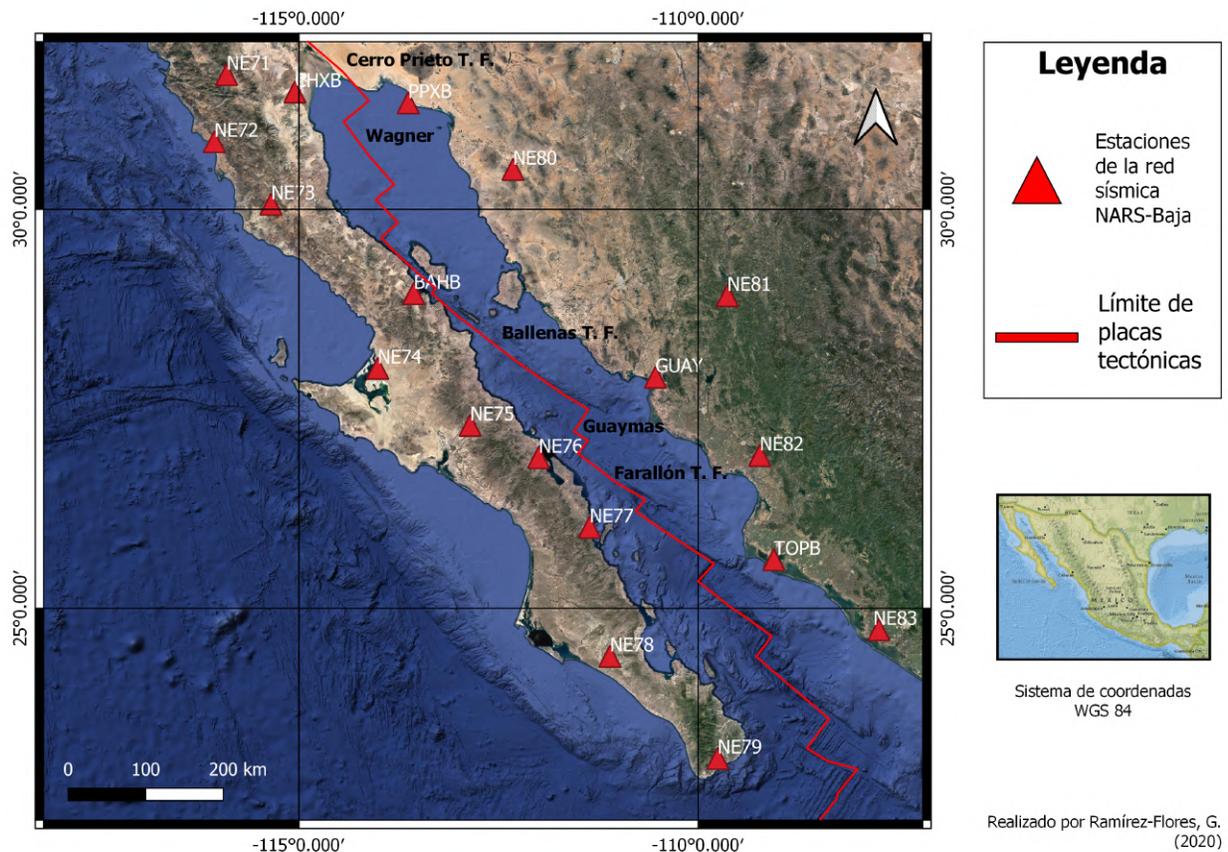


Figura 6.3: Red sísmica NARS-Baja.

Se marcan las estaciones con su nombre correspondiente de la red sísmica NARS-Baja. La localización de las estaciones se recuperó de Southern California Earthquake Data Center (SCEDC, 2013). Las siglas T. F. se refieren a fallas transformantes.

La velocidad de fase se define como la velocidad a la cual una onda se propaga, sin embargo, al presentarse una superposición de ondas con distintas fases es conveniente emplear la velocidad de grupo. La velocidad de grupo se puede definir como la velocidad a la cual la forma de onda (la envolvente) se propaga, mientras que la velocidad de fase define la velocidad de propagación de cada armónico que compone la onda (i. e., la velocidad individual de cada onda); es evidente que existe una relación entre éstas, la cual se expresa en la ecuación 60. Di Luccio et al. (2014) afirman que la velocidad de grupo es más sensible que la velocidad

de fase, además de presentar una menor influencia por efectos de la fuente.

$$U = \frac{\partial \omega}{\partial k} = v_f + k \frac{\partial v_f}{\partial k}. \quad (60)$$

Donde U es la velocidad de grupo, $v_f = \omega/k$ es la velocidad de fase, ω es la frecuencia angular y k es el número de onda.

Se analizó el cociente señal-ruido de las señales obtenidas de los sismogramas, para así evaluar la calidad de éstas. Posteriormente los autores convirtieron la señal en una serie estacionaria (sustrayendo la media y la tendencia) y deconvolucionaron la señal para eliminar la respuesta del instrumento. Habiendo realizado esto, se computaron las curvas de dispersión y la velocidad de grupo de las ondas superficiales.

Posteriormente se calcularon los trayectos de los rayos de onda para verificar la anisotropía de la zona y considerarla, ya que la anisotropía, de acuerdo a Di Luccio et al. (2014), es un factor que afecta la determinación de las curvas de dispersión. Debido a que los trayectos de rayos no se distribuyen uniformemente de manera acimutal, se debería de hacer una corrección de anisotropía acimutal en los mapas de las velocidades de grupo (Di Luccio et al., 2014). Sin embargo, Di Luccio et al. (2014) mencionan que diversos autores han determinado una baja o nula anisotropía en el Golfo de California, y ellos mismos obtuvieron una baja anisotropía de acuerdo a la ecuación 61, para lo cual se dividió el área en una malla o mapa acimutal.

$$\chi = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n f_i}{f_{max}}. \quad (61)$$

Donde n es el número de divisiones o celdas en el mapa, f_i es la densidad de rayos dentro de la celda i del mapa y f_{max} es la máxima densidad de rayos que se encuentran en cualquiera de las celdas del mapa.

Los resultados de Di Luccio et al. (2014) indican una densidad acimutal de rayos no uniforme, con valores de $\chi < 0.3$, lo cual mencionan que indica una mala estimación de la anisotropía, por lo que no fue tomada en cuenta para hacer una corrección.

Di Luccio et al. (2014) computaron las velocidades de grupo de la onda Rayleigh para distintos periodos, y encontraron que entre 12 y 80 s se encontraba la mayor densidad de rayos, lo cual es de gran importancia al momento de la interpretación, ya que los mapas de velocidad de grupo para estos periodos serán los más fidedignos.

Las velocidades para distintos periodos permitieron la formación de tomografías; obteniéndose la tomografía por medio de la matriz de velocidad de grupo y un kernel definido por los autores, el cual está en función del trayecto del rayo y de la celda en cuestión, así como del periodo y de la velocidad de grupo. En la **Figura 6.4** se reporta en el primer renglón la distribución de la velocidad de grupo de las ondas Rayleigh para distintos periodos (15 s, 30 s y 50 s), así como el error relativo (segundo renglón), el cual representa la desviación estándar respecto a la velocidad promedio (es decir, la desviación estándar en términos de porcentaje de la velocidad promedio). Por último, en el tercer renglón de la figura, se reportan los números de rayos sísmicos.

Como se observa en la Figura 6.4, el error relativo es mayor para el periodo de 15 s, lo cual se debe a que la densidad de rayos es menor para bajos periodos, como se mencionó anteriormente. Este periodo refleja la estructura somera de la corteza, la cual se observa que

presenta una baja velocidad de grupo en el norte y centro del Golfo de California, y una mayor velocidad en el sur. Mientras que el periodo de 30 s refleja la estructura profunda de la litosfera, la cual se observa en el mapa que es más heterogénea que para periodos cortos, y se hace énfasis en la zona de baja velocidad en el centro del Golfo de California, donde se encuentra la cuenca Guaymas. Por último, el periodo de 50 s refleja la estructura del manto superior, en la cual se observa una velocidad baja más continua y suavizada. Para reforzar los resultados, Di Luccio et al. (2014) compararon las tomografías de velocidad de grupo con los resultados obtenidos por otros autores para la velocidad de fase en los mismos periodos presentados; encontrando una buena correspondencia para los periodos de 15 s y de 50 s, aunque no fue el mismo caso para el periodo de 30 s, donde los resultados aquí presentes exhiben una mayor variabilidad, difiriendo a excepción de la zona de baja velocidad de la cuenca Guaymas. También mencionan los autores que a mayor profundidad en el manto (> 60 s) el número de rayos también es muy bajo, por lo que el error también es elevado y con mayor incertidumbre para la interpretación. Además, atribuyen el efecto de la baja velocidad de grupo en el centro del Golfo, el cual está presente para todos los periodos, a la Falla Transformante Ballenas, la cual es la falla principal activa actualmente en el Golfo. De igual forma se observa en todos los periodos presentados una baja velocidad en la parte norte del Golfo, entre la parte más oriental de Baja California y el oeste de la falla Cerro Prieto (ver Figura 6.3 para las localización de la falla).

Posteriormente Di Luccio et al. (2014) realizaron la inversión de los mapas de las tomografías para obtener la velocidad de onda de corte V_s , considerándose que la velocidad de grupo se puede expresar como una función dependiente de la velocidad de fase v_f , la variación de la velocidad de fase respecto al periodo T , la frecuencia angular ω y un parámetro m (el cual puede asumirse como el espesor de la corteza, o la velocidad de la onda P, o la velocidad de la onda de corte V_s). De igual forma, la velocidad de fase dependerá del parámetro m y de la frecuencia angular ω .

$$U = f \left(v_f, \frac{\partial v_f}{\partial T}, \omega, m \right). \quad (62)$$

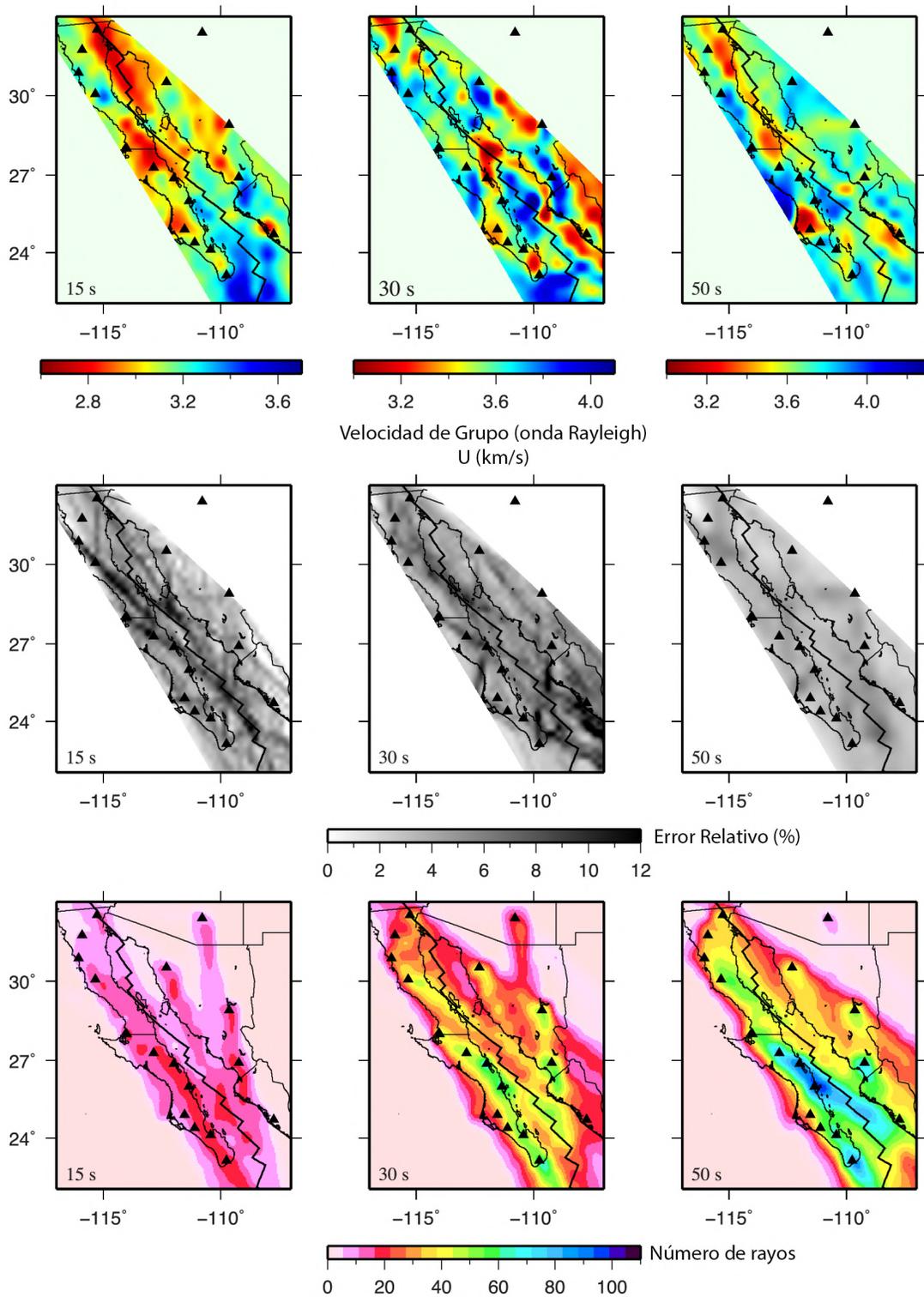


Figura 6.4: Tomografía de la velocidad de grupo de ondas Rayleigh en el Golfo de California. Se muestra el mapa de la velocidad de grupo de las ondas Rayleigh (U), así como el error relativo y el número de rayos para distintos periodos. *Modificado de Di Luccio et al. (2014).*

Di Luccio et al. (2014) realizaron la inversión de la onda de corte por medio de un proceso iterativo, el cual afirman que no depende del modelo de velocidades inicial, y que requiere como máximo 20 iteraciones al emplear un factor de amortiguamiento de 3 (el cual afecta en la velocidad de convergencia del método de inversión). El método consistía en el uso de mínimos cuadrados, ingresando con un modelo inicial y calculando la curva de dispersión del mismo, la cual será comparada con la curva de dispersión observada, redefiniendo los parámetros del modelo inicial hasta que la curva calculada se ajuste con la curva de dispersión observada. Los autores realizaron la inversión del parámetro m para la velocidad de la onda de corte y para el espesor de la corteza.

A continuación se presentan en la **Figura 6.5** los mapas de velocidad de onda de corte V_s para distintas profundidades, obtenidos a partir de la inversión de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo de las ondas Rayleigh. Entre 10 y 20 km se observa que la velocidad de la onda de corte aumenta de norte a sur en el Golfo de California, lo cual, mencionan Di Luccio et al. (2014), probablemente refleje las diferencias en los espesores sedimentarios de las cuencas del Golfo. Para profundidades de 20 a 30 km, se está caracterizando la corteza continental, en la cual se resaltan dos zonas de muy baja velocidad: al norte del Golfo, englobando a la cuenca Wagner, y en el centro del Golfo, englobando la parte norte de la cuenca Guaymas. Estas zonas de baja velocidad pueden reflejar áreas de mayor adelgazamiento, áreas de mayor temperatura o zonas de debilidad en la corteza. Estas zonas anómalas de velocidad se manifiestan hasta alcanzar los 50-90 km. Pasando los 30 km, se considera que se caracteriza el manto superior, y se observa que en el norte, centro, sur y en la entrada del Golfo se tienen zonas anómalas de baja velocidad, las cuales son más bajas en el centro y sur. Estas zonas de baja velocidad se han asociado por distintos autores a corrientes convectivas del manto, es decir, reflejan la ascensión de la astenosfera.

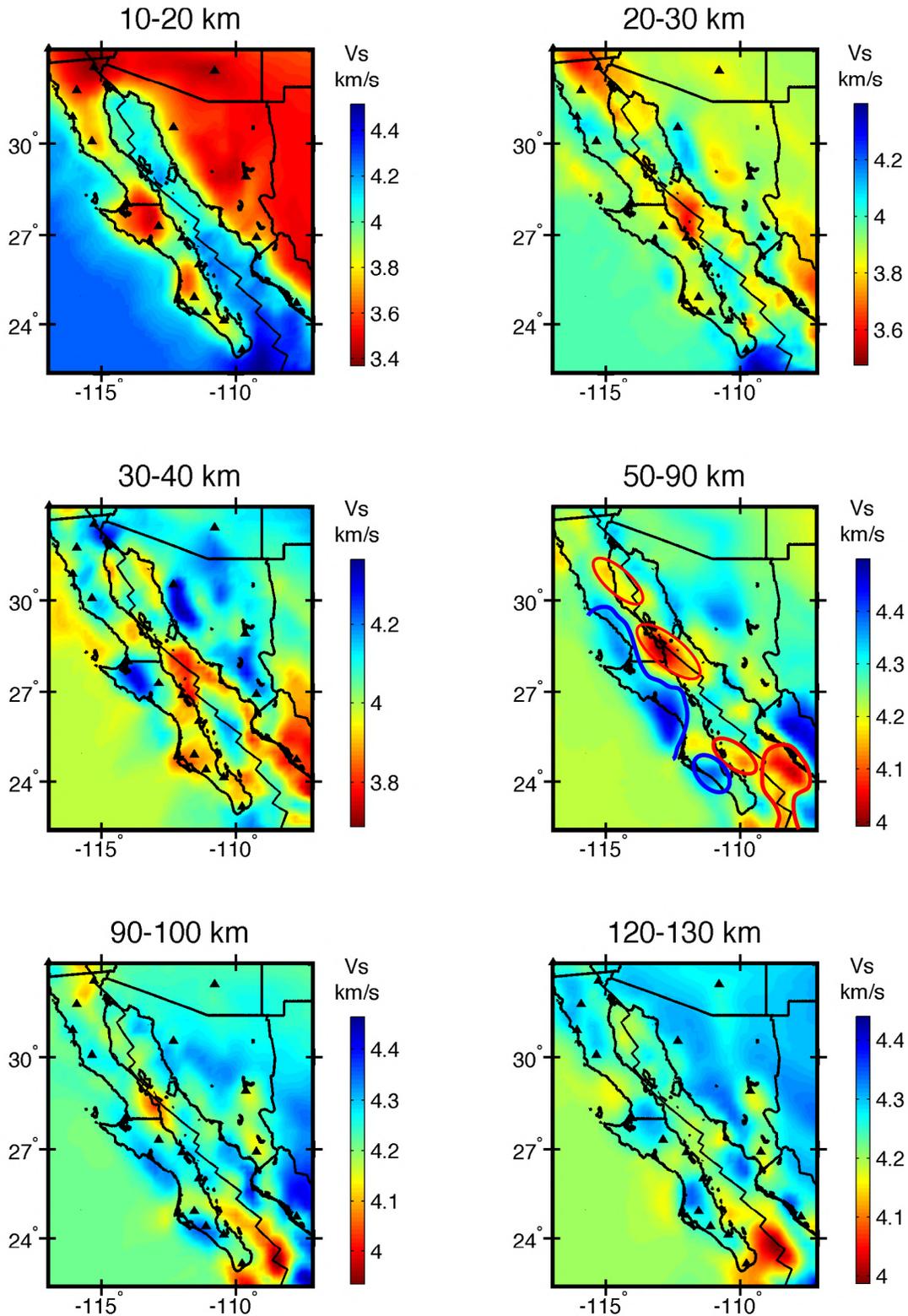


Figura 6.5: Mapas de velocidad de onda de corte en el Golfo de California. Se muestra el mapa de la velocidad de onda de corte para distintas profundidades, obtenidos de la inversión de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh. Recuperado de *Di Luccio et al. (2014)*.

En la cuenca Wagner se encuentran grandes espesores sedimentarios, los cuales hacen poco factible la penetración y estudio por debajo de estos mediante métodos sísmicos, ya que la energía de las ondas sísmicas es disipada rápidamente impidiendo una alta profundidad de investigación. Anteriormente se había presentado un perfil sísmico realizado por Persaud et al. (2003), Figura 5.1. En el levantamiento sísmico de reflexión los autores emplearon un streamer de 48 canales con una extensión de 600 m, un intervalo de muestreo de 1 ms y un tiempo de medida de 2 a 3 s. El procesamiento de los datos, de acuerdo a Perseud et al. (2003), consistió en: edición de trazas, corrección NMO (con análisis de velocidades) y apilamiento (stacking), corrección por divergencia esférica (también conocido como corrección por expansión geométrica), deconvolución predictiva, migración f-k (también conocida como stolt), filtrado de la señal y aplicación de ganancia.

Perseud et al. (2003) realizaron perfiles sísmicos al norte del Golfo de California, sin embargo, a pesar del procesamiento y de la calidad de los datos, no fue posible superar el espesor sedimentario en la cuenca Wagner ni en la cuenca Consag (Figura 5.1). Sin embargo, se pudo realizar una interpretación estructural de la cuenca, en la que se destaca un gran conjunto de fallas, presentándose una mayor densidad de fallas hacia el SE. No se puede observar la presencia de cuerpos intrusivos ni del basamento.

Para abordar el problema de la caracterización profunda de la cuenca Wagner se realizó un estudio magnetotelúrico (MT) por Esquivel et al. (2020). El método MT utiliza ondas de origen natural que incluyen bajas frecuencia, lo que permite profundizar más allá de la capa sedimentaria de gran espesor de la cuenca.

El estudio MT presentado por Esquivel et al. (2020) de la cuenca Wagner fue realizado en 2015, obteniéndose datos en 10 estaciones (con un espaciamiento variable entre 7 y 15 km, sólo que los datos de la estación 8 no pudieron recuperarse) a lo largo de un perfil SWW-NEE (azcímulo de 65°) de 80 km, mediante un sistema magnetotelúrico diseñado por Scripps Institution of Oceanography, obteniéndose una respuesta entre los 0.12 s y los 6000 s (Esquivel et al., 2020). El sistema magnetotelúrico permite las mediciones en el fondo marino, lo cual se conoce como un sistema de tipo *Ocean Bottom Electromagnetic (OBEM)*. Este sistema mide las variaciones horizontales de los campos eléctricos (E_x y E_y) y magnéticos (H_x y H_y). El mapa de la zona de estudio con las estaciones correspondientes se muestra en la **Figura 6.6**. En ésta se muestra en color rojo el perfil del levantamiento MT, sobre la que se marcan puntos negros que indican las estaciones. También se marca con una línea amarilla el perfil sísmico realizado por Persaud et al. (2003).

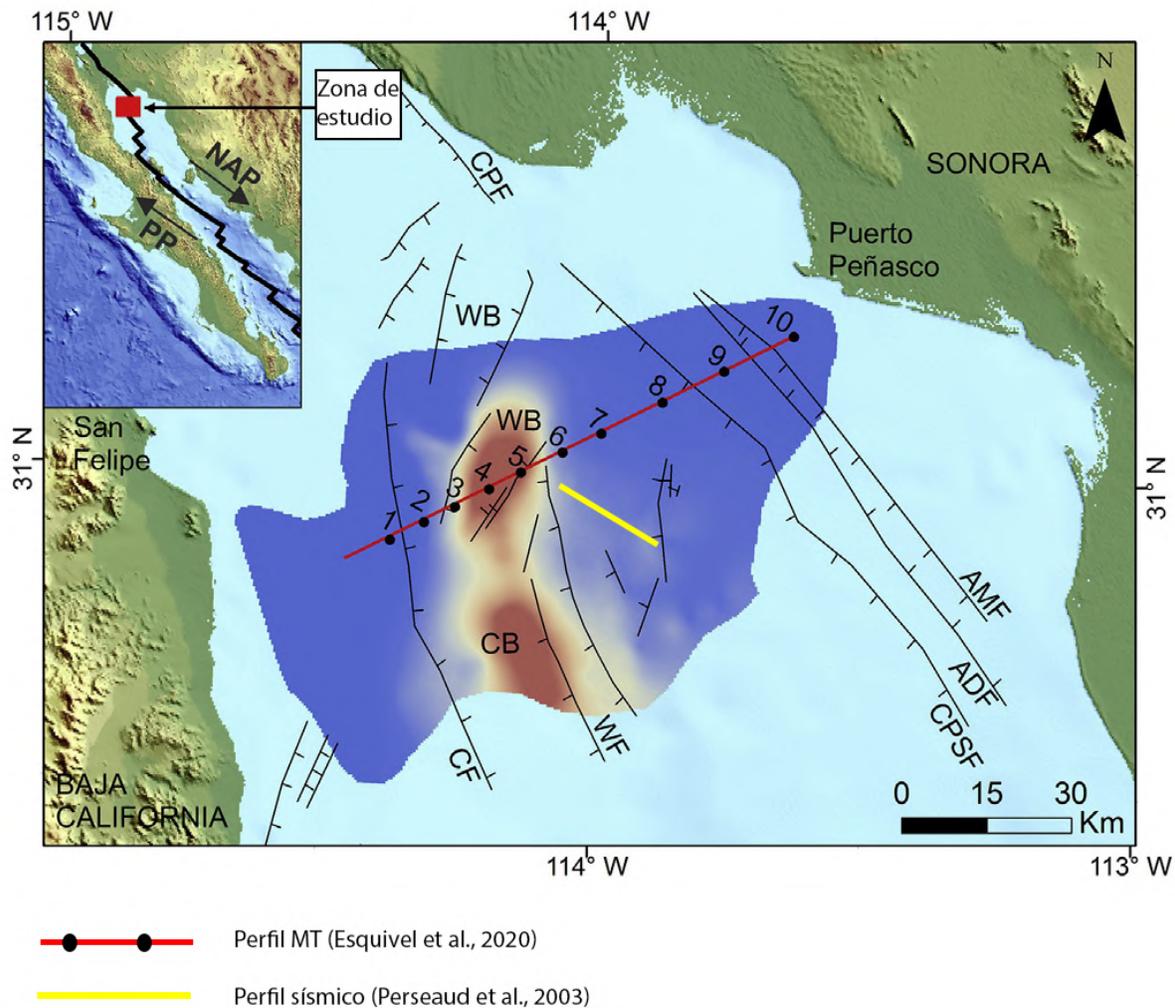


Figura 6.6: Mapa de los levantamientos geofísicos realizados en la cuenca Wagner. Se realizó en el área un levantamiento magnetotelúrico de 10 estaciones por Esquivel et al. en 2015 (color rojo), así como un levantamiento sísmico de reflexión por Persaud et al. (2003). Del levantamiento de reflexión únicamente se adquirió un perfil cercano a la cuenca Wagner, el cual se muestra con una línea de color amarillo. CF denota a la Falla Consag, WF a la Falla Wagner, CFP es la Falla Cerro Prieto, CPSF es la Falla Cerro Prieto del Sur, ADF es la Falla Adair, AMF es la Falla Amado, WB es la cuenca Wagner y CB es la cuenca Consag. *Modificado de Esquivel et al. (2020).*

De los estudios MT, se estimó el tensor de impedancias, de los cuales se calculó la resistividad aparente para el modo transversal eléctrico y transversal magnético, así como el tensor de fases, y se obtuvieron los diagramas polares para cada estación. Los diagramas polares se presentan en la **Figura 6.7** y en la **Figura 6.8** se presentan las resistividades aparentes y el tensor de fases para ambos modos transversales. Los modos TM (color rojo) y TE (color azul) se obtuvieron al rotar 65° el vector de impedancias, i. e., en dirección del perfil. En los diagramas polares se observa que de 0.12 a 0.40 s se tiene en casi todas las estaciones un

comportamiento relacionado a un modelo 1D, lo cual también se observa en las resistividades aparentes, las cuales varían de 0.3 a 3.3 Ωm . Posterior a los 0.40 s se presenta en algunos diagramas polares una distribución de resistividades 3D hasta alcanzar los 11 s, lo cual no es muy notorio en la resistividad aparente, y los autores infieren que este rango de periodos está contaminado de ruido debido a una baja coherencia entre los campos. De 11 s hasta 130 s se presentan formas de los diagramas polares asociadas a distribuciones 2D, lo cual se observa también en los respectivos periodos de la resistividad aparente, empezando a separarse la resistividad aparente para el modo TM y TE. Por último, posterior a 130 s, se presentan distribuciones de resistividad asociadas a modelos 3D, al igual que en la resistividad aparente, donde la gran separación entre modos se asocia a un modelo 3D.

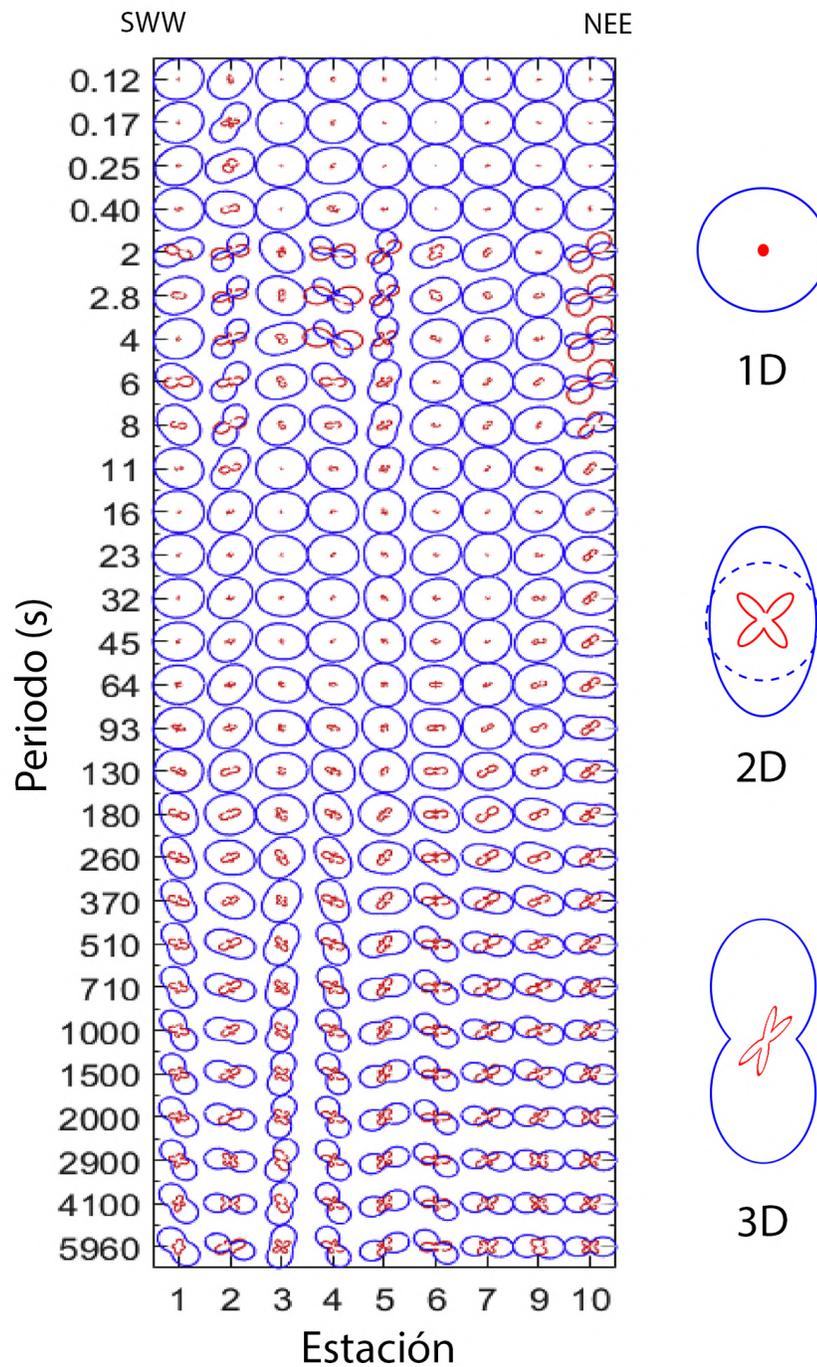


Figura 6.7: Diagramas polares del tensor de impedancias de la cuenca Wagner. Se muestran los diagramas polares del tensor de impedancias obtenidos por medio del método magnetotelúrico en la cuenca Wagner, realizado por Esquivel et al. (2020). Los diagramas corresponden a 10 estaciones, las cuales se midieron a lo largo de un perfil de 80 km (no fue posible recuperar los datos de la estación 8). Se muestra la evolución de los diagramas con la profundidad (periodo). En color azul se presenta $|Z_{xy}|$ y en rojo $|Z_{xx}|$. En la parte derecha se ejemplifican las formas típicas de los diagramas para distintos modelos dimensionales. Modificado de Esquivel et al. (2020).

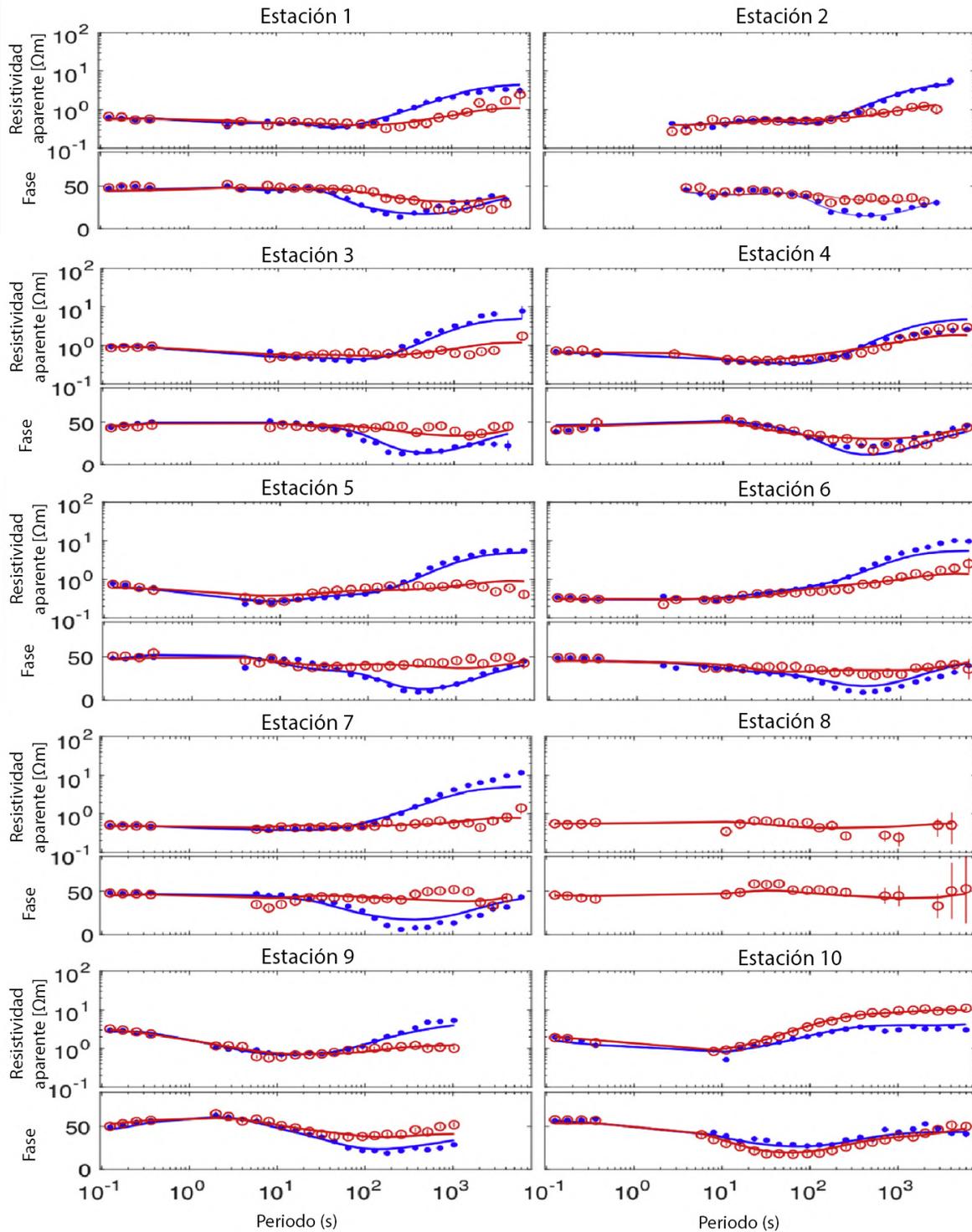


Figura 6.8: Resistividad aparente y tensor de fases de impedancia de la cuenca Wagner. Se muestra la variación de la resistividad aparente y del tensor de fases en función de la profundidad (periodo) para el modo transversal eléctrico (TE) en color azul y para el modo transversal magnético (TM) en color rojo para las estaciones correspondientes (no fue posible recuperar los datos de la estación 8). *Modificado de Esquivel et al. (2020).*

Posteriormente, Esquivel et al. (2020) realizaron la inversión de las resistividades aparentes obtenidos para los modos TM y TE, obteniéndose el modelo presentado en la **Figura 6.9**, en la cual los autores también presentan un perfil gravimétrico realizado por Pérez-Cruz en 1980 (Pérez-Cruz, 1982). Asimismo, en esta investigación se presentaba la interpretación de un perfil sísmico de reflexión cercano al levantamiento magnetotelúrico, sin embargo, debido a que, como se mencionó anteriormente, no se puede superar la columna sedimentaria con este método (como se observa en la Figura 5.1), se prefirió omitir éste. La profundidad que alcanzó la sísmica de reflexión se marca con una línea discontinua en el modelo de resistividad. En el modelo se observa la unidad geoelectrica denominada como conductor somero (SC), la cual presenta un espesor variable de 3 a 5 km, y una resistividad entre 0.1 y 3.3 Ωm , y que se asocia a los sedimentos que rellenan la cuenca y que están saturados con fluidos; lateralmente, entre la estación 7 y 8, así como entre la estación 8 y 9, se presenta una discontinuidad de esta unidad, lo cual se explica como una característica artificial introducida por la inversión, ya que de acuerdo a los autores el método de inversión tiende a introducir cuerpos resistivos someros cuando la separación entre estaciones es grande. También se observa la unidad geoelectrica denominada resistor profundo (DR), la cual se infiere corresponder a la resistividad del manto superior asociado a la placa del Pacífico, mientras que en el lado derecho, correspondiente a la placa Norteamericana, se presenta un manto superior más conductivo. Además se marca en el modelo otra unidad geoelectrica, el conductor profundo central (DCC), con una resistividad entre 2 y 6 Ωm , ubicado debajo del basamento de la cuenca en la estación 5, extendiéndose a profundidad con una inclinación hacia el NEE, y aparentando llegar hasta la estación 8 y 9. Comparando el modelo con el perfil gravimétrico, se observa que hay una anomalía “positiva” que se correlaciona con el DCC del modelo de resistividad. Esquivel et al. (2020) interpretan esta cuerpo conductivo como una zona donde se presenta fusión parcial del manto, es decir, una zona de creación de corteza oceánica, lo cual infieren debido al rango de valores de resistividad, a la extensión y a la localización de este cuerpo, encontrándose en el límite entre la placa Norteamericana y la placa del Pacífico.

Esquivel et al. (2020) también mencionan las mediciones de flujos de calor realizadas sobre el perfil MT, de las cuales los mayores flujos ($> 330mW/m^2$) se encuentran cercanos a las estaciones 5, 6 y 7, las cuales, como se observa en los gráficos de resistividad aparente (Figura 6.8), presentan la menor resistividad en bajos periodos (a niveles someros de profundidad). Por lo que los autores hacen énfasis en la correlación entre altos conductivos y altos flujos de calor, y mencionan que se deben extender los estudios respecto a estos.

Si bien se ha presentado un método para realizar una caracterización profunda de la cuenca Wagner, cabe presentar y complementar la información de la cuenca con otros estudios sísmicos que se han realizado en el área de la cuenca, permitiendo la caracterización de las zonas aledañas al depocentro. Dentro de este marco, se presentan los resultados del estudio realizado por Aguilar Campos (2007), el cual consiste en la caracterización estructural del norte del Golfo de California a partir de datos de sísmica de reflexión. El autor mencionado utilizó los datos proporcionados por PEMEX, los cuales fueron obtenidos entre 1978 y 1980 como parte del proyecto San Felipe-Tiburón. Los datos seleccionados por el autor mencionado constan de 12 líneas de sísmica de reflexión 2D marina, las cuales forman una malla ortogonal definida por líneas en dirección N30°W y S60°W, como se observa en la **Figura 6.10**. Las líneas sísmicas fueron obtenidas mediante cables de 2350 m con 48 canales espaciados cada

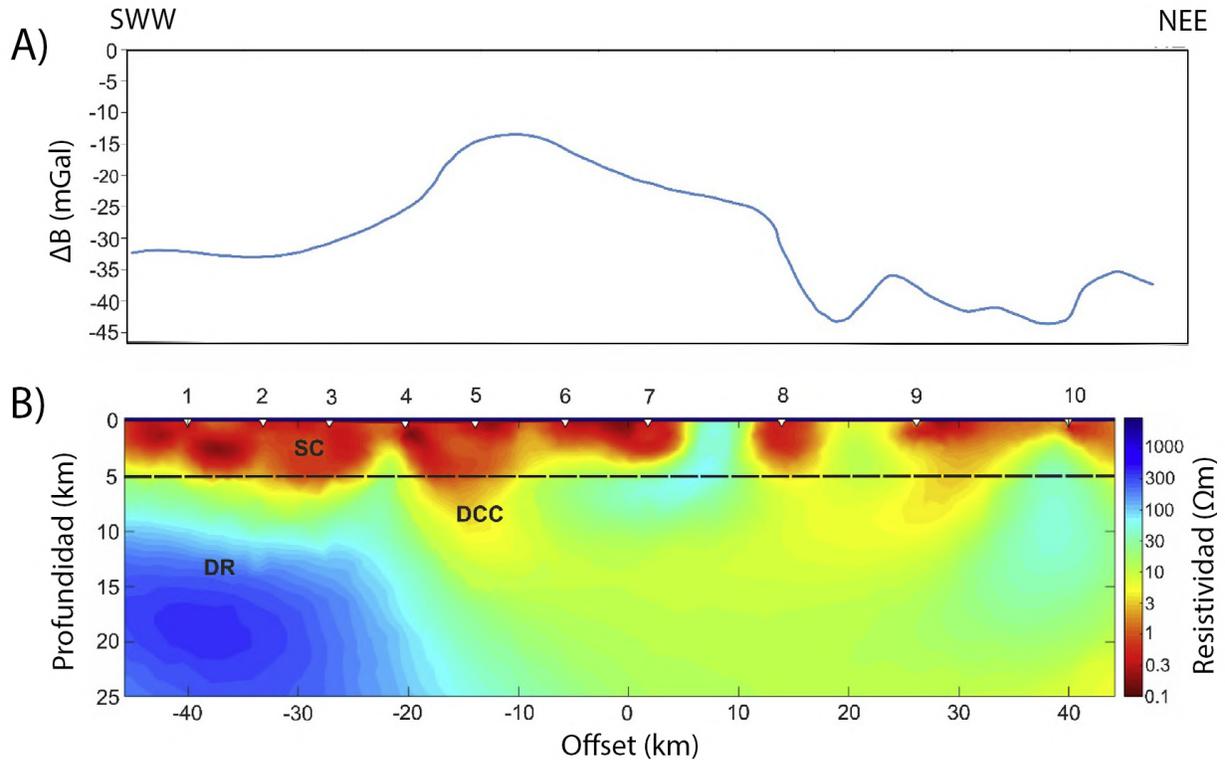


Figura 6.9: Perfil gravimétrico y modelo de resistividad de la cuenca Wagner.

El perfil gravimétrico fue realizado por Pérez-Cruz en 1980 (Pérez-Cruz, 1982), y el modelo de resistividad se obtuvo al invertir la resistividad aparente obtenida por los modos TM y TE del levantamiento magnetoteléurico realizado por Esquivel et al. en 2015. En el modelo se marca la profundidad que suele alcanzar la sísmica de reflexión (línea discontinua), además de distintas unidades geoelectricas: conductor somero (SC), resistor (DR) y conductor profundo central (DCC). *Modificado de Esquivel et al. (2020).*

50 m, empleando 7 cañones de aire como fuentes con un espaciamento de 25 m, un intervalo de muestreo fue de 2 ms y con una duración de grabación de 6144 ms, además de un offset inicial de 270 m (Aguilar Campos, 2007).

El procesamiento de los datos sísmicos que sigue el autor mencionado son los mismos expuestos en el capítulo 6.1. Una vez obtenido los datos procesados, se realizó la interpretación estructural individual de cada una de las líneas, haciendo énfasis en la gran cantidad de fallas (las cuales son semi paralelas y con un buzamiento mayor a 45°) y horizontes detectados. Posteriormente, Aguilar Campos (2007) decidió correlacionar estas características. En la **Figura 6.11** se muestra un ejemplo de la correlación de dos líneas (5040 en dirección $N30^\circ W$ y 5019 en dirección $S60^\circ W$, como se observan en la figura 6.10).

Como es evidente, el estudio realizado por Aguilar Campos abarca una mayor extensión de la cuenca, lo cual permite una mejor caracterización estructural de la zona. Como se ha mencionado, el gran espesor sedimentario no permite alcanzar el basamento mediante el uso de sísmica de reflexión, sin embargo, el autor mencionado al correlacionar las secciones sísmicas identificó distintas estructuras marcadas, las cuales enmarcan a la cuenca Wagner.

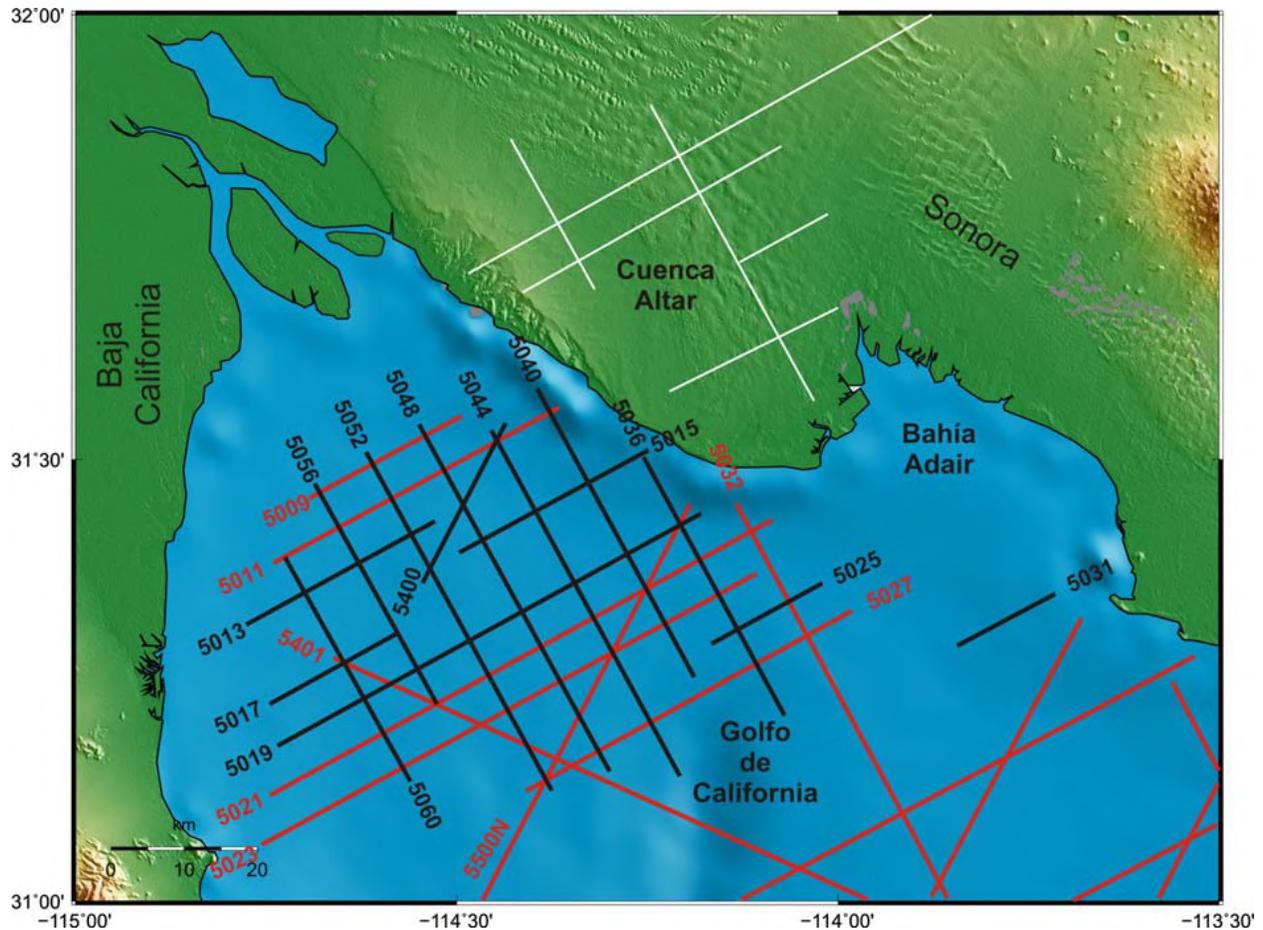


Figura 6.10: Mapa del área de estudio de reflexión sísmica realizado por PEMEX.

Se presenta en color rojo las líneas procesadas e interpretadas por el Instituto Mexicano del Petróleo, y en negro las líneas interpretadas por Aguilar Campos (2007). En blanco se marcan otras líneas sísmicas realizadas para el estudio de la cuenca Altar. *Recuperado de Aguilar Campos (2007).*

Si bien el autor obtuvo un mapa de las estructuras, éstas se presentan ya en la figura 6.6, por lo que se omitirá la interpretación estructural del autor. De igual manera, los datos obtenidos no alcanzaron la observación del basamento en la cuenca Wagner, sin embargo, se pudo identificar éste en las zonas aledañas hacia el este y oeste de la cuenca.

Así como se observó en el modelo de resistividad de la cuenca Wagner (figura 6.9), Aguilar Campos (2007) afirma que la capa sedimentaria de la cuenca Wagner alcanza una profundidad de ~ 6 km, lo cual correspondió a un tiempo de viaje doble de 5 s. Sin embargo, también identifica un segundo depocentro, el cual podría considerarse perteneciente a la cuenca Consag.

De igual forma menciona el autor que si se siguen los horizontes, se observa que se tiene una inclinación de las capas sedimentarias, las cuales son más somera en el noroeste de la cuenca, siguiendo a la falla Cerro Prieto, por lo que se puede inferir que el patrón de depósito siguió e indica la dirección de flujo del Río Colorado, ya que estos sedimentos provienen en su mayoría del delta del río (Aguilar Campos, 2007).

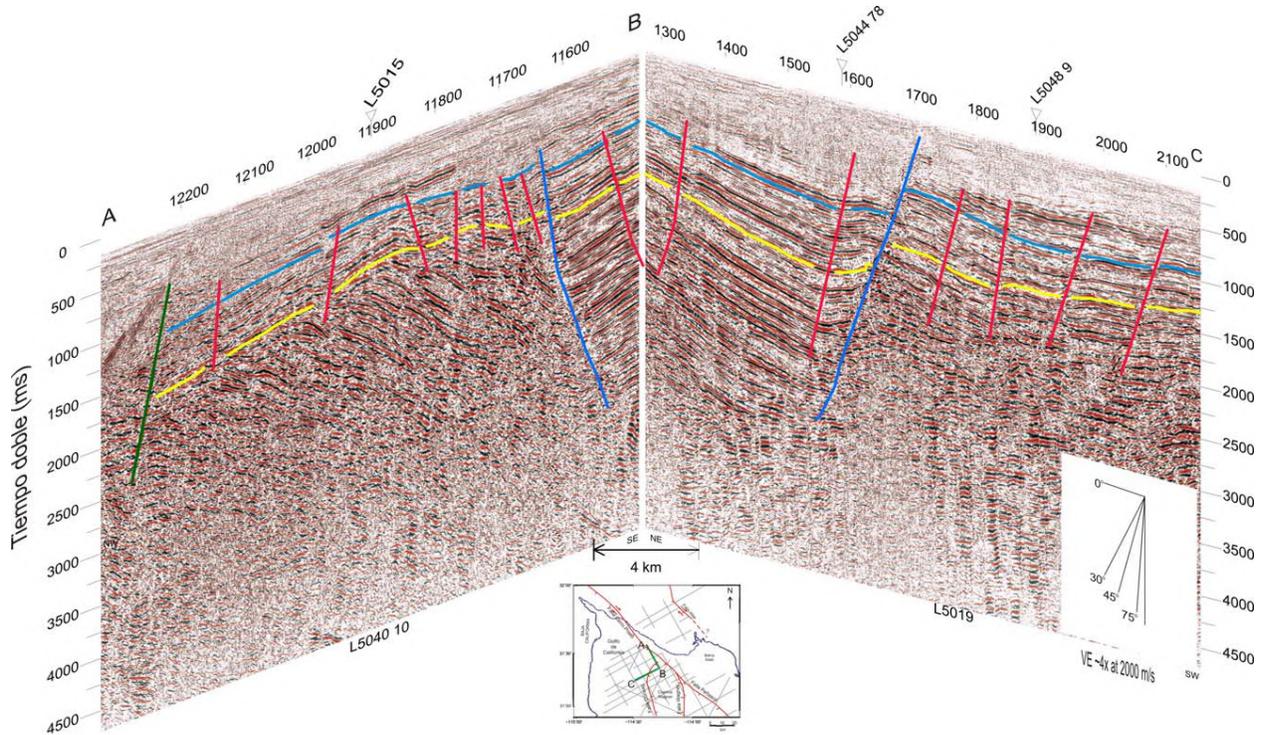


Figura 6.11: Secciones sísmicas correlacionables del proyecto San Felipe-Tiburon de PE-MEX.

Se marca en azul marino la falla Consag para ambas secciones, y los mismos horizontes identificados en éstas (color amarillo y azul). *Recuperado de Aguilar Campos (2007).*

El autor concluye que la cuenca Wagner podría considerarse como una cuenca pull-apart inmadura, debido a que las fallas Wagner y Consag no intersectan de manera perpendicular a la falla Cerro Prieto, la cual domina el movimiento lateral de la zona. El modelo final propuesto por el autor de presenta en la **Figura 6.12**.

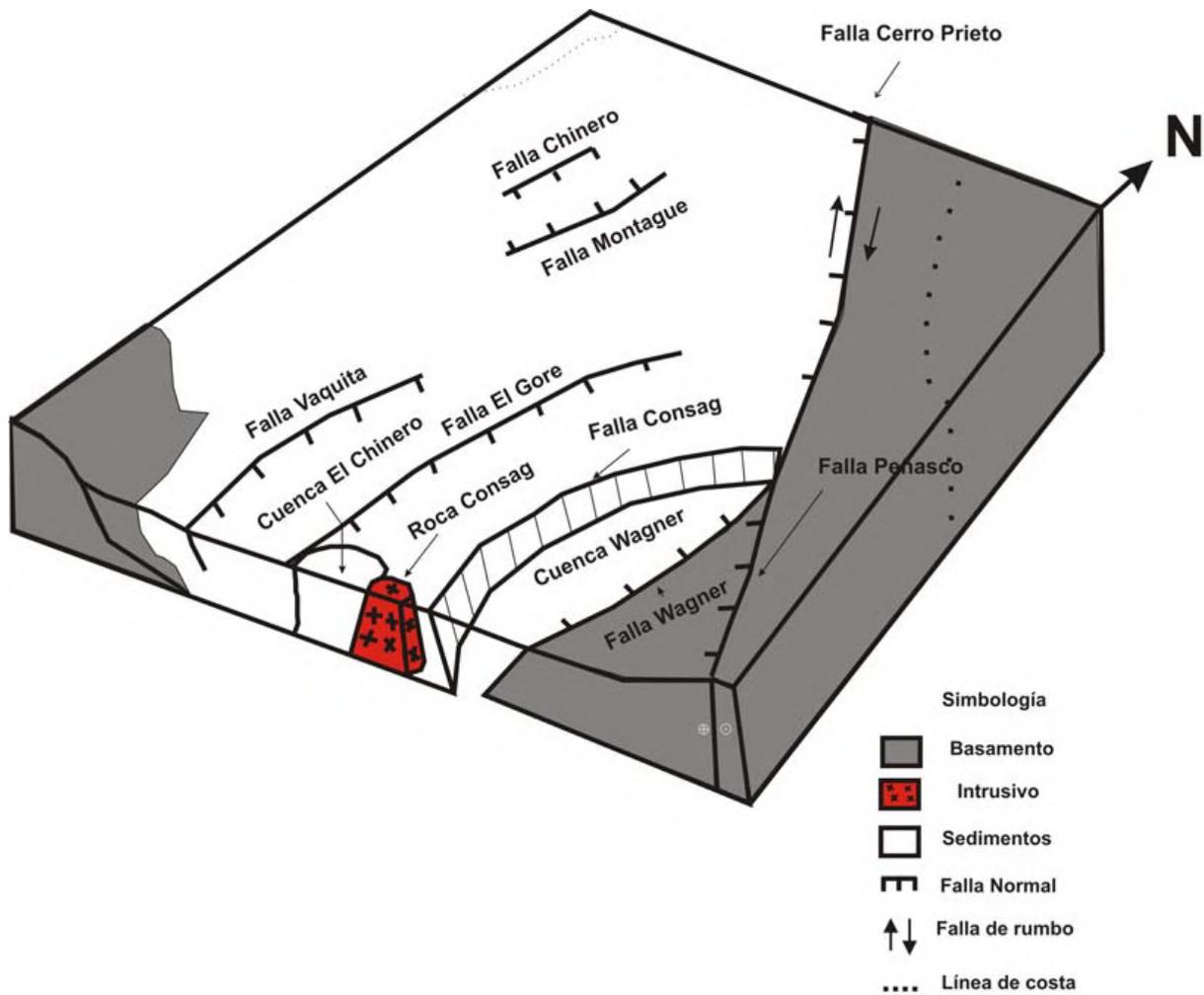


Figura 6.12: Modelo estructural de la cuenca Wagner.

Se muestran las características estructurales más importantes, así como el basamento observable de los datos del proyecto en cuestión. *Recuperado de Aguilar Campos (2007).*

En el caso de la cuenca Guaymas, Aragón-Arreola et al. (2005) presentan el procesamiento e interpretación conjunta de la anomalía de aire libre y de perfiles sísmicos de reflexión para la parte central del Golfo, los cuales se presentan a continuación.

En el caso del mapa de anomalía de aire libre, recuperada de la Secretaría de Marina de México, se pudo obtener una zona con un bajo gradiente gravimétrico, la cual se encuentra enmarcada por altos gradientes que se asocian a fallas o a la plataforma continental, dependiendo del caso. Se observa esta carta en la **Figura 6.13**, donde se pueden marcar los límites de la cuenca Guaymas debido a los altos gradientes gravimétricos que se asocian a fallas. Se observa que al este la cuenca se limita por la Falla Transformante de Guaymas, y al oeste por la Falla Transformante Carmen, mientras que al sur y al norte se delimita por las plataformas continentales de Sonora y de Baja California, respectivamente. La cuenca se caracteriza por presentarse en una zona donde las variaciones gravimétricas no son muy elevadas, lo que permite diferenciarla de las zonas adyacentes. En esta misma figura se marca en color rojo un perfil sísmico de reflexión al norte de la cuenca, el cual se analiza en la **Figura 6.14**, donde se puede observar una correspondencia con la gravimetría. Este perfil permite reforzar la hipótesis del control tectónico de la cuenca debido a la Falla Transformante Guaymas. Los datos sísmicos se obtuvieron por medio de un streamer de 2.4 km de 96 canales, a un intervalo de 4ms y una duración de la medición de 15 s (Aragón-Arreola et al., 2005).

En esta última figura se analiza principalmente los límites estructurales de la cuenca, de la cual se puede interpretar una subsidencia tectónica de un medio graben controlada por la Falla Transformante Guaymas. En este perfil se observa lo que se interpreta como un basamento, lo que nos indica que la cuenca presenta, en el norte, un espesor sedimentario de aproximadamente 1.45 km, teniendo su depocentro cercano a la Falla Transformante Guaymas. Se muestran tres unidades sedimentarias en la cuenca Guaymas, denotadas como I, II y III, y separadas por reflectores y/o por discordancias. A los datos se les aplicó una migración pre-stack y post-stack, además de haber sido corregidos por NMO y haberles aplicado una deconvolución predictiva, y se obtuvo una velocidad para cada secuencia mencionada, lo cual se muestra en la Tabla 3. También en la cuenca se observa la interpretación de una intrusión ígnea, lo que sugiere que la cuenca presenta una influencia magmática a considerar.

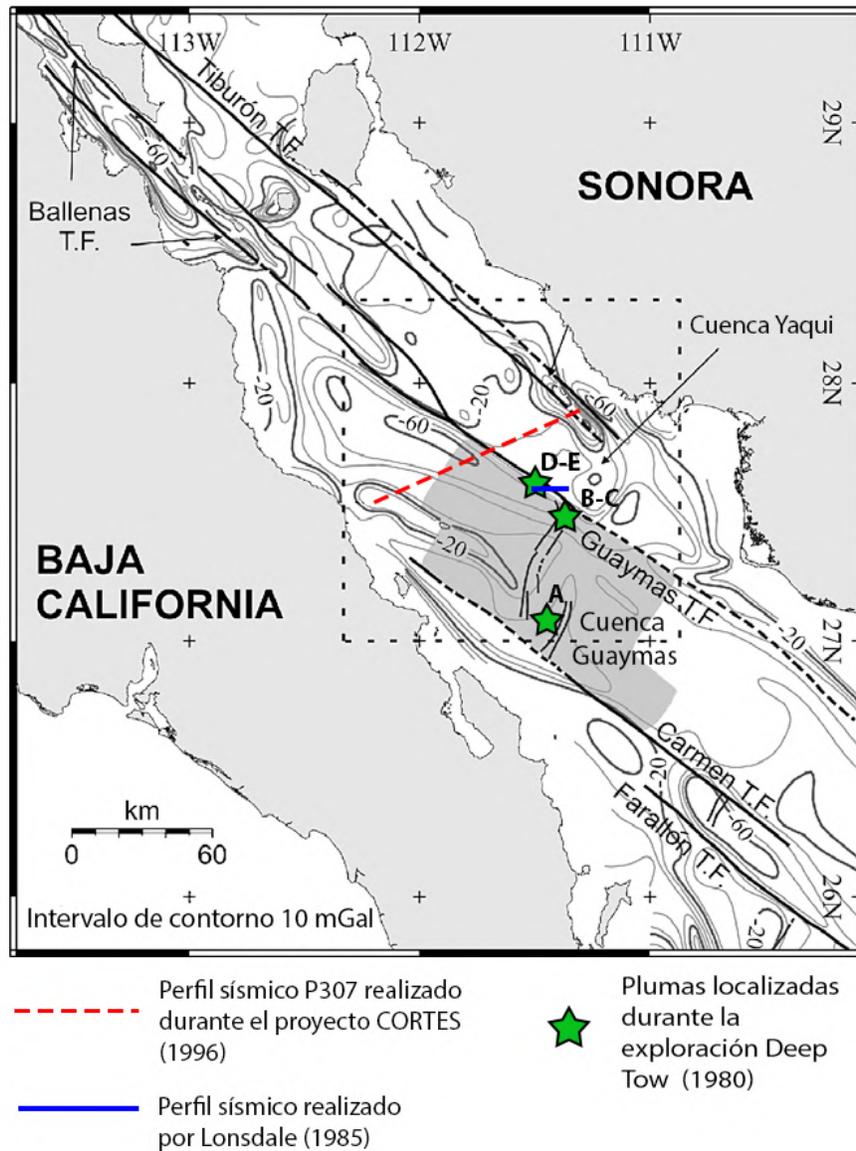


Figura 6.13: Mapa gravimétrico del centro del Golfo de California.

Mapa de la anomalía de aire libre en el centro del Golfo de California. Se observa enmarcada por un cuadrado discontinuo la zona de interés, además de que la extensión de la cuenca Guaymas está coloreada de color gris. Aquí también se muestran los perfiles sísmicos de reflexión P307 (Figura 6.14), y el realizado por Lonsdale en 1985 (Figura 5.2). Las siglas T. F. se refieren a fallas transformantes. *Modificado de Aragón-Arreola et al. (2005).*

Secuencia del perfil P307	Velocidad [m/s]	Espesor [m]
I	2600	458
II	1900	659
III	1600	335
Total	$V_{RMS} = 2016.57$ [m/s]	1452 [m]

Tabla 3: Velocidad y espesor de las secuencias sedimentarias del perfil P307 del norte de la cuenca Guaymas.

Junto a la cuenca Guaymas se ubica la cuenca Yaqui, la cual también fue muestreada e interpretada. En la interpretación de esta cuenca se observa un gran espesor sedimentario pero ningún indicio de actividad ígnea, indicando que durante la formación de ésta no hubo actividad volcánica. Esta última estuvo activa previo a la formación de la cuenca Guaymas, y su sedimentación cesó hace ~ 1.8 Ma, lo que indica que los patrones de drenaje cambiaron hacia la cuenca Guaymas cerca de esta fecha, lo cual se corrobora con información sedimentaria que refleja una tasa de sedimentación de > 1 km/Ma; al tener una columna sedimentaria de ~ 1.45 km, se obtiene un inicio de aporte sedimentario hace menos de 1.45 Ma.

En la Figura 6.13 también se observa marcado con una línea azul el perfil sísmico realizado por Lonsdale en 1985, explicado anteriormente con ayuda de la Figura 5.2, sin embargo, es conveniente retomar algunas características de interés. Se observa que este perfil se realizó en el límite de la cuenca Guaymas, cerca de la Falla Transformante Guaymas, donde se ha identificado la expulsión de fluidos hidrotermales. Las plumas identificadas y proyectadas en el perfil (flechas color naranja) están asociadas con un reflector de fondo marino BSR, el cual se asume que es un hidrato de metano atrapado por debajo de sedimentos conformados por diatomeas (Simoneit et al., 1990). Cerca de la Falla Transformante de Guaymas se han observado colonias de organismos, las cuales se concentran con altos niveles poblacionales ($2700/m^2$) cerca de respiraderos, por lo que Simoneit et al. (1990) asumen que los fluidos expulsados son muy ricos en ácido sulfúrico; lo cual se evidencia en los análisis químicos de Von Damm et al. (1985), en los que se encontró que los fluidos hidrotermales de la cuenca están enriquecidos en H_2S .

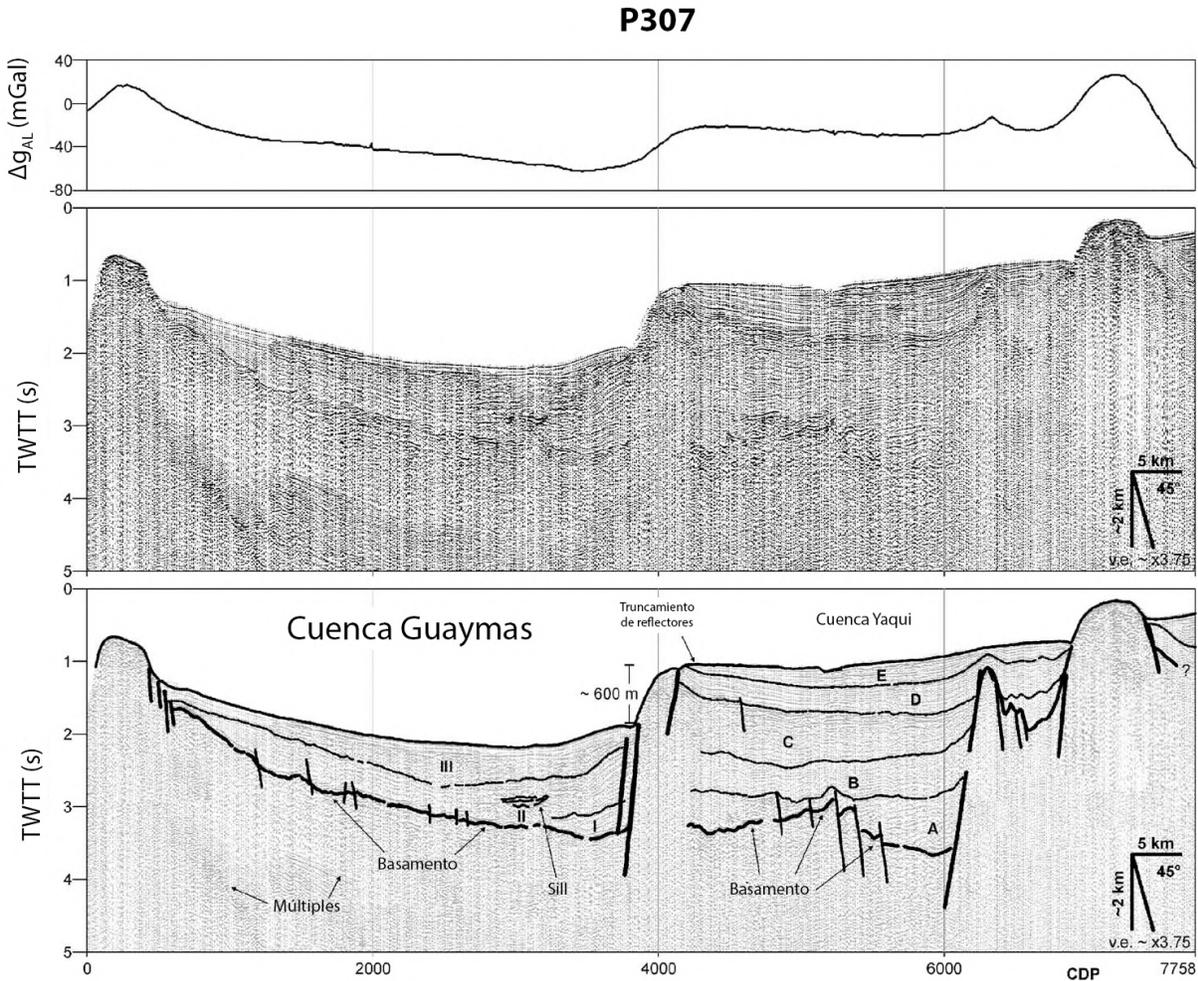


Figura 6.14: Perfil sísmico y gravimétrico del norte de la cuenca Guaymas.

Perfil gravimétrico (parte superior) y sísmico (en medio) del norte de la cuenca Guaymas. Este perfil sísmico, P307, se muestra marcado en la Figura 6.13, y se presenta la profundidad por medio del tiempo de viaje doble (TWTT) y en el eje horizontal se tiene el número de punto de reflejo común (CMP). En la parte inferior se muestra la interpretación estructural de la cuenca Guaymas y de la cuenca aledaña Yaqui. *Modificado de Aragón-Arreola et al. (2005).*

En el perfil sísmico realizado por Lonsdale también se marcan las plumas hidrotermales registradas durante la campaña exploratoria Deep Tow, en la cual se tenía como objetivo realizar un mapeo acústico empleando un sonar sónico de perfil de 4 kHz y un sonar sónico de imagen (side-scan sonar) de 110 kHz como los instrumentos de investigación principales, además de un sonar de visión ascendente (USL, por sus siglas en inglés) de 23.5 kHz. El sonar de visión ascendente contaba con una ganancia constante incluida y el intervalo entre pulsos se estableció de 3 ms. Las plumas identificadas durante el recorrido del Deep Tow son presentadas por Merewether et al. (1985), y se puede observar su localización aproximada en la Figura 6.13. En esta figura se presentan tres localizaciones, en la cual se enlista por medio de letras las plumas identificadas; en la Falla Transformante Guaymas se localizaron

4 plumas (B, C, D y E) cercanas a la fosa norte, mientras que en la fosa sur, cerca de la Falla Transformante Carmen, se localizó sólo una pluma (A). Cabe mencionar que la exploración no enmarcó toda la cuenca ni toda la longitud de las fallas que la delimitan, por lo que existe la posibilidad de que existan plumas que no pudieron ser muestreadas, además, sólo se presentan las señales más destacadas y distintivas para ser consideradas como plumas. En la **Figura 6.15** se muestran los registros acústicos obtenidos del sonar de visión ascendente y el sonar de imagen. Estos registros corresponden a las plumas marcadas en la Figura 6.13, con la nomenclatura correspondiente. Las plumas A y B presentan formas hiperbólicas, cuyo eje se relaciona a una estructura reflectante; la pluma hidrotermal. Esta estructura se extiende en ambos casos cientos de metros desde el fondo marino, superando los 500 m. En la parte inferior se muestran las imágenes acústicas registradas por el sonar de 110 kHz, el cual alcanzó una extensión aproximada de 150 m. Cerca de las plumas D y E se realizó el perfil sísmico de Lonsdale, en el cual se identificó (como se explicó anteriormente) un reflector de fondo oceánico (BHR, mostrado en la Figura 5.2). Se interpretó esta zona como una interfaz de transición de hidratos de metano y gas metano, por lo que se asume que las plumas D y E son producto de la migración ascendente de los hidratos de metano concentrados cercanos al reflector de fondo oceánico, escapando y manifestándose como plumas hidrotermales.

De plumas hidrotermales registradas también se obtuvieron mediciones simultáneas de flujo conductivo. En todas las plumas se obtuvo un valor bajo de flujo ($< 200 \text{ mW/m}^2$), lo que implica que éstas no se encuentran asociadas a un respiradero hidrotermal de alta temperatura, por lo que se propone que estos respiraderos de alta temperatura se localizan en otro sitio o que la expulsión se da de manera lenta por medio de la migración de hidrocarburos concentrados en la gas hydrate stability zone (GHSZ), marcando el límite de esta zona con el reflector BSR.

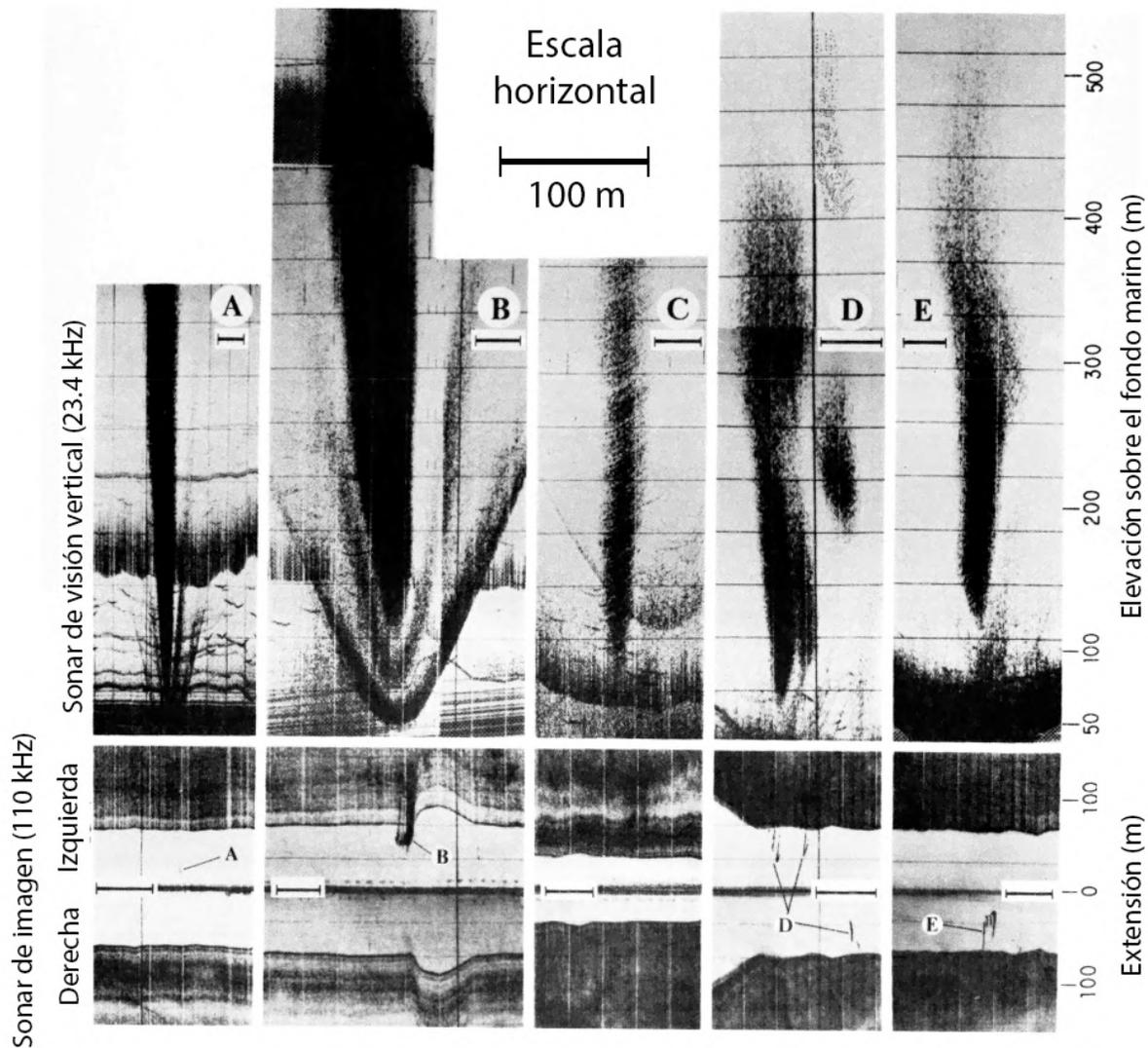


Figura 6.15: Registros acústicos.

Plumas hidrotermales identificadas durante la campaña de exploración Deep Tow (1980), localizadas en la Figura 6.13. *Modificado de Merewether et al. (1985).*

Lizarralde et al. (2007) realizaron un modelo de la cuenca Guaymas a partir de datos sísmicos, formando parte del proyecto PESCADOR. Los datos fueron registrados por medio de sismómetros (terrestres) y sismómetros de fondo marino (OBS, por sus siglas en inglés), espaciados entre 10 y 15 km para ambos casos, y distribuidos en forma de líneas orientadas en dirección SE-NW a lo largo del centro y sur del Golfo de California. Los autores no presentan mayor detalle en la instrumentación ni en el procesamiento de los datos, sólo mencionan que estos fueron de excelente calidad, permitiéndoles reconstruir una imagen detallada de la estructura del subsuelo para tres cuencas de interés, entre las cuales la de interés para este trabajo únicamente es la cuenca Guaymas, cuyo modelo se muestra en la **Figura 6.16**. En ésta se presenta el modelo de velocidades que se obtuvo por medio de un modelado

inverso del tiempo de viaje. La estimación de la zona de transición entre la corteza oceánica y continental (denotada como COT) se basa, de acuerdo a los autores de este estudio, en la ascensión de la discontinuidad de Mohorovičić y en el cambio lateral de la velocidad. Se observa también que el rift ha generado ~ 280 km de nueva corteza oceánica de 6 a 8 km de espesor, con una velocidad promedio de 6.8 a 7 km/s. Parte de este material ígneo generado se incrusta en el sedimento sobreyacente.

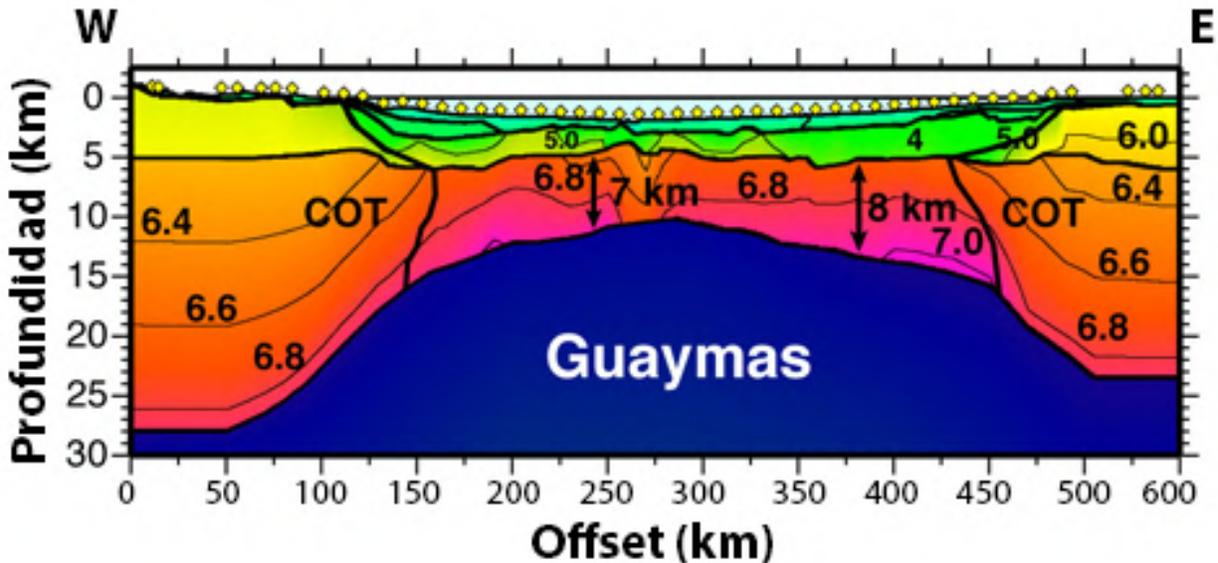


Figura 6.16: Modelo de estructura de velocidades de la cuenca Guaymas.

Las velocidades se presentan en km/s. COT se refiere a la interpretación de la zona de transición entre la corteza oceánica y continental. *Modificado de Lizarralde et al. (2007).*

Por otra parte, la Cuenca Alfonso es una zona considerada como de alto potencial energético, sin embargo, no se han realizado diversos estudios geofísicos en la cuenca. A pesar de esto, sí se han realizado levantamientos gravimétricos en el sur del Golfo de California, cerca de La Paz, es decir, en las zonas aledañas al sur de la cuenca Alfonso. Es importante revisar estos estudios no sólo por ser los que mayoritariamente se disponen, sino también porque permite realizar un análisis de mayor extensión, permitiendo comprender a un mayor nivel la geología y las características de la zona y de la cuenca.

Se presentan las características del mapa de anomalía de Bouguer Completa obtenido por Cruz-Falcón et al. (2010), cuyo levantamiento se enfocaba en la identificación del basamento cristalino en el valle de La Paz, Baja California Sur. El objetivo del estudio pretendía caracterizar el graben que conforma el valle de La Paz, su extensión y su profundidad, ya que dentro de éste se encuentra un acuífero que se ha sobreexplotado para suministrar agua a la zona. El graben que conforma al valle presenta una orientación N-S, lo cual está marcado por la falla La Paz al este y la falla El Carrizal al oeste. La falla El Carrizal se prolonga hacia el norte, delimitando la cuenca Alfonso.

Cruz-Falcón et al. (2010) explican que los datos gravimétricos fueron tomados por medio del gravímetro La Coste & Romberg modelo G-599, tomándose 554 estaciones distribuidas en 20 perfiles. El intervalo entre estaciones varió entre 300 y 1800 m. Las lecturas fueron

referenciadas a una estación geodésica gravimétrica del INEGI localizada en la ciudad La Paz. Se realizó la corrección por deriva instrumental, la corrección por latitud (gravedad teórica), la corrección de aire libre (o corrección por altura), la corrección de Bouguer y la corrección topográfica (o corrección de terreno). Para realizar la última se empleó el modelo digital de elevaciones G12D83 del INEGI. Al realizar todas estas correcciones se obtiene entonces la anomalía de Bouguer completa.

De los datos corregidos se realizó una interpolación para formar un mapa de anomalía de Bouguer, el cual se presenta en la **Figura 6.17**. Para la corrección de Bouguer los autores emplearon distintas densidades en función de la información litológica disponible. En esta figura se observa en el mapa de la derecha las estructuras que delimitan a la cuenca Alfonso, teniendo a la falla El Carrizal como límite occidental y a la falla Espíritu Santo como límite oriental. En la izquierda se tiene el mapa de anomalía de Bouguer a partir de Cruz-Falcón et al. (2010), en la que se marcan las estaciones con puntos negros; se observan altos gravimétricos en la parte este, los cuales disminuyen hacia el oeste, permitiendo enmarcar la zona Bonfil como un bajo gravimétrico. En el mapa de anomalía se tienen tres alineaciones principales de las curvas de contorno, las cuales se marcan en la figura por medio de líneas color rojo. La alineación que se encuentra en el extremo este se atribuye a la falla La Paz, mientras que la alineación del extremo oeste se atribuye a la falla El Carrizal. La alineación central no se atribuye a ninguna falla conocida, sin embargo, por su ubicación, se podría asociar a la falla Centenario. Para corroborar estas estructuras, Cruz-Falcón et al. (2010) realizan una comparación con un mapa de anomalía magnética realizado con datos aeromagnéticos corregidos, los cuales fueron adquiridos por el Consejo de Recursos Minerales. El mapa de anomalía magnética presenta una buena correlación con el mapa gravimétrico, por lo que se puede considerar que la interpretación estructural de la zona es correcta.

Posteriormente se realizó la separación de campo regional y residual, para así obtener la profundidad del basamento de acuerdo a:

$$\Delta h \text{ [m]} = \frac{\Delta g_{res}}{2\pi\gamma\Delta\rho} \times 10^{-5}. \quad (63)$$

Donde Δg_{res} es la anomalía de Bouguer residual, $\Delta\rho$ es el contraste de densidad (Cruz-Falcón et al., 2010, asumen un valor de 0.66 g/cm^3) y se debe de emplear la equivalencia de la constante gravitacional acorde a las unidades $\gamma = 6.672 \times 10^{-8} \text{ dyn} \cdot \text{cm}^2/\text{g}^2$.

Los resultados obtenidos indican que el basamento granítico se encuentra inclinado, presentándose más somero en la parte este, cercano a la falla La Paz, con un rango de profundidades entre 0 y 200 m (estando expuesto en la Sierra Las Cruces). Avanzando hacia el oeste la profundidad del basamento aumenta, presentando un rango de profundidades en la parte central (entre la falla La Paz y la falla El Carrizal) entre 200 y 500 m. Y alcanzando la mayor profundidad ($> 1500 \text{ m}$) cerca de la falla El Carrizal, en Bonfil.

En la figura anterior se presentada también con una línea de color amarillo el perfil A-A', el cual es un perfil gravimétrico realizado por Busch et al. (2011), los cuales tenían también como objetivo la determinación de la profundidad del basamento. Este perfil se realizó por medio del gravímetro La Coste & Romberg modelo G, teniendo una longitud de aproximadamente 37 km, con un espaciamiento entre estaciones de $\sim 500 \text{ m}$. La reocupación de base se realizó cada 2 horas, esto para la corrección por deriva instrumenta, y se referenciaron las medidas a una estación gravimétrica absoluta. Además, se tomaron lecturas en zonas donde

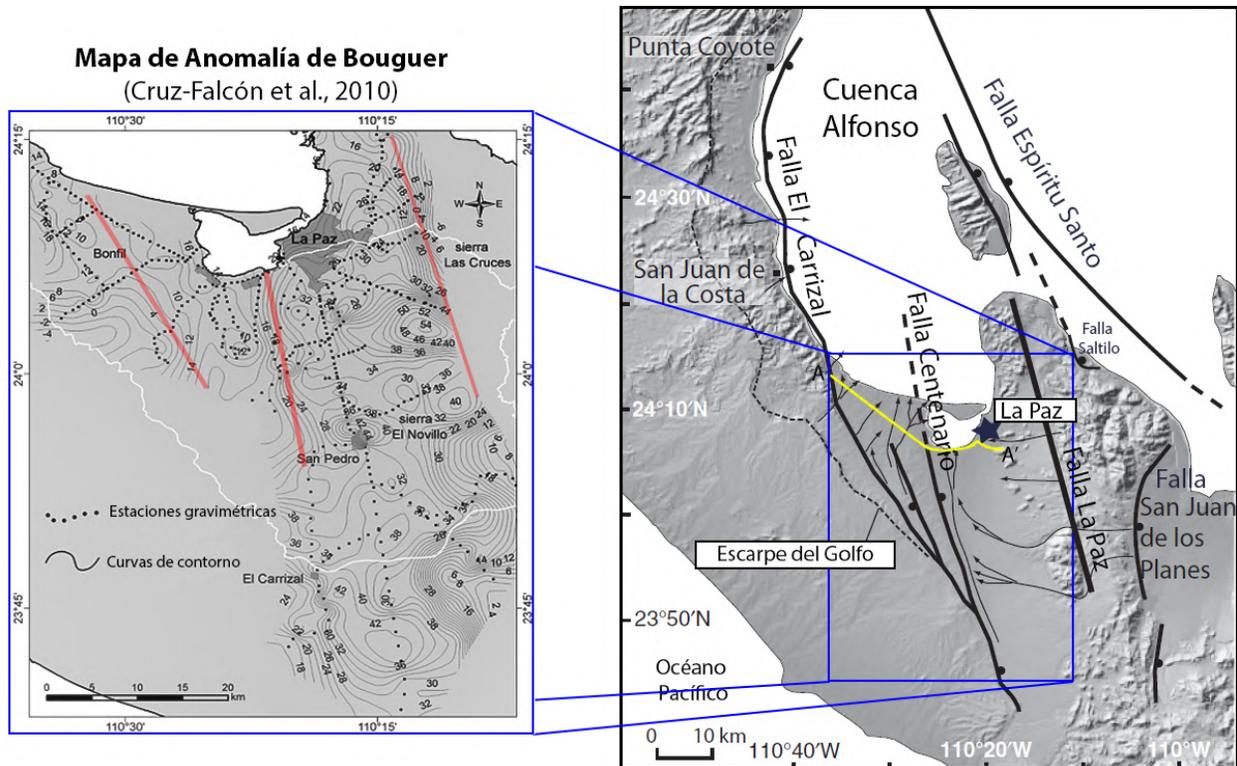


Figura 6.17: Características estructurales y mapa gravimétrico del sur de Baja California. Se presenta en la derecha un mapa con las fallas que se encuentran en el sur de Baja California (las flechas indican patrones de drenaje). Y a la izquierda se presenta el mapa de anomalía de Bouguer completa. *Modificado de Busch et al. (2011) y de Cruz-Falcón et al. (2010).*

aflorea el basamento granítico, para así tener una mejor aproximación al campo regional. Los datos obtenidos fueron a su vez corregidos de acuerdo a las correcciones previamente mencionadas, obteniéndose la anomalía de Bouguer completa. Esto es de gran importancia, ya que nos permite correlacionar el mapa de anomalía de Bouguer completa obtenido por Cruz-Falcón et al. (2010) con el perfil gravimétrico de Busch et al. (2011).

De igual forma, Busch et al. (2011) realizaron la corrección topográfica por medio de un modelo digital de elevaciones del INEGI. La separación de campos se realizó por medio de un modelo lineal tomando como referencia los valores de anomalía de Bouguer completa de las estaciones localizadas en el basamento aflorante.

Busch et al. (2011) realizaron la inversión de los datos, presentando distintos modelos inversos debido al problema de la no unicidad. En la **Figura 6.18.A** se presenta el perfil de la anomalía de Bouguer completa ΔB_C y los modelos que mejor se ajustaron considerando la geología regional de la zona y de las muestras disponibles. En todos los modelos se muestra un espesor sedimentario que alcanza como máximo entre 200 y 500 m de profundidad. El modelo presentado en la **Figura 6.18.B** es el más simple de todos, suponiendo un modelo de dos capas; el modelo de la **Figura 6.18.C** es de tres capas, considerando un basamento que difiere de los depósitos volcánicos del cenozoico, mismos que no son agrupados como sedimentos de relleno; mientras que el modelo de la **Figura 6.18.D** es el más complejo,

considerando los sedimentos de relleno, los depósitos volcánicos, el basamento granítico y, atravesando a éste, una intrusión gabrónica. De acuerdo a Busch et al. (2011) la intrusión presente en el último modelo es consistente con otros estudios regionales realizados en el área, sin embargo, como su geometría es desconocida los autores decidieron modelarlo como un simple prisma vertical. En los modelos también se marcan las características estructurales del área de estudio, las cuales tienen una buena correlación con la anomalía gravimétrica.

Comparando los modelos obtenidos con las profundidades del basamento calculadas por Cruz-Falcón et al. (2010), se resalta el hecho de que en estos modelos el basamento más profundo se encuentra en la parte este, lo que difiere de lo obtenido por Cruz-Falcón et al. (2010). Busch et al. (2011) mencionan que los modelos obtenidos son incongruentes, ya que la falla principal que controla la subsidencia es la falla El Carrizal, por lo que se tendría que manifestar una mayor subsidencia cercana a ésta.

El rango y forma de la anomalía obtenida por ambos autores es correlacionable, así también como la profundidad promedio a la que inicia el basamento (alrededor de 1 km), por lo que lo único en que difieren es en la geometría de éste. Como se mencionó anteriormente, el problema de la no unicidad es una dificultad a la que se presenta uno como geofísico constantemente. Si bien el último modelo presentado por Busch et al. (2011) es el que presenta la mayor profundidad del basamento al este del perfil, se explica el alto gravimétrico observado en esta parte debido a la ascensión y alta densidad del gabro; contrario a lo que infieren Cruz-Falcón et al. (2010), los cuales calcularon que el basamento se encontraba más somero en el lado este de esta zona.

A continuación se presenta el último estudio seleccionado que se realizó en la cuenca Alfonso. En éste García de la Torre (2016) realizó el análisis de núcleos de sedimentos en la cuenca Alfonso para reconstruir la variabilidad climática de la cuenca, basándose en las variaciones de las aportaciones y génesis sedimentarias. La importancia de este análisis radica en el entendimiento de la variabilidad de los factores presentes en los procesos de sedimentación y subsidencia, los cuales pueden no ser observables en el lapso de vida humana. Es decir, este estudio permite un mayor entendimiento de los factores que afectan la subsidencia de la cuenca, así como los factores que controlan el aporte de sedimentos biogénicos. Con base en la localización de la cuenca y la estabilidad de la misma, es factible suponer que la subsidencia de ésta actualmente se lleva a cabo principalmente por el propio peso de los sedimentos, de modo que el volumen de estos ha sido y será de gran importancia para la evolución de la cuenca, ¿pero qué factores determinan que en un periodo haya una mayor aportación de materia orgánica que en otro? Para poder caracterizar a la cuenca Alfonso es necesario responder a esta pregunta.

El principal mecanismo de transporte sedimentario hacia la cuenca Alfonso es por medio fluvial, arrastrando entre los patrones de drenaje a los sedimentos principalmente volcánicos (sedimentos terrígenos) derivados de las zonas adyacentes. En este sentido se comprende que el clima influye mayormente en el aporte sedimentario, definiendo la intensidad y continuidad del intemperismo, así como la tasa de sedimentación. Los sedimentos terrígenos de la cuenca Alfonso son principalmente limos y arcillas. A la par, se presentan aportaciones de sedimentos biogénicos derivados de la actividad biológica del océano, preservándose en la cuenca Alfonso de manera laminada (García de la Torre, 2016). Cabe resaltar que los limos y arcillas que son suministrados a la cuenca Alfonso están enriquecidos de silicio (*Si*), aluminio (*Al*) y hierro (*Fe*) (García de la Torre, 2016), por lo que el contenido de silicio en los núcleos será un buen

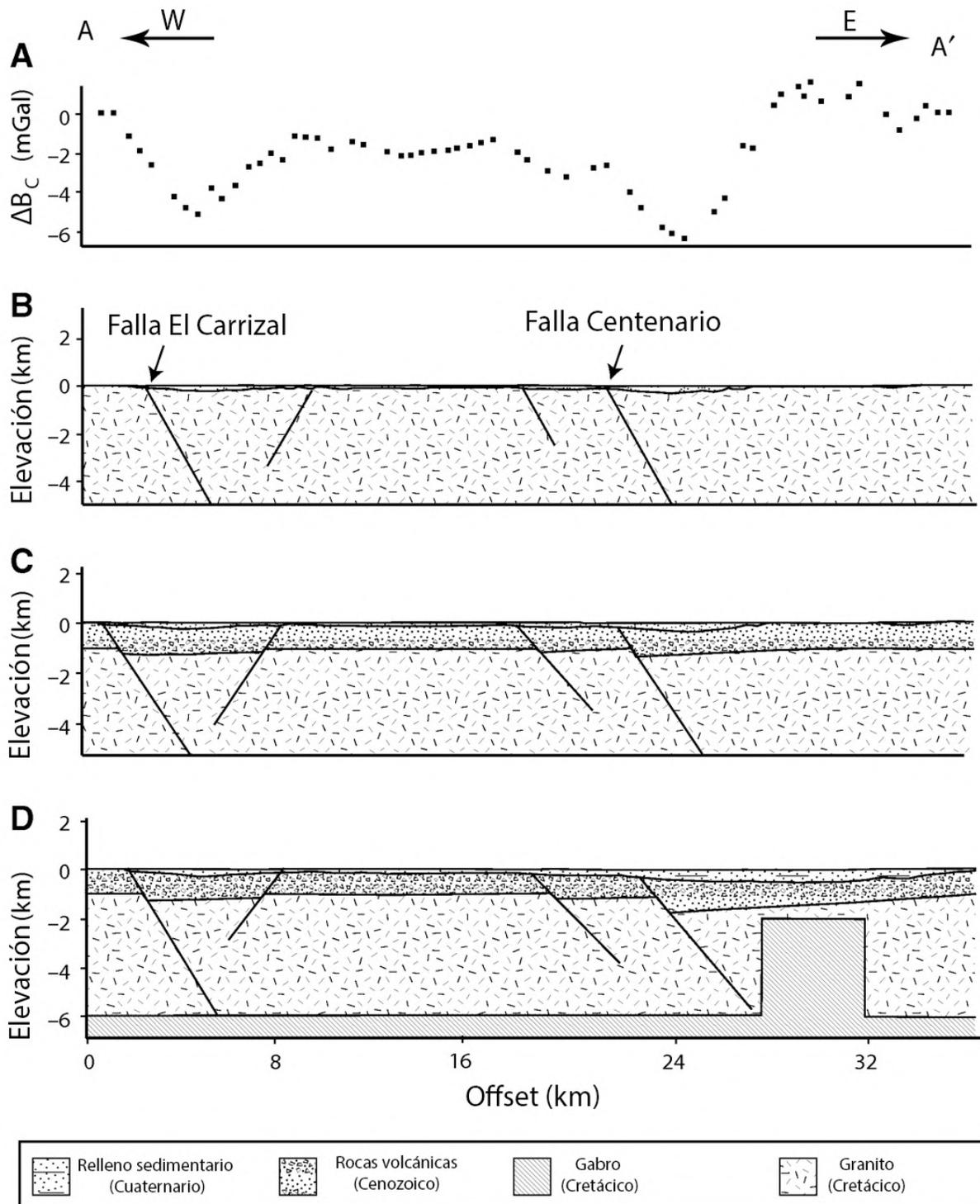


Figura 6.18: Perfil gravimétrico y modelos plausibles del sur de Baja California Sur. En la figura A se presenta la anomalía de Bouguer completa para el perfil A-A', el cual se marca en la Figura 6.17. Las figura B, C y D son los modelos que mejor ajustan a la anomalía gravimétrica, siendo el modelo más sencillo el B y el más complejo el D. *Modificado de Busch et al. (2011).*

indicador para analizar la variabilidad de la climatología, en específico de la precipitación pluvial y el arrastre fluvial, ya que, por ejemplo, al haber un menor contenido de silicio en un periodo determinado, también habría un menor volumen de sedimentos terrígenos, lo que a su vez se reflejaría una climatología mansa (con poca precipitación), lo que probablemente favorecería también a la precipitación de materia orgánica dentro de la cuenca.

Con base en lo expuesto por García de la Torre (2016), se recuperaron dos núcleos cerca de la principal entrada de agua de la cuenca, Boca Grande, durante la campaña BAP98, en 1998. Los núcleos fueron cortados de forma vertical y separados en losas para realizar distintos estudios (análisis de laminación mediante rayos X, análisis geoquímico, análisis de fluorescencia por rayos X).

De estos estudios García de la Torre (2016) obtuvo los contenidos de *Si* y *Fe*, donde los sedimentos biogénicos son los que presentan una menor concentración de hierro, y con apoyo de una base de datos climatológico (que abarca desde 1940 hasta la actualidad) comparó los eventos turbidíticos (los cuales presentan una mayor cantidad de sedimentos volcánicos ricos en sílice y hierro) con los periodos de mayor precipitación, los cuales, a su vez, coinciden con eventos catastróficos como el arribo de tormentas tropicales. Es decir, se tiene una correlación directa entre el aporte sedimentario y la precipitación anual (que a su vez se relaciona con la presencia de tormentas y huracanes).

Se pudo obtener del análisis de la serie de tiempo una periodicidad (periodo fundamental) de aproximadamente 250 años, en donde se presentan altos contenidos de sílice. Estos eventos periódicos se asocian a depositación de turbiditas, y se le asigna una procedencia derivada de la acción catastrófica del clima, ya que en estos periodos también se presentan en otras zonas del Golfo un alto contenido de sílice. Es decir, en estos periodos se tiene una mayor aportación de sedimentos terrígenos y una menor actividad y presencia de sedimentos biogénicos (García de la Torre, 2016). A su vez, se puede entender que el aporte sedimentario y, consecutivamente, la subsidencia de la cuenca, están altamente influenciados por los eventos catastróficos, como son los huracanes.

6.5. Discusión y análisis de resultados

De manera regional se puede analizar de los resultados de Di Luccio et al. (2014) que la parte central del Golfo de California es la que presenta un mayor adelgazamiento y ascensión de la astenósfera, ya que en estas zonas se presenta la menor velocidad de la onda de corte. Lo que quiere decir que las corrientes de avección se deberían manifestar con mayor frecuencia en estas zonas, en especial en el centro del Golfo, donde las corrientes convectivas se manifiestan desde los 20 km de profundidad.

El norte del Golfo de California se encuentra en proceso de formación, lo que se puede corroborar con la ausencia de patrones magnéticos del fondo oceánico. Debido a la inestabilidad tectónica y estructural de esta zona, las condiciones no son favorables para la actividad biológica y formación de hidrocarburos actualmente. Dentro de este marco, el flujo de calor en la cuenca Wagner debería ser elevado al encontrarse sobre el rift, sin embargo, debido a la amplia columna sedimentaria, el calor es disipado antes de llegar a la superficie. Otra explicación para lo último es que la mayor parte de la energía se ha concentrado en el centro y sur del Golfo, debido a que el régimen de extensión ha actuado por mayor tiempo en las partes meridionales del mismo, lo que a su vez se manifiesta como un mayor adelgazamiento

de la corteza y, consiguientemente, una mayor ascensión del manto superior.

En esta zona se realizó un levantamiento magnetotelúrico, el cual aparenta ser de gran utilidad para una caracterización regional de las cuencas de gran profundidad, permitiendo definir características estructurales y profundas. Por lo que es recomendable la ampliación de los usos de este método para estudios de caracterización estructural regional y/o tectónica. En los modelos obtenidos por este método se pudo diferenciar el basamento de los sedimentos que rellenan la cuenca, a su vez, se puede inferir la zona donde se lleva a cabo la fusión parcial del manto (i. e., la zona de mayor adelgazamiento o de continuación del rift). En la caracterización somera se presenta una gran cantidad de fallas en la cuenca Wagner, sin embargo, no se descubrió alguna zona de interés para resaltar en esta sección.

La cuenca Guaymas, como se ha mencionado a lo largo de todo el trabajo, se caracteriza por presentar una gran cantidad de plumas hidrotermales enriquecidas en ácido sulfhídrico y metano. Además, se ha identificado a profundidad reflectores atribuibles a concentraciones de hidratos de metano. La manifestación de plumas se da junto con la acumulación de organismos extremófilos, los cuales promueven la generación de metano y algunos sulfuros.

Para abordar la caracterización de la roca generadora de la cuenca Guaymas, se puede considerar el caso del Golfo Pérsico, el cual se conoce por ser una cuenca sedimentaria activa desde hace cientos de millones de años. Esta zona se encuentra enmarcada en un régimen tectónico subductivo, a diferencia del Golfo de California. Aali et al. (2006) mencionan que los valores del cociente isotópico de carbono para la roca generadora (arcillas orgánicas) del campo South Pars alcanzan valores de -30.8‰, comparable con lo obtenido para algunas zonas del Golfo de California, indicando un origen termogénico. Los mismos autores afirman que el análisis del delta de carbono del metano, propano y del etano permite estimar la maduración de la roca generadora, por lo cual se recomendaría realizar un análisis de este tipo para la caracterización de la roca generadora dentro de la cuenca Guaymas y de otras zonas de interés en el Golfo de California.

En la cuenca Alfonso, por otra parte, se han realizado muy pocos estudios, y los que se han realizado consisten en estudios paleoclimáticos y de caracterización estructural. Es importante mencionar la caracterización estructural, ya que ésta es de gran importancia para la evolución y delimitación de la cuenca. Evidentemente la falta de estudios no permite inferir o plantear hipótesis del contenido energético de la cuenca, sin embargo, se han tomado muestras que exhiben contenido de materia orgánica, el cual, aunado al poco intercambio de agua debido a la barrera batimétrica, permiten considerar la zona como de alto potencial energético.

Dentro de un marco tectónico, la cuenca Guaymas y la cuenca Wagner son las de mayor interés, ya que éstas exhiben una dependencia tectónica actualmente activa. La cuenca Wagner está en proceso de formación, con una gran cantidad de fallas y una subsidencia tectónica operante, y con poco adelgazamiento de la corteza. Mientras que la cuenca Guaymas es la de mayor adelgazamiento de la corteza y una mayor ascensión del manto, manifestando una mayor subsidencia térmica y una formación y evolución de recursos energéticos (principalmente de gas natural) controlado por el flujo de calor que se asocia a un modelo de rift activo.

7. Conclusiones y Recomendaciones

Los sistemas de rift han sido considerados de gran potencial en recursos naturales, y son de gran interés debido a su reciente formación y al conocimiento adquirido (incluso con casos de explotación) de algunos de estos (e. g., Golfo de California y el Gran Valle del Rift). El Golfo de California presenta una gran cantidad de recursos, variando los prospectos en función de la evolución del rift, es decir, en función de la localización (norte, centro o sur).

En el norte del Golfo de California se presenta un gran aporte sedimentario, aún en la actualidad, lo cual genera una gran subsidencia y amplios espesores sedimentarios. Evidentemente esta zona se encuentra en proceso de formación, la cuenca Wagner al ser relativamente joven, podría requerir de un mayor paso del tiempo para poder desarrollarse (mayor extensión y adelgazamiento de la corteza, compactación, sedimentación y fracturamiento de las rocas) como otras cuencas de interés, como lo es la cuenca Guaymas.

En este trabajo se concluye que la cuenca Guaymas, que se caracteriza por ser una cuenca pull apart con una edad de 6 Ma, es la de mayor potencial energético (hidrocarburos). Sin embargo, no se ha realizado la localización de un yacimiento de interés (aun teniendo un alto potencial de gas y aceite, así como de sulfuros y carbonatos), por lo que se recomendaría la realización de otros estudios para caracterizar la zona, como podría ser un estudio de sismica de reflexión 3D, el cual permita mapear correctamente la periferia de la cuenca, donde se encuentren las fallas que controlan el flujo hidrotermal y, posiblemente, contengan una alta concentración de precipitados y otros recursos relacionados a los fluidos hidrotermales.

En la parte sur del Golfo de California se tiene la mayor extensión del rift, por lo que las manifestaciones de recursos no son tan evidentes y se requiere de mayor cantidad de estudios. A su vez, se encuentra el mayor flujo de corrientes de agua, por lo que la concentración de materia orgánica es menor o presenta una tasa de sedimentación más lenta en comparación con otras zonas. Esto se evidencia en la cuenca Alfonso, la cual presenta una pequeña concentración de materia orgánica y no exhibe rezumaderos ni ventilas hidrotermales, lo cual indica que, en caso de almacenar hidrocarburos, estos presentarían una historia distinta a los hidrocarburos de la cuenca Guaymas; mientras que los hidrocarburos de la cuenca Guaymas han sufrido hasta hoy en día una maduración y migración exacerbada por los flujos hidrotermales, los de la cuenca Alfonso habrían madurado lentamente debido a la subsidencia. Para esta zona se recomendaría realizar estudios de sismica de reflexión (pudiendo empezar con estudios 2D, aunque, si es posible, 3D). Se podrían realizar otros métodos, como el método gravimétrico o magnetométrico, sin embargo, esto se recomendaría para una caracterización estructural de la cuenca.

En general se remarca el potencial energético a lo largo de todo el Golfo de California, en especial en el norte y centro del mismo. En estos se han identificado hidrocarburos, ya sea en la columna de agua en forma de plumas o rezumaderos, o almacenados en el subsuelo. Evidentemente, los recursos expulsados en la columna de agua son de poco interés de comercial debido a la difusión de los hidrocarburos en el agua y a la complejidad de captación de los mismos, por lo que se busca localizar la fuente u origen de las mismas emisiones, la cual se encuentra parcialmente enterrada (o en proceso de migración) en el subsuelo. Dentro de este marco, en la cuenca Guaymas se ha identificado en los extremos un reflector BSR, el cual se ha interpretado debido a sus características y profundidad (~ 1700

m) como una acumulación de metano. Estas acumulaciones deben ser delimitadas y evaluadas para considerar si su explotación es viable comercialmente o no. Además de esto, como se dijo anteriormente, las rutas de migración y el entrapamiento de los hidrocarburos no ha sido determinado en ninguna zona del Golfo, lo cual es de gran importancia para la caracterización del yacimiento y deberá ser considerado en campañas futuras.

Ahora bien, habiendo marcado las diferencias de las cuencas del Golfo de California, se procede a hacer la comparación de éste con otros golfos, para así alcanzar los objetivos propuestos en este trabajo.

El Golfo de Suez está conformado por un conjunto de horsts y grabens, además de que presenta un alto flujo de calor (debido al rift) asociado a fluidos hidrotermales, que a su vez contienen valores de $\delta^{13}C$ que se asocian a metano termogénico, comparables a los medidos para la cuenca Guaymas. Los horsts, de acuerdo a Arsharhan (2003), actúan como trampas estructurales en este sistema (además de las trampas estratigráficas constituidas por evaporitas), mientras que las arcillas y limos marinos almacenados en los grabens se consideran como rocas generadoras. En el caso del Golfo de California, aún no se ha estudiado ni encontrado el sistema completo de la roca generadora y de la trampa, sin embargo, como se ha analizado en este trabajo, la mayor aportación de hidrocarburos proviene de los organismos extremófilos que producen la metanogénesis.

El Golfo de Suez presenta características similares a las de la cuenca Guaymas, sin embargo, la diferencia principal es que dentro del Golfo de California no se cuenta con un sistema de horst y grabens, lo cual indicaría una disimilitud original en el entrapamiento de los hidrocarburos.

Como última comparación de evolución tectónica y de formación de recursos naturales se toma en consideración al Golfo de México. Es bien conocido que en el Golfo de México se encuentran grandes reservas de petróleo y de sales (que actúan como roca sello y/o formadora de trampa), por lo cual ha sido motivo de gran interés y estudio. La evolución tectónica y sedimentaria del mismo se ha desarrollado de manera lenta durante cientos de millones de años, alcanzando una subsidencia de entre 10 y 20 km de profundidad por debajo del nivel del mar, por lo que la columna sedimentaria también es de igual manera de varios kilómetros de espesor. Además, los rezumaderos asociados a este golfo se han producido por una lenta migración de millones de años (Irwin, 2012). Las principales diferencias que se pueden marcar entre estos golfos es la velocidad de subsidencia y el desarrollo tectónico; mientras que el Golfo de México se caracteriza por un largo desarrollo tectónico y una lenta subsidencia, el Golfo de California se caracteriza por un desarrollo tectónico reciente, asociado a un rift activo que produce la extensión, además de una subsidencia rápida asociada a cuencas pull apart. Esto a su vez indica que la acumulación y maduración de los sedimentos orgánicos varía de un golfo a otro, mientras que en el Golfo de México la maduración se da de manera lenta y continua derivada del aumento de presión y temperatura asociado a la subsidencia, en el Golfo de California la maduración se da de manera rápida debido a los flujos de calor e intrusiones ígneas.

Es de gran importancia el recalcar el efecto de la trampa en el sistema petrolífero, lo cual permite la acumulación de los hidrocarburos e indica una zona de explotación, sin embargo, en el Golfo de California no se ha definido ésta. A pesar de esto, se han encontrado depósitos calcáreos que podrían servir como tal, sólo que estos se encuentran en pleno desarrollo y son derivados de la metanogénesis.

Este trabajo ha permitido generar un marco de referencia en las consideraciones tectónicas que integran la evolución de cuencas sedimentarias y la formación de recursos; evidentemente se tienen particularidades en cada cuenca sedimentaria (dentro del Golfo de California y entre otros golfos de interés), sin embargo, hay características comparables a las de otras cuencas, permitiendo ampliar la forma de exploración en función de las características tectónicas y sedimentarias, a pesar de esto, se debe de ahondar en otras particularidades no abordadas aquí: flujo de calor, relación entre la maduración de hidrocarburos y el flujo de calor, vías de migración de fluidos hidrotermales y de hidrocarburos, por mencionar algunos.

8. Referencias Bibliográficas

- Aali, J., Rahimpour-Bonab, H., & Kamali, M. R. (2006). Geochemistry and origin of the world's largest gas field from Persian Gulf, Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 50(3-4), pp. 161-175.
- Aguilar Campos, C. (2007). *Sísmica de reflexión en el alto Golfo de California*. (Tesis de Maestría en Ciencias). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, 82 pp.
- Alsharhan, A. S. (2003). Petroleum geology and potential hydrocarbon plays in the Gulf of Suez rift basin, Egypt. *AAPG bulletin*, 87(1), pp. 143-180.
- Angevine, C. L., Heller, P. L., & Paola, C. (1990). *Quantitative sedimentary basin modeling* (No. 32). American Association of Petroleum Geologists.
- Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, A., Delgado-Argote, L., & González-Fernández, A. (2005). Kinematic implications for oblique rifting. En *Structure of the rift basins in the central Gulf of California*. Tectonophysics, 409(1-4), pp. 19-38.
- Baker, E. T., & German, C. R. (2004). On the global distribution of hydrothermal vent fields. *Mid-Ocean Ridges: Hydrothermal Interactions Between the Lithosphere and Oceans, Geophys. Monogr. Ser.*, 148, 245-266.
- Beydoun, Z. R., & Sikander, A. H. (1992). The Red Sea—Gulf of Aden: re-assessment of hydrocarbon potential. *Marine and Petroleum Geology*, 9(5), pp. 474-485.
- Bosence, D. W. J. (1998). Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. En *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea:-Gulf of Aden* (pp. 9-25). Springer, Dordrecht.
- Busch, M. M., Arrowsmith, J. R., Umhoefer, P. J., Coyan, J. A., Maloney, S. J., & Gutiérrez, G. M. (2011). Geometry and evolution of rift-margin, normal-fault–bounded basins from gravity and geology, La Paz–Los Cabos region, Baja California Sur, Mexico. *Lithosphere*, 3(2), 110-127.
- Caldwell, S. L., Laidler, J. R., Brewer, E. A., Eberly, J. O., Sandborgh, S. C., & Colwell, F. S. (2008). *Anaerobic oxidation of methane: mechanisms, bioenergetics, and the ecology of associated microorganisms*. Environmental science & technology, 42(18), 6791-6799.
- Canet, C., Anadón, P., Alfonso, P., Prol-Ledesma, R. M., Villanueva-Estrada, R. E., & García-Vallès, M. (2013). *Gas-seep related carbonate and barite authigenic mineralization in the northern Gulf of California*. Marine and petroleum geology, 43, 147-165.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., Dando, P. R., Vázquez-Figueroa, V., Shumilin, E., Birosta, E., ... & Tauler, E. (2010). Discovery of massive seafloor gas seepage along the Wagner Fault, northern Gulf of California. *Sedimentary Geology*, 228(3-4), p. 292-303.
- Cartwright, I., & Oliver, N. H. S. (2000). *Metamorphic fluids and their relationship to the formation of metamorphosed and metamorphogenic ore deposits*. Society of Economic Geologist.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., & Sokoutis, D. (2003). Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews*, 63(3-4), 169-247.
- Coward, M. P. (1986). Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth*

- and *Planetary Science Letters*, 80(3-4), 325-336.
- Cruz-Falcón, A., Vázquez-González, R., Ramírez-Hernández, J., Salinas-González, F., Nava-Sánchez, E., & Troyo-Diéguez, E. (2010). Depth estimation to crystalline basement in the valley of La Paz, Baja California Sur, Mexico. *Geofísica internacional*, 49(4), 213-224.
- Davison, I., & Underhill, J. R. (2012). *Tectonics and sedimentation in extensional rifts: Implications for petroleum systems*.
- Di Castro-Stringher, A. (2014). *Características e Importancia Económico-Petrolera de las Cuencas Sedimentarias Pull-Apart, con ejemplos representativos*. (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, D. F., México.
- Di Luccio, F., Persaud, P., & Clayton, R. W. (2014). Seismic structure beneath the Gulf of California: a contribution from group velocity measurements. *Geophysical Journal International*, 199(3), 1861-1877.
- Dickinson, W. R. (1974). *Plate tectonics and sedimentation* (Vol. 22). En *Tectonics and Sedimentation*. SEPM SPECIAL PUBLICATION, SEPM Society for Sedimentary Geology.
- Didyk, B. M., & Simoneit, B. R. (1989). Hydrothermal oil of Guaymas Basin and implications for petroleum formation mechanisms. *Nature*, 342(6245), 65-69.
- Eardley, A. J., & White, M. G. (1947). *Flysch and molasse*. Geological Society of America Bulletin, 58(11), pp. 979-990.
- Einsele, G. (2013). *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Springer Science & Business Media.
- Esquivel, T. A., Flores, C., Ortega, V. R., Constable, S., Gómez-Treviño, E., & González-Fernández, A. (2020). *Magnetotelluric exploration of the Wagner Basin, Gulf of California, Mexico: Evidence for an axial magma chamber and hydrothermal circulation*. Journal of South American Earth Sciences, 102501.
- Fang, P., Ding, W., Fang, Y., Zhao, Z., & Feng, Z. (2017). Cenozoic tectonic subsidence in the southern continental margin, South China Sea. *Frontiers of Earth Science*, 11(2), 427-441.
- Fuex, A. N. (1977). The use of stable carbon isotopes in hydrocarbon exploration. En *Journal of Geochemical Exploration*, 7, p. 155-188.
- Gallegos Castillo, A. (2019). *Identificación y ubicación de intrusivos ígneos someros mediante sísmica de reflexión 2D en el rift norte de la cuenca de Guaymas, Golfo de California*. (Tesis de grado.) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, 94 pp.
- Galloway, W. E. (2008). Chapter 5. Depositional evolution of the Gulf of Mexico sedimentary basin. *Sedimentary basins of the world*, 5, pp. 505-549.
- García de la Torre, C.C. (2016). *Reconstrucción paleoclimática de la variabilidad de la precipitación en Baja California Sur preservada en los sedimentos de la Cuenca Alfonso en la Bahía de la Paz*. (Tesis de Maestría en Ciencias.) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 85 pp.
- Gastil, G. (1985). *Terranes of peninsular California and adjacent Sonora*.
- Geology In. (2019). *Flysch Sequence Formation*. Recuperado de la base de datos de *Geology In* el 22 de marzo de 2020.
- German, C. R., & Seyfried Jr, W. E. (2014). 8.7 Hydrothermal processes. *Treatise on Geochemistry*, 2nd Edn, eds HD Holland and KK Turekian (Oxford: Elsevier), p. 191-233.

- González-Abraham, A., Fagundo-Castillo, J. R., Carrillo-Rivera, J. J., & Rodríguez-Estrella, R. (2012). *Geoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en rocas sedimentarias y rocas volcánicas de Loreto, BCS, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64(3), pp. 319-333.
- Gürbüz, A. (2014). *Pull-Apart Basin*. Encyclopedia of Marine Geosciences, Springer Science+Business Media.
- Hakspiel-Segura, C., Martínez-López, A., Escobedo-Urías, D., Verdugo-Díaz, G., & Chiquete Ozono, A. Y. (2015). Variación temporal del trazador N*, implicaciones sobre la biogeoquímica del nitrógeno en la Cuenca Alfonso, Golfo de California, México. En *Hidrobiológica*, 25(2), pp. 293-301.
- Hesse, J., & Gross, T. (2014). Self-organized criticality as a fundamental property of neural systems. *Frontiers in systems neuroscience*, 8, 166.
- Hesse, R., & Schacht, U. (2011). Early diagenesis of deep-sea sediments. En *Developments in Sedimentology* (Vol. 63, pp. 557-713). Elsevier.
- Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., ... & Kucks, R. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70(4), J25-J32.
- Hutcheon I.E. (1998) Sedimentary fluids. En: *Geochemistry. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/1-4020-4496-8_286
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (México). (1995). *Síntesis geográfica del Estado de Baja California Sur*. INEGI, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Irwin, Mitch. (2012). *Marine Geology*, World Technologies. ProQuest Ebook Central, <https://ebookcentral.proquest.com/lib/unam/detail.action?docID=5012538>.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2013). *An introduction to geophysical exploration*. John Wiley & Sons.
- Kennicutt, M. C. (2017). Oil and gas seeps in the Gulf of Mexico. En *Habitats and biota of the Gulf of Mexico: Before the deepwater horizon oil spill* (pp. 275-358). Springer, New York, NY.
- Ledesma-Vázquez, J., Johnson, M. E., Gonzalez-Yajimovich, O., & Santamaría-del-Angel, E. (2009). Gulf of California geography, geological origins, oceanography, and sedimentation patterns. En *Atlas of Coastal Ecosystems in the Western Gulf of California*. The University of Arizona Press, Tucson, pp. 1-10.
- Leifer, I. (2019). A Synthesis Review of Emissions and Fates for the Coal Oil Point Marine Hydrocarbon Seep Field and California Marine Seepage. *Geofluids*, 2019.
- Lizarralde, Daniel, Gary J. Axen, Hillary E. Brown, John M. Fletcher, Antonio González-Fernández, Alistair J. Harding, W. Steven Holbrook et al. "Variation in styles of rifting in the Gulf of California." *Nature* 448, no. 7152 (2007): 466-469.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. En *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii* (Vol. 499). Boulder, Colorado: Geological Society of America.
- Martín-Barajas, A. (2014). *Conservation science in Mexico's Northwest Ecosystem status and trends in the Gulf of California: The geological foundations of the Gulf of California Region*. p. 53-80.
- McCuaig, T. C., & Hronsky, J. M. (2014). *The mineral system concept: the key to exploration targeting*. Society of Economic Geologists Special Publication, 18, p. 153-175.

- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1), p. 25-32.
- Mendoza-Albañez, A. (2014). *Geomorfología y Riesgos por Inundación en la Parte Baja de la Cuenca de San José del Cabo B.C.S. (Un Análisis del Crecimiento Poblacional y de la Mancha Urbana 1970-2010)*. (Tesis de pregrado). Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, Baja California.
- Merewether, R., Olsson, M. S., & Lonsdale, P. (1985). Acoustically detected hydrocarbon plumes rising from 2-km depths in Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B4), p. 3075-3085.
- Morley, C. K. (1999). Chapter 8: Basin Evolution Trends in East Africa. En *Geoscience of Rift Systems-Evolution of East Africa: AAPG Studies in Geology No. 44*, p. 131-150.
- Nemčok, M. (2016). *Rifts and Passive Margins: Structural Architecture, Thermal Regimes, and Petroleum Systems*. Cambridge: Cambridge University Press. doi: 10.1017/CB09781139198844.
- Neumann, F., Negrete-Aranda, R., Harris, R. N., Contreras, J., Sclater, J. G., & González-Fernández, A. (2017). Systematic heat flow measurements across the Wagner Basin, northern Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, 479, 340-353.
- Nield, D. A., & Bejan, A. (2017). En *Convection in Porous Media*. Springer, Cham.
- Núñez-Useche, F., Canet, C., Liebetrau, V., Puig, T. P., Ponciano, A. C., Alfonso, P., ... & Rodríguez-Díaz, A. A. (2018). Redox conditions and authigenic mineralization related to cold seeps in central Guaymas Basin, Gulf of California. *Marine and Petroleum Geology*, 95, p. 1-15.
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), pp. 19-42.
- Pearson, A. (2010). Pathways of carbon assimilation and their impact on organic matter values $\delta^{13}C$. En *Handbook of Hydrocarbon and Lipid Microbiology*.
- Persaud, P., Stock, J. M., Steckler, M. S., Martín-Barajas, A., Diebold, J. B., González-Fernández, A., & Mountain, G. S. (2003). Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfin basins, northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B7).
- Pérez-Cruz, G. (1982). Algunos resultados de la investigación geológico-geofísica en la porción noroccidental del Golfo de California. *Bol Soc Mexicana Geól Petrol*, 34, pp. 71-77.
- Pérez-Cruz, L., & Urrutia-Fucugauchi, J. (2009). *Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California: implications for depositional environment and sediment sources*. *Geofísica internacional*, 48(3), 305-318.
- Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Dando, P., & Hiriart, G. (2008). *A new nascent spreading centre at the Wagner Basin in the northern Gulf of California: a possible geothermal resource?*. In *Proceedings 30th New Zealand Geothermal Workshop (Vol. 30, pp. 191-195)*.
- Purser, B. H., & Bosence, D. W. (1998). *Sedimentation and tectonics in rift basins Red Sea:-Gulf of Aden*. Springer Science & Business Media.
- Rona, P. A. (1977). *Plate tectonics, energy and mineral resources: basic research leading to payoff*. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 58(8), pp. 629-639.

- Sawyer, D. S. (1985). *Total tectonic subsidence: a parameter for distinguishing crust type at the US Atlantic continental margin*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B9), 7751-7769.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico* (Vol. 278). Geological Society of America.
- Simoneit, B. R. T., Lonsdale, P. F., Edmond, J. M., & Shanks III, W. C. (1990). *Deep-water hydrocarbon seeps in Guaymas Basin, Gulf of California*. *Applied Geochemistry*, 5(1-2), 41-49.
- Southern California Earthquake Data Center (SCEDC) (2013). Southern California Earthquake Center, *Caltech. Dataset*, doi: 10.7909/C3WD3xH1.
- Steckler, M. S., & Watts, A. B. (1978). Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and planetary science letters*, 41(1), 1-13.
- Suess, E. (2014). *Marine cold seeps and their manifestations: geological control, biogeochemical criteria and environmental conditions*. *International journal of earth sciences*, 103(7), 1889-1916.
- Susilawati, R., Golding, S. D., Baublys, K. A., Esterle, J. S., & Hamilton, S. K. (2016). Carbon and hydrogen isotope fractionation during methanogenesis: a laboratory study using coal and formation water. En *International Journal of Coal Geology*, 162, 108-122.
- Valdez-Barrera, I. (2017). *ANÁLISIS MEDIANTE MODELOS ANALÓGICOS DEL SISTEMA DE CUENCAS PULL-APART EN LA PARTE SUR DEL GOLFO DE CALIFORNIA*. (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro.
- Vieth, A., & Wilkes, H. (2010). Stable isotopes in understanding origin and degradation processes of petroleum. En *Handbook of hydrocarbon and lipid microbiology*.
- Von Damm, K. V., Edmond, J. T., Measures, C. I., & Grant, B. (1985). *Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11), 2221-2237.
- Walker, J. D., Geissman, J. W., Bowring, S. A., & Babcock, L. E. (2013). *The Geological Society of America geologic time scale*. *GSA Bulletin*, 125(3-4), 259-272.
- Wickham, S. M., Peters, M. T., Fricke, H. C., & O'Neil, J. R. (1993). *Identification of magmatic and meteoric fluid sources and upward-and downward-moving infiltration fronts in a metamorphic core complex*. *Geology*, 21(1), 81-84.
- Withjack, M. O., Schlische, R. W., & Olsen, P. E. (2002). Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. En *Sedimentation in Continental Rifts*. SEPM Special Publication No 73, p- 57-81.
- Xie, X., & Heller, P. L. (2009). Plate tectonics and basin subsidence history. *Geological Society of America Bulletin*, 121(1-2), 55-64.

Apéndice A Escala de Tiempo Geológico

La escala aquí presente es la propuesta por Walker et al. (2013), recuperada por medio de la base de datos de The Geological Society of America.

