



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

***FUNCIONES DE RECEPTOR: MODOS DE RUPTURA Y ESPESOR DE LA
LITÓSFERA EN LA REGIÓN DEL GOLFO DE CALIFORNIA, MÉXICO***

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
ALEJANDRA FERNÁNDEZ MARTÍNEZ

TUTOR
Dra. Xyoli Pérez Campos, Instituto de Geofísica, UNAM

JURADO:

Dr. Luca Ferrari Pedraglio, Instituto de Geología, UNAM
Dr. Thierry Calmus, Instituto de Geología, UNAM
Dra. Xyoli Pérez Campos, Instituto de Geofísica, UNAM
Dr. Víctor Manuel Cruz Atienza, Instituto de Geofísica, UNAM
Dr. Raúl Castro Escamilla, Depto. Sismología, CICESE

MÉXICO, D. F. 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ÍNDICE

RESUMEN	1
CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN.....	2
CAPÍTULO 2.- RUPTURA DE LA LITÓSFERA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA	5
2.1 Apertura del Golfo de California	5
2.2 Tectónica activa en el Golfo de California.....	8
CAPÍTULO 3.- FUNCIONES DE RECEPTOR S (FRS)	11
3.1 Técnica de las FRS.....	12
3.1.1 Procesamiento de las FRS	13
3.2 Apilado de FRS.....	15
3.3 Retroproyecciones de FRS.....	17
CAPÍTULO 4.- RESULTADOS	20
4.1 Funciones de receptor S (FRS) observadas	20
4.2 Estado de la litósfera en la región del Golfo de California	29
4.2.1 Perfil B-B', perfil transversal al Golfo de California	31
4.2.2 Perfil C-C', perfil transversal al Golfo de California - norte	33
4.2.3 Perfil D-D', perfil transversal al Golfo de California - centro.....	34
CAPÍTULO 5.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	37
5.1 Modos de extensión de la litósfera propuestos por Buck (1991)	37
5.1.1 Modo de complejo de núcleo metamórfico	38
5.1.2 Modo amplio	38
5.1.3 Modo estrecho	39
5.2 Modos de ruptura y extensión observados a lo largo del Golfo de California.....	40
5.3 Modos de ruptura y extensión representados con FRS	40
5.4 Implicaciones de la subducción de los remanentes de la placa de Farallón en el espesor de la litósfera	46
5.5 Comparación de resultados	49
5.6 Conclusiones.....	50

BIBLIOGRAFÍA.....	53
APÉNDICE A.....	59
APÉNDICE B.....	60
APÉNDICE C.....	67

RESUMEN

Este trabajo tiene como objetivo interpretar las variaciones de los modos de ruptura y del espesor de la litósfera a lo largo del eje del Golfo de California e identificar las diferencias regionales que pudieran existir. Para ello se calcularon funciones de receptor S (FRS) y con ellas se estimó el espesor de la litósfera. El estudio de las variaciones del espesor de la litósfera puede proveer información acerca de los mecanismos que la engrosan o adelgazan. Estudiamos la geometría de la litósfera y su relación con la tectónica en la región del Golfo de California. Para ello, utilizamos la técnica de funciones de receptor de la onda S (FRS), empleada exitosamente en varias partes del mundo. Con base en la relación señal ruido observada en los datos, se decidió calcular FRS mediante una deconvolución iterativa en el dominio del tiempo. Se emplearon registros telesísmicos de banda ancha de las redes sismológicas: NARS-Baja (Red de sismógrafos de registro autónomo, por sus siglas en inglés), RESBAN (Red Sismológica de Banda Ancha del Golfo de California) y SSN (Servicio Sismológico Nacional). Para estimar el espesor de la litósfera aplicamos una técnica de apilamiento de fases convertidas. Los espesores encontrados se encuentran en el intervalo de 43.2-89.2 km. Los valores más altos corresponden a las estaciones que se encuentran en la parte este de la Sierra Madre Occidental, estos valores son consistentes con una litósfera continental. Los valores menores de espesor, se encuentran en la región donde se ubica la estación NE70 (Mexicali), concordante con una región de *pre-rift* que ha experimentado varios eventos de extensión. Con perfiles de retroproyecciones de FRS, se muestran a escala de litósfera los diferentes modos de ruptura, estudiados anteriormente a lo largo del eje del golfo. Por otra parte, con perfiles de funciones de receptor de la onda P (FRP) encontramos evidencia de una estructura, que probablemente se trate de corteza oceánica subducida, producto de la subducción de los remanentes de la placa de Farallón. Esta estructura se observa aproximadamente entre las latitudes 24° y 28° N, consistente con las observaciones realizadas por otros autores previamente. Por otra parte, en los perfiles se identificaron las regiones donde existen zonas de fusión parcial producto de la subducción.

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN

En la región del Golfo de California se ha estudiado y determinado la geometría de la corteza (por ejemplo, Persaud et al., 2003; Lewis et al., 2001; Ichinose et al., 1996; González-Fernández et al., 2005). Sin embargo, el límite frontera litósfera-asténosfera permanece desconocido. Esta tesis pretende mostrar la geometría del límite litósfera-asténosfera mediante perfiles de funciones del receptor S (FRS).

En el Capítulo 2 se hace una revisión de los procesos de extensión que dieron paso a la apertura del Golfo de California. También se examinan las características del Golfo de California que lo convierten en el lugar ideal para estudiar las etapas iniciales de la formación de una nueva cuenca oceánica, lo que da pie a estudiar el papel que desempeña el flujo de la corteza inferior, el magmatismo y la sedimentación en la estructura de un *rift*. Se repasan sus particularidades, en específico las grandes fallas transformes que unen centros de expansión oceánica en el sur y conectando cuencas oceánicas en el norte. A lo largo del eje del Golfo se observan diferencias en cuanto a los modos de ruptura y a la edad, ocasionados por cambios en la tasa de sedimentación o de extensión. En la región sur del Golfo aún se encuentran remanentes de la antigua placa de Farallón, estos remanentes han sido delineados por Brothers et al. (2012) y en la región norte Zhang et al., 2007. Una de las consecuencias de la subducción podría ser la remoción de la litósfera continental de la zona. En este trabajo se obtiene la geometría de la litósfera en la región del Golfo de California que complementa los modelos de corteza ya existentes. Las diferencias de espesor de la litósfera proveen información acerca del grado de extensión en las diferentes zonas del Golfo de California que ayudan a visualizar y corroborar las diferencias observadas entre las diferentes regiones del Golfo (por ejemplo Lizarralde et al., 2007).

El Capítulo 3 se destinó a la descripción de la metodología de obtención y análisis de las FRS, empleada en este trabajo. La técnica de las FRS ha sido utilizada para mapear la frontera litósfera-asténosfera en varias partes del mundo con gran éxito (por ejemplo, Farra & Vinnik, 2000; Li et al., 2004; Kumar et al., 2005a, 2005b; Sodoudi et al., 2006; Angus et al., 2006; Heit et al., 2007; Kind et al., 2012)¹. La metodología seguida en este trabajo se resume en dos pasos: una rotación doble de las componentes y la deconvolución. Primero se llevó a cabo una doble rotación de ejes de las componentes cardinales a las componentes vertical, radial y transversal. La segunda rotación consiste en

¹ Una revisión más detallada de dichos trabajos, se encuentra en Fischer et al., 2010.

CAPÍTULO 1

rotar las componentes recién rotadas a las componentes longitudinal (L), perpendicular y transversal para asegurar que la fase convertida S_p se observe predominantemente en la componente L. El segundo paso consiste en una deconvolución iterativa en el dominio del tiempo. La elección de la metodología se realizó considerando el nivel de ruido presente en los datos. También se puede encontrar en este capítulo la forma en que se lleva a cabo el apilamiento de las FRS y las retroproyecciones de las FRS.

En el Capítulo 4 se exponen los resultados obtenidos después de aplicar la metodología descrita en el Capítulo 3. Los espesores de la litósfera constituyen parte de los resultados de este trabajo. El término litósfera se utiliza ampliamente, con diferentes significados e implicaciones. Por ejemplo, se le ha definido desde el enfoque reológico, térmico y químico. El concepto de litósfera nació con la idea de que la Tierra está constituida en su parte exterior por una capa globalmente frágil a escala geológica a la que le subyace una capa dúctil que es capaz de fluir y que ambas capas se encuentran soportadas por compensación isostática (Barrell, 1914), aunque la definición moderna vino mucho después con la tectónica de placas. La litósfera, de acuerdo a sus propiedades físicas está formada por la corteza y el manto litósferico formando así una capa compuesta por composiciones químicas notablemente diferentes. El espesor de la litósfera varía con la temperatura, los esfuerzos, la tasa de deformación, la edad y su composición mineralógica. Se considera que la litósfera tiene alta viscosidad, resistencia al flujo en comparación con la astenósfera. La evidencia muestra que la litósfera es capaz de soportar esfuerzos del orden de 100-200 MPa (Wiens & Stein, 1983). De acuerdo con Barrell (1914), la litósfera es 100 veces más resistente que la astenósfera. Anteriormente, el espesor de la litósfera había sido deducido a partir de mediciones de topografía y anomalías gravimétricas en trincheras y dorsales (McNutt, 1982). Años después, bajo la suposición de que la frontera litósfera-astenósfera se comporta como un límite mecánico, Farra & Vinnik (2000) y Zhou et al. (2000) trabajaron por primera vez con la técnica de las FRS para estudiar el espesor de la litósfera. También se han empleado muchas otras técnicas como la tomografía sísmica, flujo de calor, conductividad eléctrica y espesor elástico de la placa (rigidez flexural) (Fischer et al., 2010).

Al inicio del Capítulo 5 se tratan los modos de ruptura expuestos por Buck (1991). Se describe la forma en que se encuentran distribuidos los estilos de ruptura en las cuencas y centros de expansión del Golfo de California. Con perfiles de retroproyecciones de FRS se observa la geometría de la litósfera en las regiones donde previamente se ha estudiado el estilo de ruptura. Al final del trabajo, se discute la posible naturaleza de la frontera litósfera-astenósfera. Ésta varía de acuerdo al ambiente tectónico de la región, por ejemplo: cratones, márgenes pasivos, provincias extensionales, zonas de subducción. Con respecto a lo que se espera observar en la región del Golfo de California, primero

CAPÍTULO 1

debemos considerar que antes de la apertura del Golfo de California subdujeron las microplacas Guadalupe y Magdalena, ocasionando una ventana en la placa subducida, conocida en inglés como *slab window*², que posiblemente se encontraría entre las latitudes 24°-28°; también se dio una remoción de manto litosférico³ y por último se tuvo la extensión que dio lugar al Golfo de California. Haciendo las consideraciones anteriores podemos esperar zonas donde el material astenosférico asciende a través de la ventana en la placa subducida y una litósfera adelgazada. En las latitudes 24°-28° N se espera encontrar remanentes de placa subducida de acuerdo al mapa de Zhang et al. (2007). Aproximadamente en la latitud 28° N se espera observar, de acuerdo con resultados de un perfil geofísico en Vizcaíno (Romo et al., 2001) y de mediciones de anisotropía sísmica (Obrebski et al., 2006), la forma en que una antigua ventana de la placa subducida, de ~ 200 km de ancho deducida por Calmus et al. (2011) afecta a la litósfera.

² En la literatura es posible encontrar otros modelos para explicar el volcanismo del periodo Mioceno-Plioceno.

³ Existen diferentes mecanismos para explicar la remoción del manto, y se pueden clasificar en tres: subducción y desprendimiento de manto litosférico continental, remoción convectiva y delaminación continental. En la región de estudio la remoción de manto litosférico se debe a la antigua subducción.

CAPÍTULO 2.- RUPTURA DE LA LITÓSFERA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

En este capítulo tratamos los diferentes procesos tectónicos que dieron paso a la apertura del Golfo de California con el propósito de tener un marco tectónico que sirva de base para un análisis posterior. La apertura del Golfo de California se ha atribuido a dos eventos extensionales consecutivos: el primero tuvo lugar durante el Mioceno medio al tardío, llamado extensión del “proto-Golfo” (Moore & Buffington, 1968; Karig & Jensky, 1972; Moore, 1973; Gastil, et al., 1979; Stock & Hodges, 1989; Henry & Aranda-Gómez, 2000 ; Umhoefer et al., 2002; Fletcher & Munguía, 2000; Aragón-Arreola & Martín-Barajas, 2007; Fletcher et al., 2007; Plattner et al., 2009; Seiler et al., 2010; Busing, 2012) el segundo evento se desarrolló durante el Plioceno y hasta el presente en la frontera entre placas Pacífico-Norteamérica (Larson et al., 1972). Concluimos el capítulo con la descripción de la tectónica activa actual del Golfo de California.

2.1 Apertura del Golfo de California

La formación del Golfo de California está asociada con el fin de la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa de Norteamérica. Ésta ocurrió hace 12 millones de años en la latitud del centro de la península de Baja California (Atwater & Stock, 1998; Mammerick & Klitgord, 1982; Lonsdale, 1991). También la apertura y evolución del Golfo de California se ha relacionado con la transferencia de la península de Baja California de la placa de Norteamérica a la del Pacífico (Stock & Hodges, 1989). La apertura del Golfo de California ocurrió en dos fases principales (por ejemplo, Stock & Hodges, 1989) (Figura 2.1B y 2.1C):

- a) Fase temprana, que inició hace aproximadamente 12 millones de años⁴. Esta primera fase comúnmente se denomina fase de extensión (Figura 2.1B) o fase de proto-Golfo.

⁴ En Bryan et al. (2013) y Ferrari et al. (2013) se ha demostrado que la fase de extensión temprana en Sinaloa y Nayarit es mucho más antigua; empezó a finales del Oligoceno (26 m. a.) como en Sonora.

Durante este periodo de apertura (*rifting*), en la isla Tiburón se produjeron las primeras cuencas oceánicas, además de las primeras incursiones marinas (Stock & Hodges, 1989; Henry & Aranda-Gómez, 2000; Umhoefer et al., 2002). La vida marina en el Golfo de California en la parte norte comenzó a establecerse hace 6.5 millones de años (Oskin et al., 2000; Oskin & Stock, 2003)⁵. Aunque la edad de los primeros sedimentos marinos en el área de Santa Rosalía, Loreto o en la isla Tiburón son más jóvenes y no coinciden con esta propuesta (Holt et al., 2000). Otra hipótesis sugiere que la transgresión marina vino del sur desde la actual boca del Golfo de California para progresivamente cubrir sus márgenes actuales.

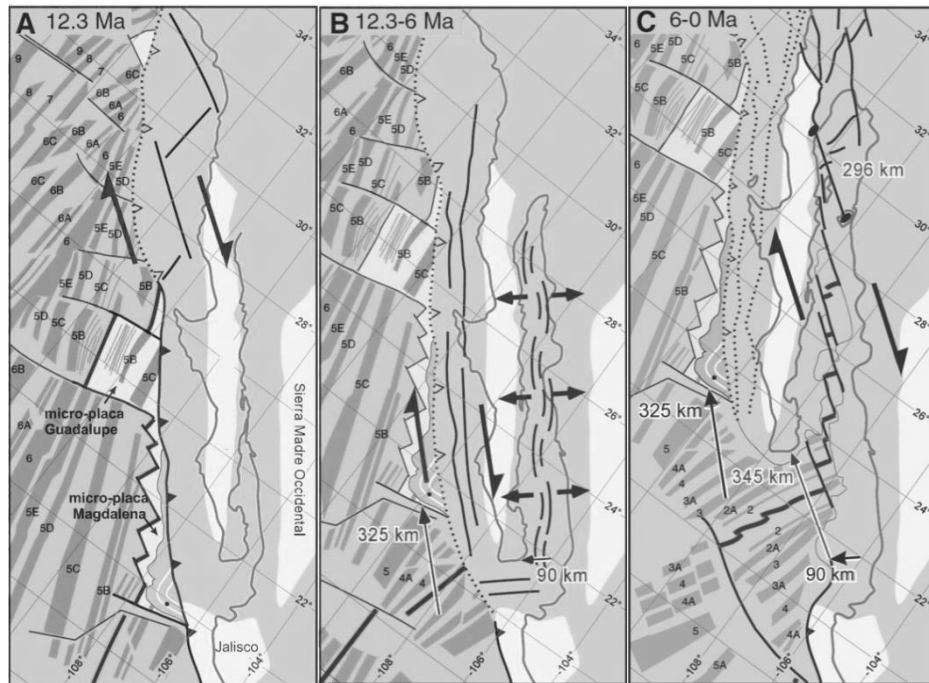


Figura 2.1. Proceso de apertura del Golfo de California (modificada de Fletcher et al., 2007). A) 12.3 millones de años: la península de Baja California continua siendo parte de la placa de Norteamérica. En el sur de la península termina la subducción de los remanentes de la placa de Farallón (Guadalupe y Magdalena). Mientras tanto en el norte iniciaba el movimiento entre las placas de Pacífico y Norteamérica (desplazamiento horizontal). B) 12-6 millones de años (fase del proto-Golfo): El acoplamiento entre la placa del Pacífico y la península de Baja California produjo un proceso de extensión ortogonal. C) 6 millones de años al presente: el límite entre la península de Baja California y la placa de Norteamérica se encuentra caracterizado por una serie de fallas transformantes en el norte, en tanto que en el sur existe expansión del piso oceánico unidos por fallas transformantes. Las flechas indican los diferentes desplazamientos entre las placas Pacífico y Norteamérica.

⁵ Existe evidencia de cuencas marinas más antiguas por ejemplo: Helenes et al. (2009); Miller & Lizarralde (2013); Barajas et al. (2013).

La provincia extensional del Golfo tuvo su origen en esta fase. Se ha deducido que esta zona fue el resultado de la división oblicua con respecto al eje del Golfo, consecuencia del movimiento NNW-SSE entre las placas Pacífico-Norteamérica (Henry & Aranda-Gómez, 2000). La dirección preferencial de la extensión en la región fue ENE, determinada a partir de la orientación NNW de las fallas normales que se encuentran distribuidas en toda la zona (Fletcher & Munguía, 2000).

Esta fase se caracterizó por el desarrollo de una zona de transtensión en el límite de la placa de Norteamérica y la placa del Pacífico. El movimiento relativo entre estas dos placas tuvo un cambio de dirección de N60°W (~30 millones de años – 8 millones de años) a N37°W (8 millones de años al presente) al mismo tiempo en que la tasa de desplazamiento relativo cambió de 33 mm/año a 52 mm/año (Atwater & Stock, 1998).

La península de Baja California se comportó como una micro-placa localizada entre la placa del Pacífico y la placa de Norteamérica, limitada por dos sistemas de fallas paralelas, la falla de San Benito–Tosco–Abreojos al oeste y la provincia extensional del Golfo de California al este (Atwater & Stock, 1998). La falla San Benito-Tosco-Abreojos permitió que el desplazamiento de la península de Baja California fuera de 250 a 300 km con respecto a la placa del Pacífico a lo largo del límite oeste de la península de Baja California (Spencer & Normak, 1989; Stock & Hodges, 1989; Lonsdale, 1991) (Figura 2.1B).

- b) Fase transicional de expansión del fondo oceánico y creación de fallas transformantes (Figura 2.1C).

El cambio entre la fase de extensión y la fase de expansión del fondo oceánico oblicuo, probablemente ocurrió alrededor de los 6 ó 5 millones de años⁶ (por ejemplo, Lonsdale, 1989; Umhoefer et al., 1994) y continua hoy en día (por ejemplo, Moore & Buffington, 1968; Karing & Jensky, 1972; Moore, 1973; Gastil et al., 1979; Lizarralde et al., 2007; Umhoefer, 2011).

El movimiento de la península de Baja California provocó la separación oblicua entre la placa de Norteamérica y la placa del Pacífico, dando paso al actual Golfo de California. Como resultado de este proceso, estudios previos han mostrado que la corteza alrededor del Golfo de California se adelgaza hacia la boca y el interior del Golfo de California (Persaud et al., 2007).

El tiempo en que se inició el *rifting* y la ruptura total de la litósfera en el Golfo de California fue muy corto con respecto a otros ejemplos en el mundo (Umhoefer et al,

⁶ En Fletcher et al. (2007) se propone que hace 6 m. a. la actividad tectónica al oeste de Baja California terminó y que todo el movimiento de las placas Pacífico y Norteamérica se concentró hacia el interior del Golfo.

2011). Tres de las principales causas por las cuales el rompimiento fue tan rápido son: a) La corteza en el Golfo era dúctil, producto de un arco volcánico que se encontraba activo poco antes de que se originara el borde oblicuo divergente. Además el lugar del rompimiento se encontraba entre dos cinturones de batolitos. b) La velocidad de la placa del Pacífico era mayor con respecto a de la placa de Norteamérica. c) La gran oblicuidad que existía entre las dos placas trajo como consecuencia la formación de cuencas “*pull-apart*” y adelgazamiento de la corteza (Umhoefer et al., 2002).

Por otra parte, en Bryan et al. (2013) y Ferrari et al. (2013) han propuesto que la fase temprana de extensión del Golfo de California sucedió al menos hace 18 m. a., esta afirmación convierte en obsoletas las hipótesis que sostenían una extensión temprana a los 12 m. a. y por lo tanto habría que replantear y reescribir los párrafos anteriores de este texto correspondientes a la evolución tectónica del Golfo de California.

2.2 Tectónica activa en el Golfo de California

El Golfo de California y el sistema de fallas de San Andrés (Figura 2.2) son el límite entre las placas Pacífico y Norteamérica.

En el límite entre las placas Pacífico y Norteamérica predominan las fallas transformantes. Hacia el sur, el Golfo presenta centros de expansión donde se está generando nueva corteza oceánica. Al sur del Golfo y en su parte central, la frontera entre las placas Pacífico-Norteamérica muestra zonas de deformación bien definidas, por ejemplo: la cuenca de Guaymas y la zona de falla del canal de Ballenas. Por el contrario, en la región norte existen zonas anchas de deformación difusa semejantes a las que hay en continente, como en la región del *Salton Trough*, debido a la alta tasa de sedimentación y la falta de formación de nuevo piso oceánico, se considera que la corteza del norte del Golfo puede ser similar a una corteza transicional⁷ (Sanders et al., 1982).

La subsidencia en cuencas “estrechas” ha sido explicada por el adelgazamiento de la corteza continental durante el *rifting* (Sandiford, 2003). Además, la gran tasa de sedimentación tiene un papel muy importante en la ductilidad de la litósfera porque los sedimentos “separan” térmicamente la corteza inferior (Bialas & Buck, 2009).

La actividad volcánica que inició en el Mioceno medio (Sawlan & Smith, 1984; Martín Barajas, 2000) y kilómetros de sedimentos contribuyeron a la ductilidad de la litósfera en el norte del Golfo de California.

⁷ La corteza transicional es en esencia corteza continental adelgazada por fallas normales. Su origen está asociado al inicio de la ruptura. Se encuentra recubierta por una gran cantidad de sedimentos.

Con respecto al eje del Golfo, se observan diferencias, por una parte en el Este se observa un sistema inactivo cuenca-falla del Golfo de California (Figura 2.2), este sistema se encuentra presente a lo largo del Golfo, formando un margen abandonado de *rift*. En tanto que al oeste del Golfo, el *rifting* se encuentra activo (Aragón-Arreola et al., 2005).

No existe una variación simple entre la región sur y la región norte del Golfo de California. Sin embargo, en la región sur es posible observar diferencias. Las diferencias radican entre los estilos de *rifting* y de magmatismo de *rift*. Esta variación parece estar relacionada con la historia magmática antes del *rift* (Lizarralde et al., 2007). Por ejemplo, el estilo de *rift* de la cuenca de Guaymas es amplio, diferente al del estilo estrecho de la cuenca de Alarcón.

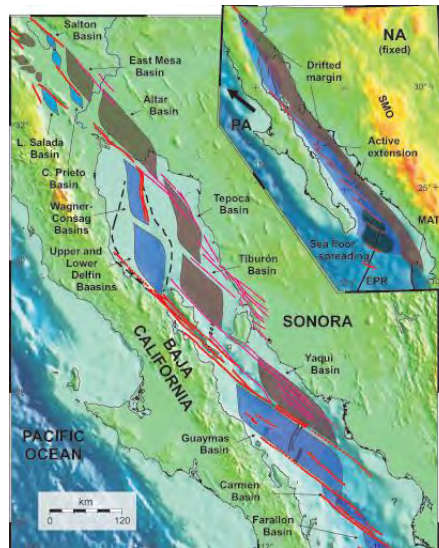


Figura 2.2. Cuencas de *rift* activas e inactivas del Golfo de California. Las cuencas abandonadas del Golfo se encuentran en la parte oriental y se muestran en el mapa con color gris; mientras que las cuencas de *rift* jóvenes y activas del Golfo se encuentran en la zona oeste y se encuentran coloreadas con color azul. Figura tomada de Aragón-Arreola et al. (2005).

Estudios de tomografía de ondas Rayleigh (Figura 2.3), que representan la velocidad de las ondas superficiales, han permitido observar que existen anomalías de alta velocidad por debajo de la península, en el manto superior, y son probablemente causadas por un remanente de la placa subducida (micro-placa Magdalena). Por otra parte, las anomalías de baja velocidad han sido atribuidas a la dinámica, derretimiento, flotabilidad en el manto inicialmente disparada por el inicio de la extensión del Golfo hace 6 millones de años (Wang et al., 2009).

Al sur de California (latitudes 32°-36.5° N), Lekic et al. (2011) determinaron los espesores de la litósfera mediante la metodología de FRS. Tales espesores muestran grandes variaciones que se encuentran en un rango de entre los 40 km y 100 km. Los mayores

espesores de litósfera se encuentran en las cordilleras peninsular y transversal, así como en el bloque Mojave. Y en la región conocida como *Salton Trough* calcularon el espesor de litósfera más delgado (40 km). La región de ese estudio coincide con la zona donde se encuentran dos estaciones utilizadas en este trabajo NE70 y TJIG, lo cual permitirá realizar una comparación de resultados más adelante.

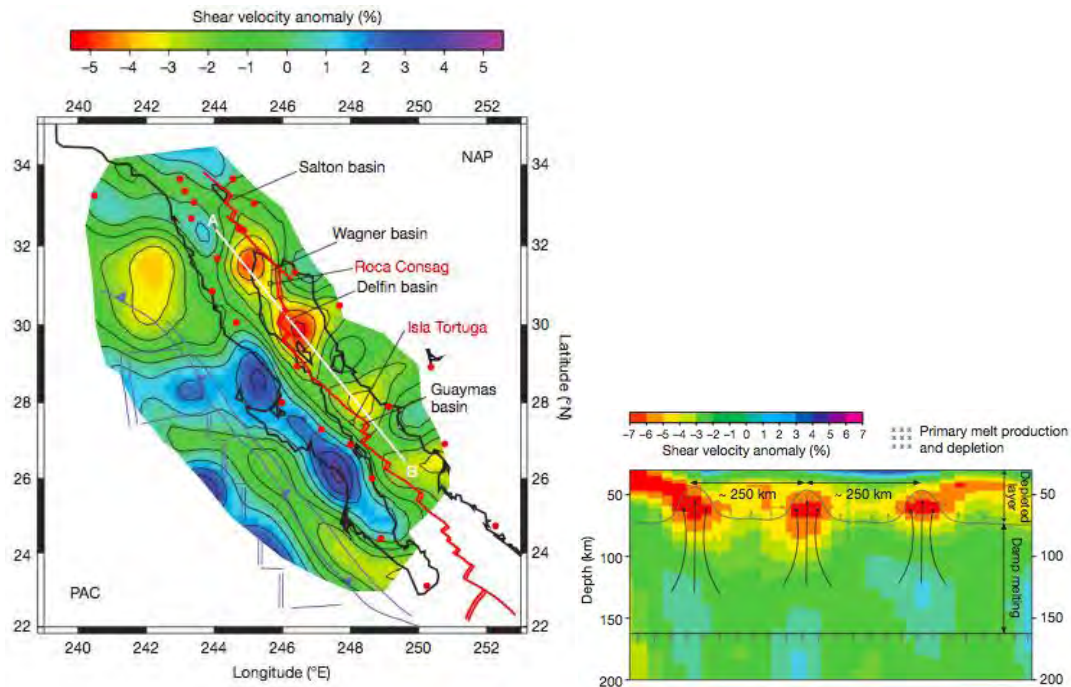


Figura 2.3. Anomalías de velocidad de cortante promediados en una profundidad de 50-90 km por debajo del Golfo de California y la región de Baja California (a la izquierda). A la derecha se muestra el perfil A-B a lo largo del Golfo, en el que se muestran las anomalías de velocidades. Figura tomada de Wang et al. (2009).

CAPÍTULO 3.- FUNCIONES DE RECEPTOR S (FRS)

Este capítulo está dedicado a la descripción de la metodología empleada en este trabajo de tesis. El capítulo está dividido en tres secciones. En la primera trataremos aspectos relacionados a las funciones de receptor S (FRS); es decir, sus características y el procedimiento que utilizamos para obtenerlas. En la segunda parte exponemos la forma en que llevamos a cabo el apilado de las FRS. Concluimos el capítulo con la descripción del cálculo de las retroproyecciones realizadas en este trabajo.

El fundamento de las funciones de receptor es el siguiente: una fase “madre” por ejemplo P, S, PP, SKS o ScS, incide (Figura 3.1) por debajo de cualquier discontinuidad sísmica por debajo de una estación y origina una fase convertida o fase “hija”. Por ejemplo, si se tiene una fase “madre” P, al llegar a la discontinuidad sísmica, será convertida en S, siendo ésta la fase “hija”, formándose la fase Ps. Si se tiene una fase Sp, implica que se tuvo una fase “madre” S y una “hija” P. Dichas fases convertidas nos indicarán las propiedades y profundidad de la discontinuidad sísmica donde la fase “madre” se convirtió si conocemos el ángulo de incidencia y la velocidad con la cual viajaron las ondas (Kind et al., 2012).

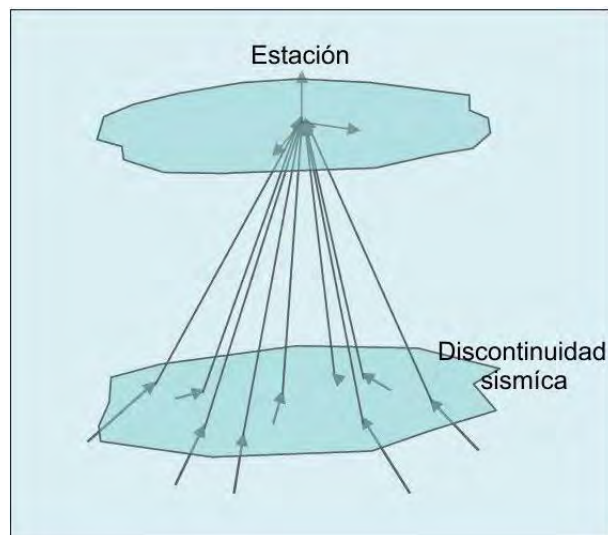


Figura 3.1. Caricatura de la incidencia de ondas sísmicas en cualquier discontinuidad sísmica. Figura tomada de Espíndola Castro (2009).

El artículo de Phinney (1964) es considerado como el primer escrito sobre funciones de receptor. Posteriormente Burdick & Langston (1977) y Vinnik (1977) utilizaron la técnica de las funciones de receptor P (FRP) para estudiar la discontinuidad de Mohorovičić e interfaces del manto superior. Las FRP analizan la fase convertida Ps. Más tarde, Farra & Vinnik (2000) y Zhou et al. (2000) introdujeron la técnica de las FRS para estudiar interfaces del manto empleando la fase convertida Sp.

3.1 Técnica de las FRS

La mejor característica de las FRS es que se encuentran libres de los múltiples que se generan en la corteza en el tiempo en el que se registra la fase Sp; es por ello que son ideales para el estudio de interfaces como la que hay entre la corteza y el manto litosférico, o bien, entre el manto litosférico y el astenosférico. Sin embargo la fase Sp no se puede observar en todas las distancias telesísmicas (Figura 3.2) y en ocasiones la fase Sp puede originarse en ángulos de incidencia críticos. El intervalo de distancias epicentrales utilizables depende del objetivo de interés; es decir, para estudiar discontinuidades dentro del manto litosférico, el rango está limitado a distancias epicentrales mayores de 55-60° y menores de 85° (Yuan et al., 2006).

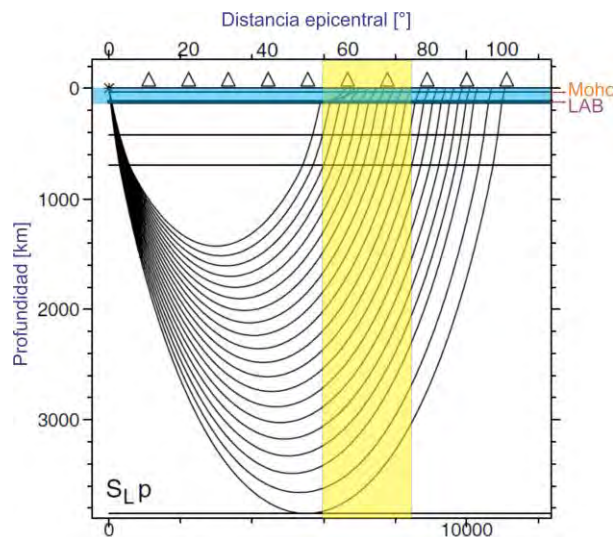


Figura 3.2. Diagrama de las posibles trayectorias de la fase convertida Sp a diferentes epicentrales. Para ello se supuso que la fuente se encuentra en superficie. Figura tomada y modificada de Yuan et al. (2006).

Por otra parte la fase Sp puede llegar dentro de la coda de la onda P, esto podría contribuir con ruido en la ventana de datos seleccionada.

3.1.1 Procesamiento de las FRS

El procesamiento que empleamos consiste principalmente en una doble rotación de ejes y una deconvolución.

Para la obtención de las FRS usamos registros telesísmicos de banda ancha con magnitud M_w mayor o igual que 5.8, de esta manera nos aseguramos el tener una buena relación señal/ruido. Los registros están a distancias epicentrales entre 65° y 85° para evitar fases difractadas, fases del núcleo y reverberaciones de la corteza. También elegimos solo los registros en los que el arribo de la fase S fuera claramente identificable.

Con los registros seleccionados identificamos manualmente la fase S; posteriormente, con una ventana coseno al 5% cortamos ventanas alrededor de la fase S; 90 segundos antes de su arribo y 30 segundos después.

Las tres componentes originales del sismograma Z, N, E (vertical, Norte-Sur, Este-Oeste) son rotadas al sistema Z, R, T (vertical, radial y transversal). A continuación las componentes Z, R, T son rotadas a las componentes L, Q, T (longitudinal, perpendicular y transversal). En esta rotación, la componente Q es perpendicular a la componente L (Figura 3.3), que se localiza en la dirección de la onda incidente S que está en dirección positiva de la fuente, donde el ángulo de incidencia, i , está definido por la dirección en la que se tenga la mínima energía S en la componente L.

Empleamos el método de “mínima energía” para rotar del sistema ZRT al sistema LQT. En este procedimiento se calcula la matriz de rotación de la varianza y covarianza de las componentes, minimizando la energía S en la componente L con el uso de eigen-vectores, (para más detalles consultar Persaud et al. (2007) y demás artículos citados por dichos autores).

Con la intención de hacer comparables las FRS con las FRP, invertimos el eje del tiempo de las FRS y también la polaridad de su amplitud (Figura 3.4).

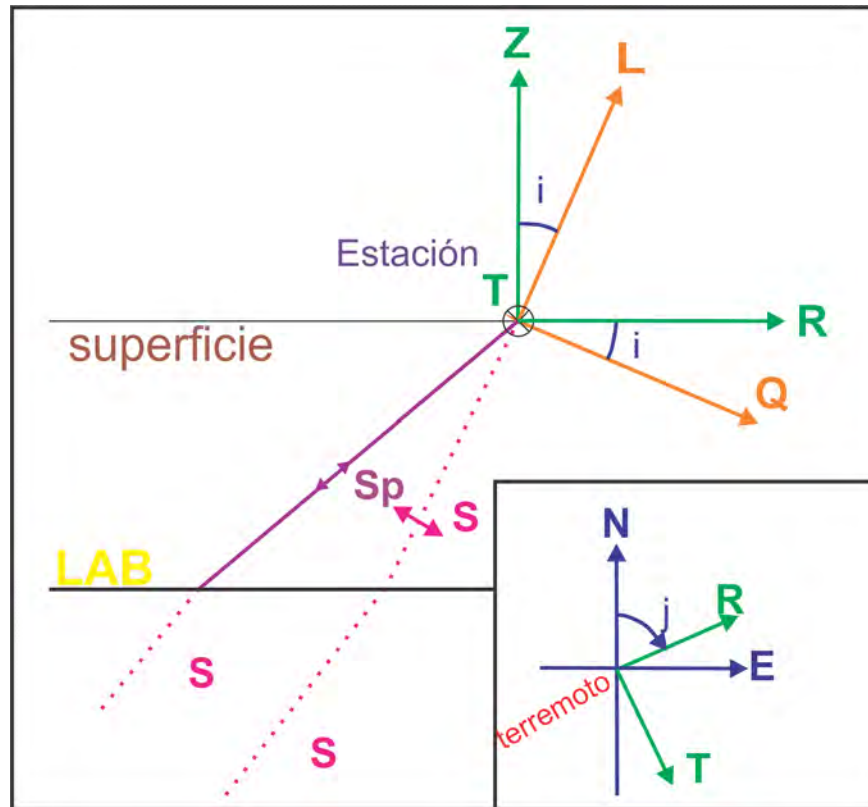


Figura 3.3. Doble rotación de las FRS. En el recuadro se muestra la rotación de los ejes originales ZNE a los ejes ZRT; el ángulo j es el azimut, se mide desde el norte en dirección de las manecillas del reloj; el ángulo i es el ángulo de incidencia. En la parte superior se muestra la rotación ZRT al sistema LQT. Figura tomada de Kind et al. (2012).

Empleamos la deconvolución iterativa en el dominio del tiempo para obtener las FRS. Este tipo de deconvolución fue utilizada por primera vez por Ligorria & Ammon en 1999. La metodología es la siguiente: se realiza una correlación entre las componentes L y Q. Esta correlación cruzada busca las similitudes entre dichas señales y un primer retraso en tiempo, que constituirá la primera estimación de la FRS, teniendo FRS_1 . Después se realiza la convolución entre FRS_1 y Q. A continuación se realiza la diferencia en términos de mínimos cuadrados entre el resultado de la convolución, L_1 , y la componente original L. Dado que es la primera iteración, la señal estimada L_1 será diferente a la componente original observada; sin embargo, iteraciones sucesivas irán disminuyendo esta diferencia, hasta lograr una diferencia mínima entre ellas. Cada iteración proveerá de nuevos pulsos a la nueva función de receptor. Al final del ciclo se tendrá la función de receptor calculada.

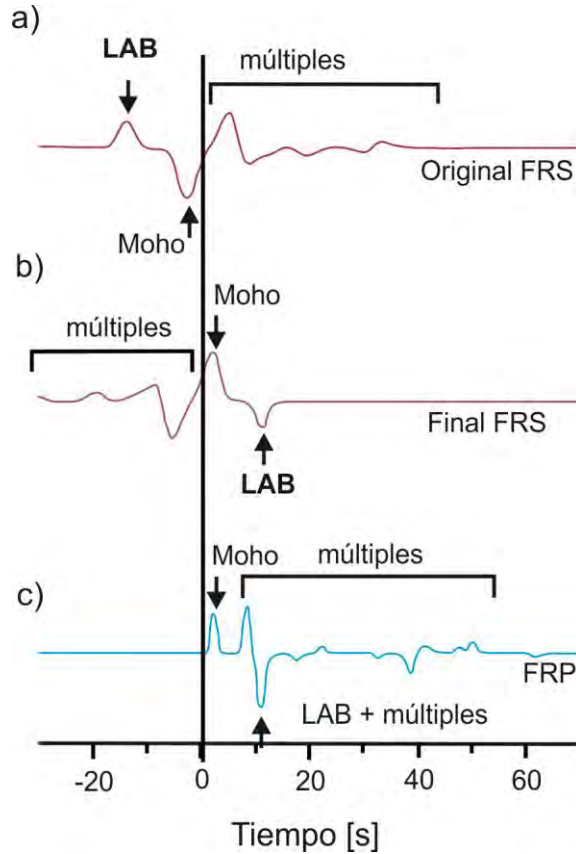


Figura 3.4. Funciones de receptor S y P sintéticas. En a) observamos una función de receptor de la onda S, en donde se muestra que las conversiones en la frontera litósfera-astenósfera (LAB), S_{LAB} y en la discontinuidad de Mohorovičić, S_{Moho} , llegan antes que la fase S (la fase S ha sido removida mediante la rotación de ejes) y que los múltiples llegan después de la fase S; en b) tenemos la misma FRS que en el inciso a), solo que ha sido invertido el eje del tiempo y la amplitud de la FRS; c) FRP sintética para el mismo modelo que la FRS. Figura tomada de Kind et al. (2012).

3.2 Apilado de FRS

Zhu & Kanamori (2000) mostraron una técnica de apilamiento para FRP para estimar H , la profundidad a la discontinuidad de Mohorovičić, y $k = V_P/V_S$, el cociente de velocidades de la onda P, V_P , y de la onda S, V_S , en la corteza. La técnica se basa en la diferencia en tiempos de las fases P_s y P, por medio de la expresión 3.1:

$$t_{P_s} - t_P = H \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p_P^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p_P^2} \right), \dots \dots \dots 3.1$$

donde:

t_P = Tiempo teórico de arribo de la fase P.

t_{pS} = Tiempo teórico de arribo de la fase Ps.

p_p = Parámetro de rayo cuya relación con el ángulo de incidencia, i_p , está dada por

$$p = \text{sen}(i_p)/V_p.$$

V_s = Promedio de velocidades de la onda S en la corteza.

V_p = Promedio de velocidades de la onda P en la corteza.

Zhu & Kanamori (2000) además usan la diferencia en tiempos de los múltiplos de Ps. Dicha técnica de apilamiento tiene varias ventajas. Por ejemplo, es posible procesar grandes cantidades de funciones de receptor; no es necesario identificar arribos y podemos apilar funciones de receptor de diferentes distancias epicentrales.

La forma en que llevamos a cabo el apilamiento de las FRS utiliza el mismo principio de apilamiento de Zhu & Kanamori (2000). Para llevar a cabo el apilamiento de las FRS consideramos un modelo de dos capas (Figura 3.5). La primera capa consistirá en la corteza y la segunda capa será el manto litosférico.

Los valores de espesor para la corteza (H_m) y el cociente k_m ($k_m = V_{pm}/V_{sm}$) fueron calculados por Persaud et al. (2007) empleando funciones de receptor P, utilizando la metodología de apilamiento de Zhu & Kanamori (2000). Aquellas FRP que no fueron calculadas en ese trabajo, fueron calculadas en éste con la misma metodología que ellos emplearon.

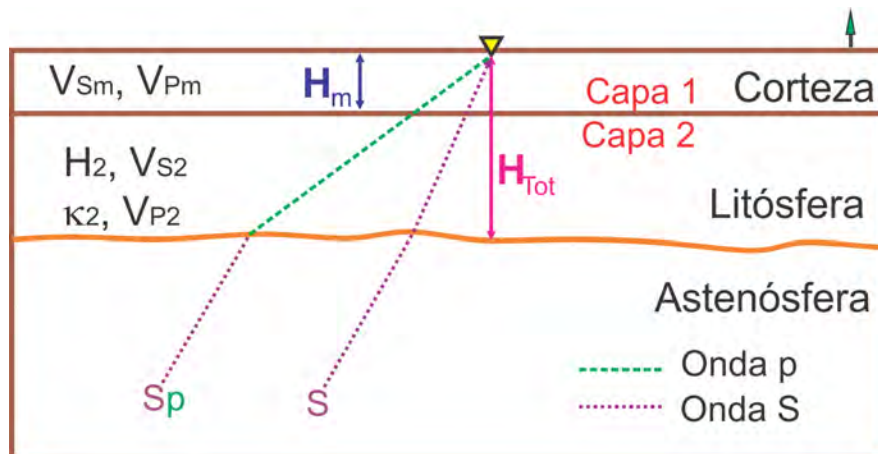


Figura 3.4. Modelo de dos capas empleado para el cálculo de la profundidad del manto litosférico, donde H_m es el espesor de la corteza (capa 1), V_{pm} y V_{sm} son los promedios de velocidades P y S, respectivamente, en la corteza (capa 1), $k_m = V_{pm}/V_{sm}$ es el cociente de velocidades de la primera capa. H_2 es el espesor del manto litosférico (capa 2), $k_2 = V_{p2}/V_{s2}$ es el cociente de velocidades en el manto litosférico (capa 2), V_{p2} y V_{s2} son los promedios de velocidades P y S en el manto litosférico (capa 2), respectivamente. H_{Tot} es el valor de espesor calculado para la litósfera.

Utilizamos la diferencia en tiempos de viaje de las fases S y S_{LABp} para calcular el espesor del manto litosférico (Expresión 3.2):

$$t_S - t_{SLABp} = H_2 \left[\sqrt{\frac{1}{V_{S2}^2} - p_S^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{P2}^2} - p_S^2} \right] + H_m \left[\sqrt{\frac{1}{V_{Sm}^2} - p_S^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{Pm}^2} - p_S^2} \right], \dots \dots \dots 3.2$$

donde:

t_S = Tiempo teórico de arribo de la fase S.

t_{SLABp} = Tiempo teórico de arribo de la fase S_{LABp} .

p_S = Parámetro de rayo.

V_{S2} = Promedio de velocidades de la onda S en la capa 2.

V_{P2} = Promedio de velocidades de la onda P en la capa 2.

V_{Sm} = Promedio de velocidades de la onda S en la capa 1.

V_{Pm} = Promedio de velocidades de la onda P en la capa 1.

En la Ecuación 3.2 calculamos los tiempos teóricos t_S y t_{SLABp} ; los valores V_{Sm} , V_{Pm} y H_m son conocidos; utilizamos el parámetro de rayo de cada una de las FRS (p). Deseamos determinar H_2 y $\kappa_2 = V_{P2}/V_{S2}$. El valor de V_{P2} debe ser especificado, para ello empleamos el valor de 8.04 km/s de acuerdo con el modelo de velocidades IASP91.

Con la diferencia en tiempos de $t_S - t_{SLABp}$, localizamos mediante una interpolación lineal su valor correspondiente en la FRS. Se realiza el apilado de las FRS en el tiempo predicho por la Ecuación 3.2 y se calcula el valor mínimo del apilado en la función de receptor. De esta manera encontramos una primer estimación de H_2 y k_2 . Posteriormente se realiza la búsqueda del error mínimo con la técnica de recristalización simulada (*simulated annealing*) y una técnica de re-muestreo (*bootstrap*), detalladas en Persaud et al. (2007). Los parámetros que se minimizan son H_2 y k_2 .

3.3 Retroproyecciones de FRS

Para trazar las retroproyecciones de las FRS, tomamos como base el modelo de velocidades IASPEI91 (Kennett & Engdhal, 1991). El primer paso consiste en introducir en

el modelo de cada estación, discontinuidades con los valores de espesor calculados para la corteza y la litósfera. En la Figura 3.5 se observa un ejemplo para un espesor de corteza de 32 km. Además, se introduce una discontinuidad artificial cada 5 km. En ellas se preservan los valores de densidad y velocidad. Estas discontinuidades permitirán proyectar el camino seguido por la función de receptor cada 5 km.

0.000	5.800000	3.360000	2.720000
0.000	5.800001	3.360001	2.720001
5.000	5.800000	3.360000	2.720000
5.000	5.800001	3.360001	2.720001
10.000	5.800000	3.360000	2.720000
10.000	5.800001	3.360001	2.720001
15.000	5.800000	3.360000	2.720000
15.000	5.800001	3.360001	2.720001
20.000	5.800000	3.360000	2.720000
20.000	6.500000	3.750000	2.920000
25.000	6.500000	3.750000	2.920000
25.000	6.500001	3.750001	2.920001
30.000	6.500000	3.750000	2.920000
30.000	6.500001	3.750001	2.920001
32.000	6.600000	3.750000	2.920000
32.000	6.600001	3.750001	2.920001
35.000	6.700000	3.750000	2.920000
35.000	8.040000	4.470000	3.319800
40.000	8.040588	4.471765	3.322824
40.000	8.040589	4.471766	3.322825

Figura 3.5. Modelo de velocidades IASPEI, con un espesor de corteza de 32 km. La primera columna corresponde a los espesores del modelo, la segunda columna es la velocidad de onda P tomada del modelo IASPEI91, la tercera columna es la velocidad de onda S y la cuarta columna es la densidad.

A continuación se “reconstruye” la trayectoria (Figura 3.6) para cada sismo, llevando el rayo de la estación al epicentro, a esto se le conoce como retroproyección. Para cada discontinuidad supuesta en el modelo de velocidades se calcula la latitud, la longitud y su correspondiente valor de profundidad en el que el rayo de la fase “madre” fue convertido.

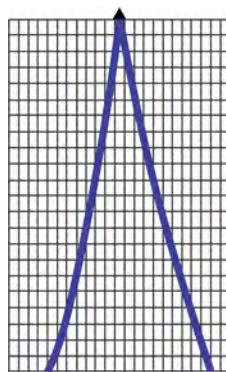


Figura 3.6. Esquema de la trayectoria de dos rayos que llegan a la misma estación, provenientes de azimuts opuestos.

Finalmente, las diferentes trayectorias son proyectadas en un plano (Figura 3.7). Cuando varios rayos se traslapan se calcula el promedio de amplitud de las FRS. Los colores en las retroproyecciones corresponden a los promedios de amplitud de las FRS.

Las discontinuidades identificadas en la funciones de receptor se harán únicamente con las fases convertidas y directas y no con reverberaciones.

Este procedimiento es una manera simple de realizar una “migración” de las FRS, dado que las FRS son llevadas del dominio del tiempo a la profundidad.

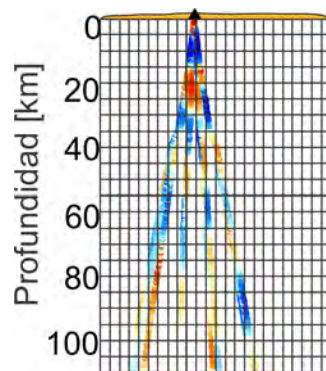


Figura 3.7. Retroproyecciones de FRS sobre un plano. El triángulo representa la estación.

CAPÍTULO 4.- RESULTADOS

La litósfera es una capa que incluye la corteza y la parte superior del manto. De acuerdo con el modelo de la tectónica de placas, el manto litosférico, junto con la corteza suprayacente, se comportan como una capa fuerte y rígida llamada litósfera. La litósfera se encuentra por encima de una región más dúctil del manto conocida como astenósfera. En gran medida la presencia de fluidos, principalmente agua, en la astenósfera superior provoca una zona dúctil que permite la separación efectiva de la litósfera de las capas inferiores. De tal forma que en la litósfera se tiene una velocidad de propagación de las ondas mayor que en la astenósfera, es por ello que al interpretar las FRS se busca un pulso con amplitud negativa. En este capítulo mostramos las características de los datos empleados; realizamos un análisis en tiempo de las funciones de receptor dividiendo la zona de estudio en regiones. Posteriormente, con perfiles de retroproyecciones de las funciones de receptor, mostramos el estado actual de la litósfera en la región del Golfo de California.

4.1 Funciones de receptor S (FRS) observadas

Empleamos registros telesísmicos (Figura 4.1) de banda ancha con distancias epicentrales entre 60° y 85° para calcular FRS. Utilizamos 29 estaciones de tres redes de estaciones (Figura 4.2): NARS-Baja (Red de sismógrafos de registro autónomo), RESBAN (Red de banda ancha del CICESE) y SSN (Servicio Sismológico Nacional). En el Apéndice A se incluyen tablas con la localización de todas las estaciones empleadas en este trabajo, así como un mapa con su localización. Mientras que en el Apéndice B se listan todos los eventos para los cuales se obtuvieron FRS.

El número de FRS calculadas en cada estación se muestra en la Figura 4.3. La estación NE82 es la estación con mayor número de FRS (50), mientras que la estación NE78 es la que tiene un número menor de FRS (3). El promedio de funciones de receptor de la red de estaciones NARS-Baja es de ~ 20 FRS, para la red del SSN se obtuvieron en promedio ~ 12 FRS y para la red RESBAN un promedio de 13 FRS. El promedio de FRS calculadas para la red NARS-Baja es mayor, en parte porque la disponibilidad de los datos es mayor que para las demás redes, de aproximadamente seis años, en contraste con los casi tres años de datos con los que se contó para la red RESBAN.

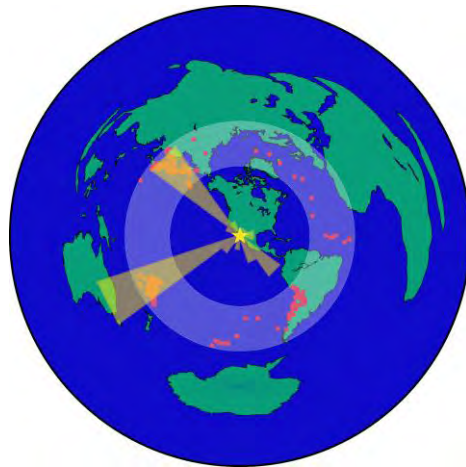


Figura 4.1. Distribución global de los eventos utilizados (puntos rojos). La estrella de color amarillo indica la ubicación de la región de estudio. El sombreado amarillo indica la distribución azimutal de los eventos. El sombreado lila delimita el rango de distancia en el que se buscó eventos ($65^\circ \leq \Delta \leq 85^\circ$).

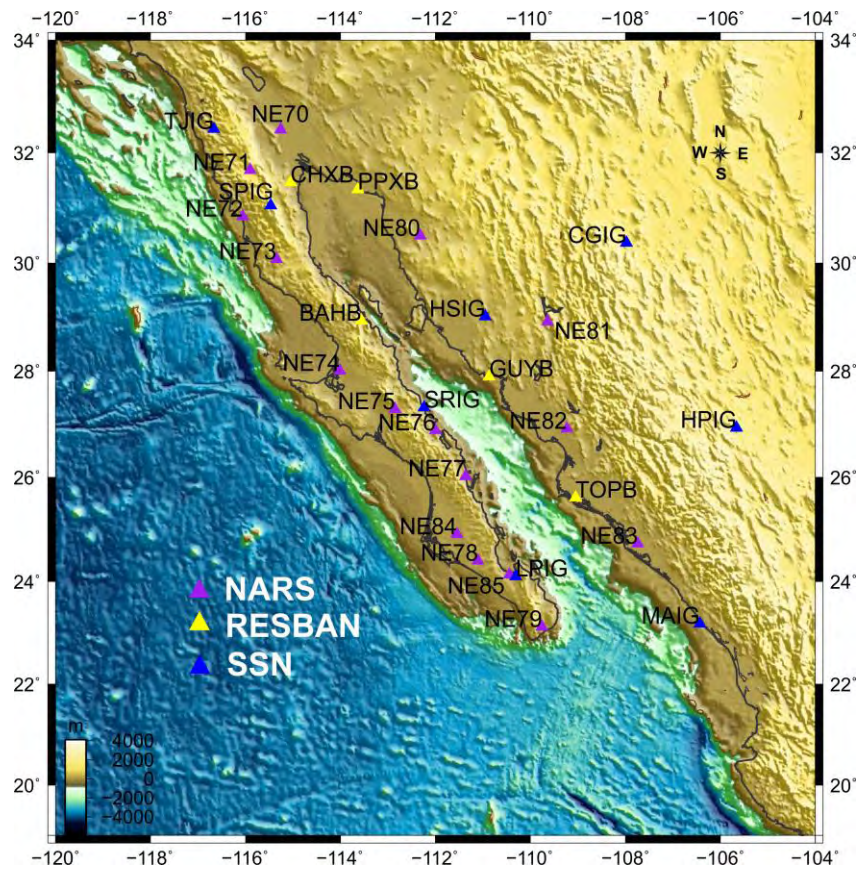


Figura 4.2. Batimetría, topografía de la región del Golfo de California y ubicación de las estaciones (triángulos) que integran las redes sismológicas NARS-Baja (morado), RESBAN (amarillo) y SSN (azul).

Las estaciones LPIG y MAIG son las que tienen mayor tiempo de operación (ver Figura 4.4), alrededor de once años; sin embargo, no se obtuvo un número notable de FRS debido a su posición geográfica cercana a las costas del Golfo, lo que pudo ocasionar un aumento de ruido en los datos. En contraparte, para la estación TOPB se contó con tan solo un año de registros; al estar cercana a la costa también fue una estación con altos niveles de ruido, por lo que se obtuvieron solo cuatro FRS. En proporción al tiempo de registro con el que se contó, este resultado es bueno en comparación con la estación NE78 en donde se obtuvieron tres FRS en aproximadamente tres años por lo que se espera que el número de FRS aumente considerablemente al incrementar el tiempo de operación para la estación TOPB; sin embargo, los niveles de ruido de la estación no permitieron contar con datos de buena calidad para este trabajo.

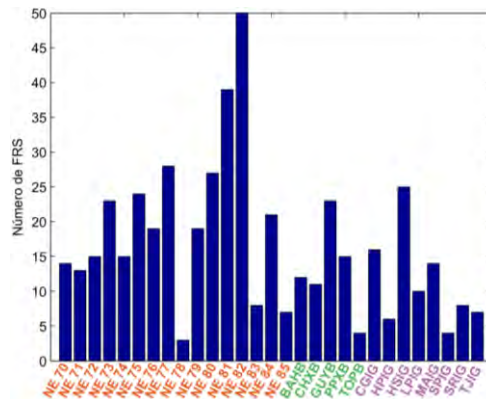


Figura 4.3. Número de FRS por cada estación. Las estaciones en naranja corresponden a la red de estaciones Nars-Baja, las estaciones en verde pertenecen a la red RESBAN y las estaciones en color lila a la red SSN.

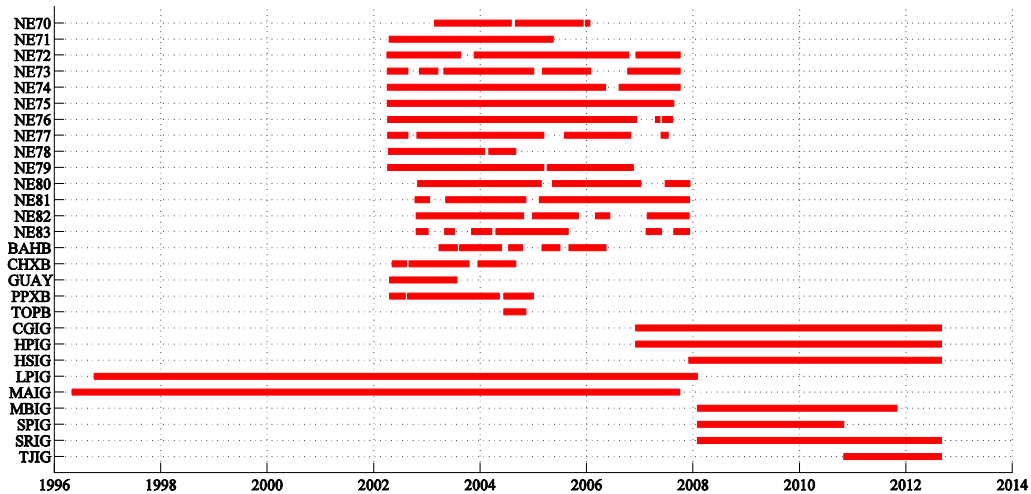


Figura 4.4. Disponibilidad de los datos en cada una de las estaciones.

Con la finalidad de mostrar los cambios en tiempo de los pulsos asociados a la discontinuidad de Mohorovičić y de la frontera litósfera-asténósfera que existe entre aquellas estaciones que se ubican en la península de Baja California y aquellas estaciones que se encuentran en la costa este del Golfo (placa de Norteamérica), mostramos trazas de FRS de las estaciones NE72, NE80, BAHB, HSIG, LPIG y MAIG (Figuras 4.5, 4.6 y 4.7). También se desea observar si existen variaciones hacia el interior del continente y para ello presentamos las trazas de la estación CGIG (Figura 4.8). En las figuras 4.5, 4.6, 4.7 y 4.8 de las trazas de FRS, trazamos con línea discontinua roja los pulsos asociados a la discontinuidad de Mohorovičić y con línea discontinua amarilla marcamos un pulso negativo que lo hemos asociado con la frontera litósfera-asténósfera.

Las trazas de la estación NE72 (Figura 4.5) sugieren que esta región tiene una corteza y una litósfera más gruesa que las de la zona donde se encuentra la estación NE80. Este hecho se puede atribuir a que la estación NE72 se encuentra en la región occidental norte de la península de California, lejos de la costa oeste del Golfo. Esta zona no se ubica dentro de la provincia extensional del Golfo (ver figura 4.14), mientras que la estación NE80 se encuentra al este del Golfo de California, dentro de la zona denominada como la provincia extensional del Golfo, que fue afectada por extensiones acumuladas en la Provincia Extensional del Golfo.

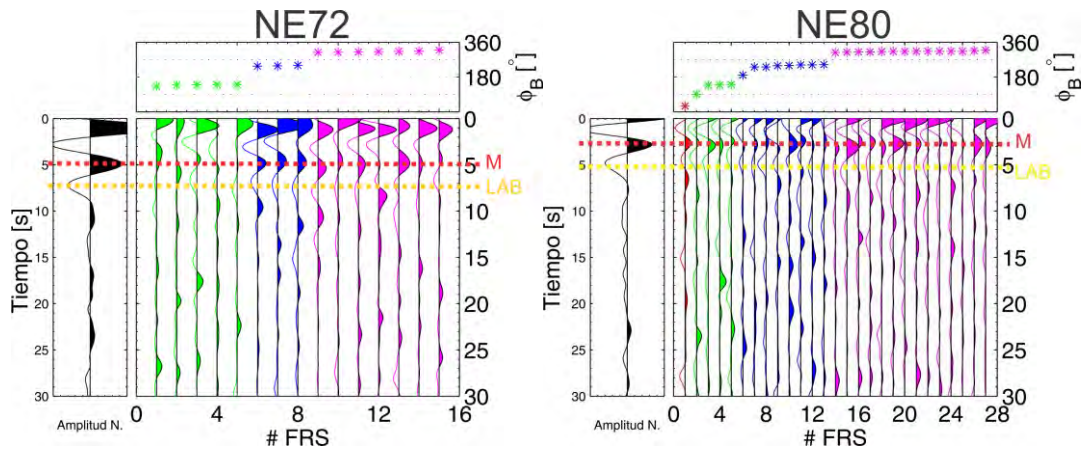


Figura 4.5. Estaciones NE72 (izquierda) y NE80 (derecha). Panel superior: valores de azimut inverso para cada una de las FRS. Panel inferior: FRS ordenadas por azimut inverso; en rojo se tienen los azimuts inversos entre 0° y 90° ; en verde, entre 90° y 180° ; en azul, entre 180° y 270° , y en rosa, entre 270° y 360° . Las líneas punteadas indican el arribo de la onda convertida en el Moho (M, en rojo) y la frontera litosfera-asténósfera (LAB, en amarillo). En el panel de la izquierda se encuentra el apilado de todas las funciones de receptor.

La estación BAHB se encuentra en la latitud 28.94°N y la estación HSIG en la latitud 29.02°N ambas estaciones están ubicadas en la región “central” del Golfo. La diferencia esencial en la ubicación de dichas estaciones radica en que la estación BAHB se halla en la

península de Baja California cercana a la costa oeste del Golfo, en tanto que la estación HSIG se ubica aproximadamente a la misma latitud que la estación BAHB, en la región este del Golfo, en Hermosillo, Sonora. El tiempo de lectura leído para el pulso negativo interpretado como la fase S_{LABp} de la estación BAHB es de 5.1 s y de la estación HSIG es de 4.9 s. La diferencia en tiempo de lecturas es de 0.2 s y podemos esperar que el espesor de la litósfera en dichas regiones sea muy parecido. Antes de la apertura del Golfo, estas zonas no se encontraban unidas. Por lo mismo que se comentó anteriormente, entre las dos hay una corteza continental extendida pero no hay corteza oceánica.

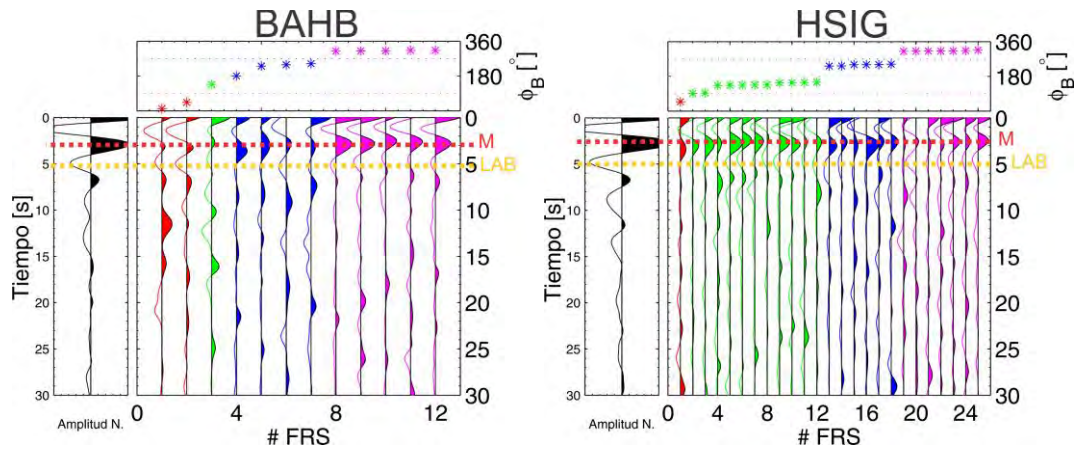


Figura 4.6. Estaciones BAHB (izquierda) y HSIG (derecha). Misma descripción que para la Figura 4.5.

En la Figura 4.7 se presenta un par de estaciones más, LPIG y MAIG. La estación LPIG se localiza en la costa oeste del Golfo y MAIG se encuentra en la costa este. Este par de estaciones, a diferencia del par anteriormente mostrado, no se encuentran en una latitud parecida y a pesar de ello la diferencia en los tiempos leídos para el pulso que se interpreta como la frontera litósfera-asténósfera es pequeña. En la estación LPIG se lee 5.5 s y en la estación MAIG observamos una lectura de 4.9 s. Este par de estaciones también se encuentra dentro de la provincia extensional del Golfo.

Los valores en tiempo leídos para ambas costas del Golfo son muy similares por lo tanto podemos deducir que existe una litósfera de espesor comparable y, por lo tanto, una simetría.

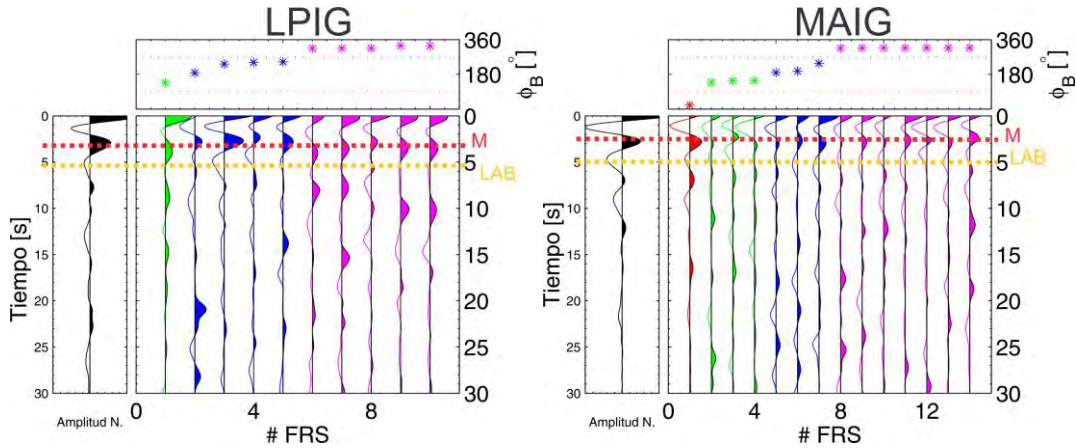


Figura 4.7. Estaciones LPIG (izquierda) y MAIG (derecha). Misma descripción que para la Figura 4.5.

La estación CGIG se ubica en el interior de la placa de Norteamérica en la Provincia de Cuencas y Cordilleras mexicana, el valor leído para la fase S_{LAB} es de 8.65 s. Este valor en tiempo es un tanto bajo para una litósfera continental. Sin embargo, probablemente en la estación CGIG se hallen reflejados eventos de extensión que tuvieron lugar durante el Mioceno medio (~12 – 6 m. A.). La extensión en la región donde se ubica la estación CGIG está relacionada con la extensión de la provincia Cuencas y Cordilleras del Oligoceno tardío-Mioceno.

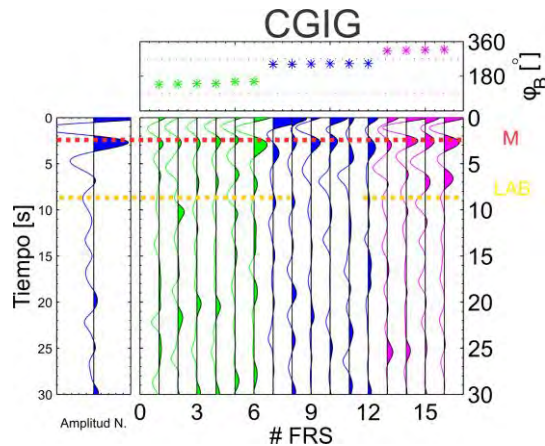


Figura 4.8. Estación CGIG. Misma descripción que para la Figura 4.5.

A continuación se presenta un análisis en tiempo con apilados de funciones de receptor para la zona del Golfo de California; para ello, la región de estudio fue dividida en cinco sub-regiones. Se hizo énfasis en esta división para observar con mayor detalle las variaciones que existiesen:

a) Subregión 1

La subregión 1 comprende las estaciones de la zona al norte del Golfo de California (TJIG, NE71, NE70, CHXB y PPXB) que no se encuentran en la cercanía de la costa del Golfo (Figura 4.9). El promedio en tiempo del pulso negativo interpretado del grupo de estaciones es de 4.86 ± 0.11 s, por lo tanto la base de la litósfera no presenta variaciones significativas en su profundidad, por lo que podemos considerar que la frontera litósfera astenósfera en esta zona es prácticamente horizontal.

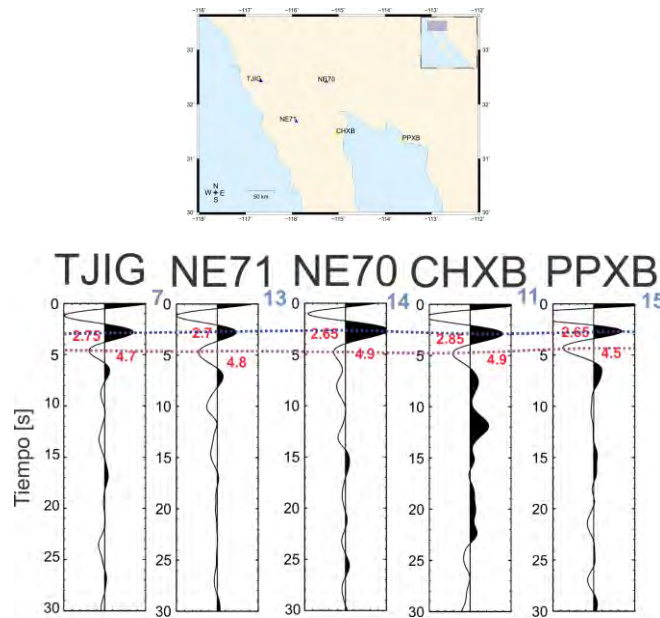


Figura 4.9. Apilados de FRS de estaciones que se ubican en la zona occidental norte de la península de California (Subregión uno). En la esquina superior derecha de cada apilado se encuentra el número de FRS usadas en el apilado. Con línea discontinua morada se muestra el pulso asociado a la discontinuidad de Mohorovičić y con línea discontinua roja se indica el pulso negativo asociado a LAB. Los números rojos son los valores leídos del tiempo correspondientes a los pulsos de interés. El mapa indica la localización de las estaciones.

b) Subregión 2

La subregión 2 agrupa aquellas estaciones que se encuentran en la región norte-centro de la península de Baja California: SPIG, NE72, NE73 (Figura 4.10). El promedio del grupo para el tiempo del pulso negativo interpretado como la frontera litósfera-astenósfera es de 5.16 ± 0.15 s, esto es 0.3 s mayor que para la subregión uno.

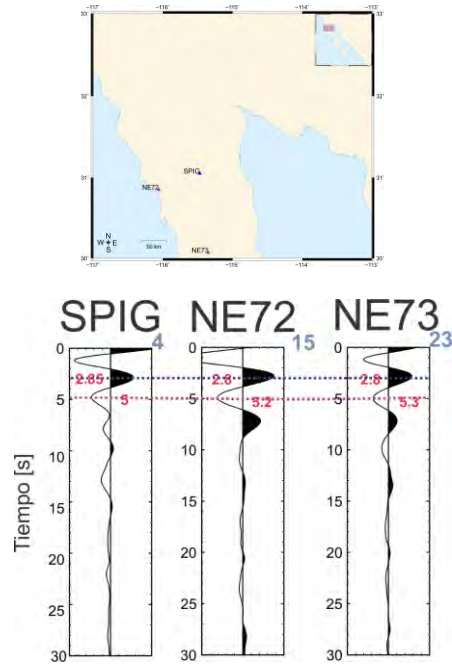


Figura 4.10. Apilados de FRS de estaciones que se ubican en la parte norte-centro de la costa oeste del Golfo de California (Subregión dos). Misma descripción que para la Figura 4.9.

c) Subregión 3

Aquí reunimos las estaciones que se encuentran en la costa este del Golfo (NE80, HSIG, GUYB, NE82, TOPB y MAIG). Éstas se ubican dentro de la zona conocida como la provincia extensional del Golfo. En las lecturas obtenidas en los apilados del pulso negativo asociado con la frontera litósfera-astenósfera de la Figura 4.11, tenemos que la variación promedio es de 0.25 s, lo que nos indica que en esta región la litósfera tiene un espesor con poca variación. El promedio del pulso leído del grupo es de 5.11 ± 0.32 s.

d) Subregión 4

La subregión 4 (Figura 4.12) contiene las estaciones que se encuentran más hacia el interior de la placa de Norteamérica (CGIG y HPIG). En estas estaciones distinguimos que el valor en tiempo leído para los pulsos asociados, tanto para la corteza como para la litósfera aumenta de norte a sur, este aumento en tiempo en el caso de la fase S_{LABp} es de 0.95 s. El promedio del grupo del tiempo de arribo del pulso negativo asociado es 9.1 s.

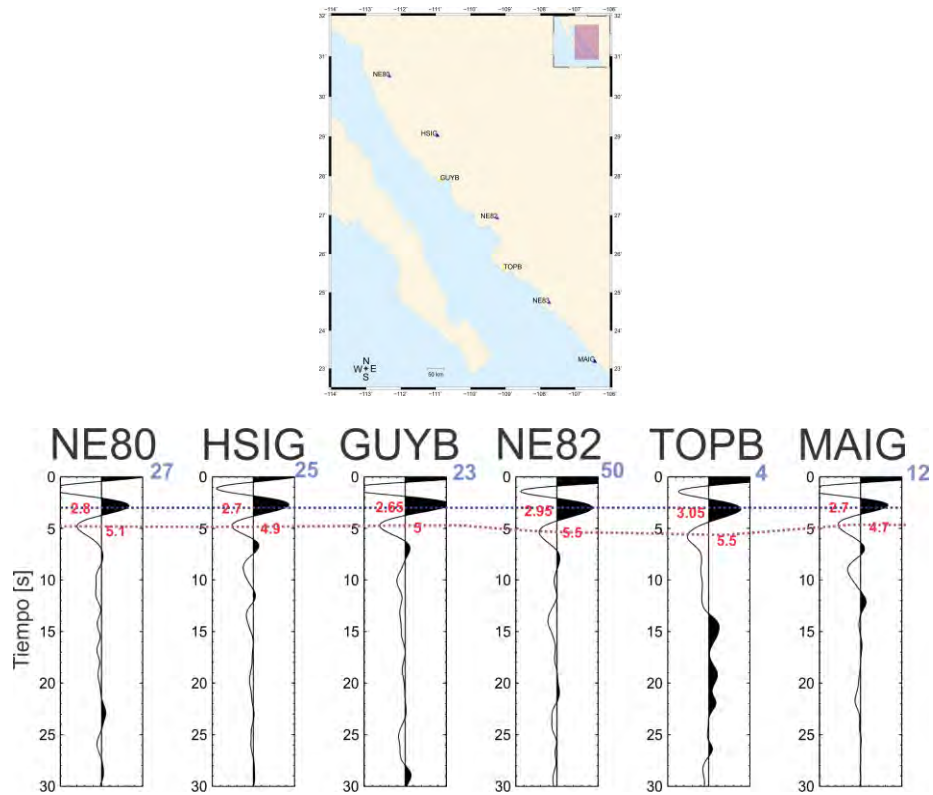


Figura 4.11. Apilados de FRS de estaciones que se ubican en la zona oriental de la costa este del Golfo de California (Subregión tres). Misma descripción que para la Figura 4.9.

e) Subregión 5

La subregión 5 agrupa a las estaciones (BAHB, NE74, NE75, SRIG, NE76, NE77, NE78, NE85, LPIG, NE84) ubicadas en la región centro-sur de la península de Baja California donde no se identificó el tiempo de llegada de la fase S_{LABP} . Esto se explica con la remoción del manto litosférico como producto de la subducción de las micro-placas Guadalupe y Magdalena.

En resumen:

1. Las estaciones que integran el grupo uno (TJIG, NE71, NE70, CHXB, PPXB) presentan en promedio los menores valores de lectura de la fase S_{LABP} . Mientras que en las estaciones que conforman el grupo cinco (CGIG, HPIG), se leen los mayores valores. Esto nos indica una clara diferencia en el espesor de litósfera entre las dos regiones.
2. Las lecturas realizadas en las estaciones que se agrupan en la subregión dos (SPIG, NE72, NE73), ubicadas en la península, son en promedio ligeramente mayores a las lecturas hechas al este del Golfo, en la subregión tres (NE80, HSIG, GUYB, NE82, TOPB y MAIG), la diferencia es de 0.05 s.

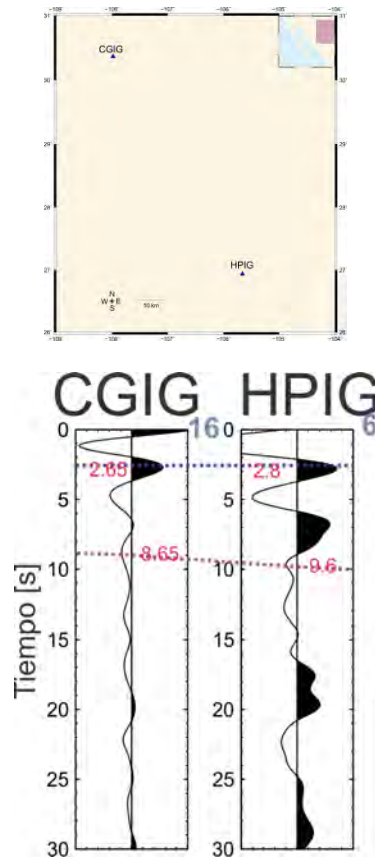


Figura 4.12. Apilados de las estaciones que se encuentran en la parte interior de la placa de Norteamérica (Subregión cuatro). Misma descripción que para la Figura 4.9.

4.2 Estado de la litósfera en la región del Golfo de California

Con la finalidad de comprender el estado actual de la litósfera y de observar las variaciones del *rift* a lo largo del Golfo de California, trazamos un total de diez perfiles (Figura 4.13) de retroproyecciones de funciones de receptor P^8 y S. La ubicación de los perfiles se hizo de acuerdo, tanto con la ubicación de las estaciones, como con resultados anteriores que indicaban las zonas donde posiblemente existían variaciones.

⁸ Las funciones de receptor P fueron calculadas por Persaud et al. (2007) y por Pérez-Campos, X. (comunicación personal, 2012).

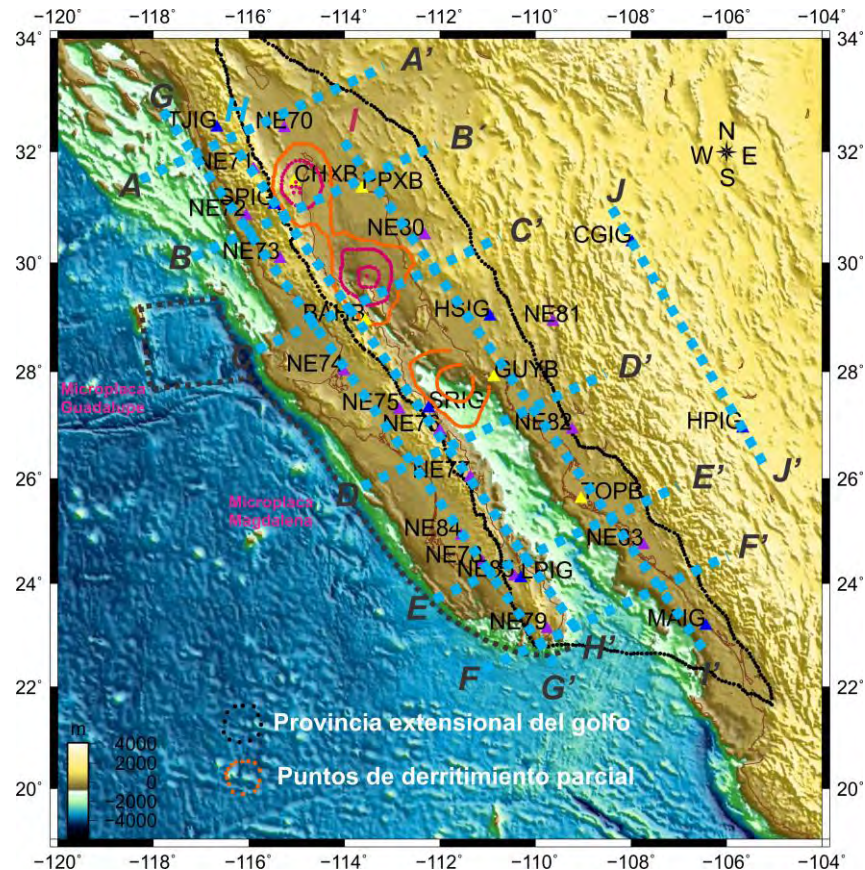


Figura 4.13. Ubicación de los perfiles trazados en la región (líneas discontinuas azules). La Provincia extensional del Golfo (de acuerdo con Zhang et al., 2009) se encuentra delimitada con línea punteada negra. Se representan zonas de derretimiento parcial, en anaranjado, tomados de Wang et al. (2009). La línea discontinua gris denota los remanentes de las micro-placas Guadalupe y Magdalena. Las estaciones están indicadas con triángulos, su color corresponde a la red a la que pertenecen (morado=NARS-Baja; amarillo= RESBAN; azul=SSN).

Las estaciones quedaron agrupadas de acuerdo con la siguiente lista:

- 1.- Perfil A-A': NE70, NE71 y TJIG.
- 2.- Perfil B-B': NE72, NE73, CHXB, PPXB y SPIG.
- 3.- Perfil C-C': NE74, NE80, BAHB y HSIG.
- 4.- Perfil D-D': NE75, NE76, NE77, NE81, NE82, GUYB y SRIG.
- 5.- Perfil E-E': NE78, NE83, NE84, NE85, LPIG y TOPB.
- 6.- Perfil F-F': NE9 y MAIG.
- 7.- Perfil G-G': TJIG, NE72, NE73, NE74, NE78, NE79 y NE84.
- 8.- Perfil H-H': BAHB, SPIG, NE71, SRIG, NE85, LPIG, NE76 y NE77.
- 9.- Perfil I-I': PPXB, NE80, HSIG, GUYB, NE82, TOPB, NE83 y MAIG.
- 10.- Perfil J-J': CGIG, HPIG.

En este capítulo solo se presentan los perfiles B-B', C-C' y D-D' por considerarlos los más representativos. El resto de ellos se puede consultar en el Apéndice C.

4.2.1 Perfil B-B', perfil transversal al Golfo de California

Las funciones de receptor P son ideales para delimitar la corteza y las funciones de receptor S nos ayudan a delimitar la litósfera, es decir, ambas técnicas se complementan. En la Figura 4.14, se muestra el perfil B-B'⁹ de retroproyecciones de funciones de receptor P (arriba) y S (abajo) por separado. Observamos que los valores de distancia epicentral son mayores para las FRS que para las FRP, lo que nos permite tener una mayor cobertura horizontal al reunir los datos de ambas funciones de receptor.

En el perfil de la Figura 4.15 se muestra en una sola figura las FRS y FRP. En este perfil observamos el adelgazamiento que se tiene en la corteza como en la astenósfera.

El caso de la estación CHXB es un ejemplo de consistencia entre lo obtenido en este trabajo y lo calculado por Wang et al. (2009). En las figuras 4.14 y 4.15 se observa que los puntos rojos que representan puntos de fusión parcial reportados por Wang et al. (2009) coinciden con el color azul de las retroproyecciones de FRS, el cual representa la frontera litósfera-astenósfera.

⁹ Para observar la ubicación del perfil ver la Figura 4.13.

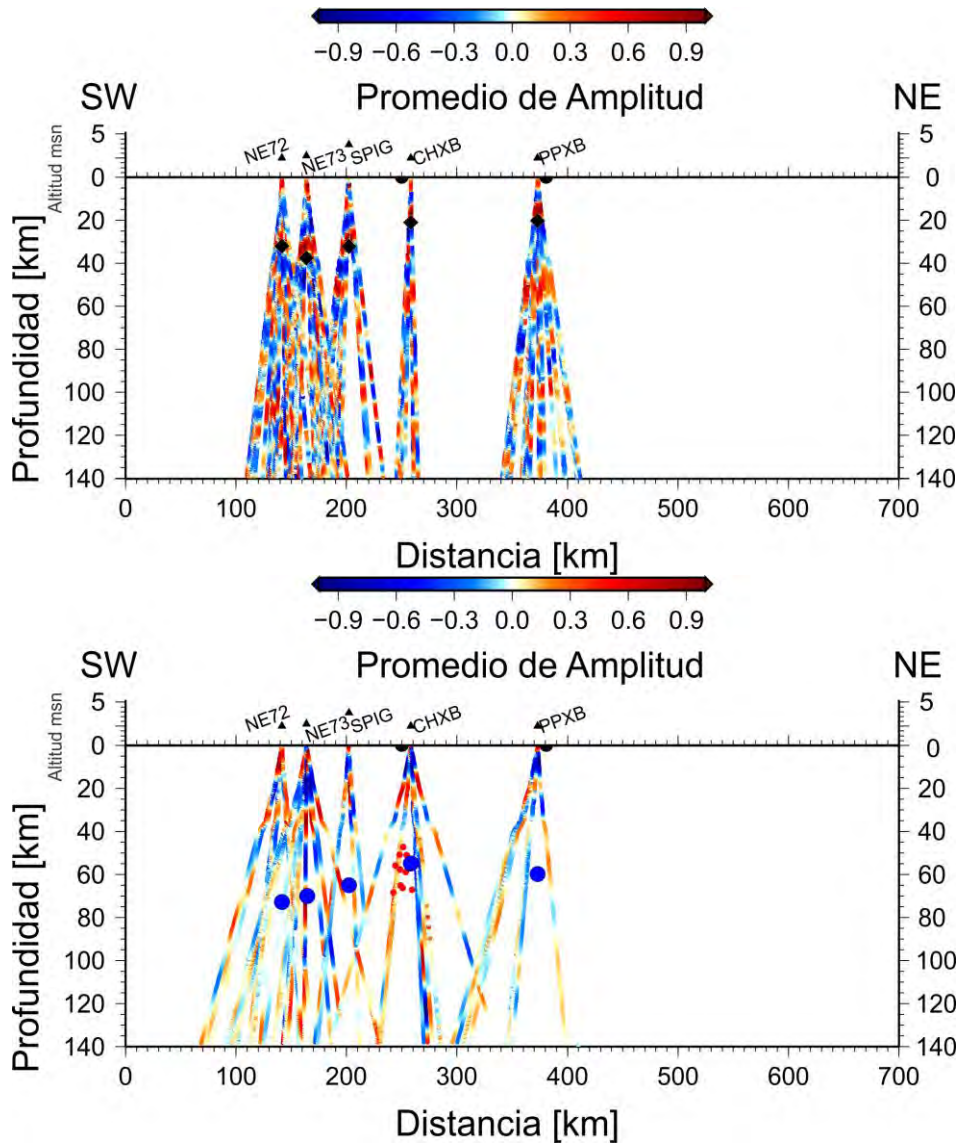


Figura 4.14. Perfiles de funciones de receptor P (arriba) y S (abajo), retro-proyectadas. Los diamantes representan la profundidad calculada para la discontinuidad de Mohorovičić por Persaud et al. (2007) y Pérez-Campos (comunicación personal, 2012). Los círculos azules representan los valores de profundidad de la frontera litósfera-astenósfera, calculados con el método descrito en el Capítulo 3. En el panel superior se tiene la altitud de las estaciones (triángulos) y con semi-círculos negros se muestra la ubicación del margen este y oeste del Golfo de California. Los puntos rojos representan puntos de fusión parcial tomados de Wang et al. (2009).

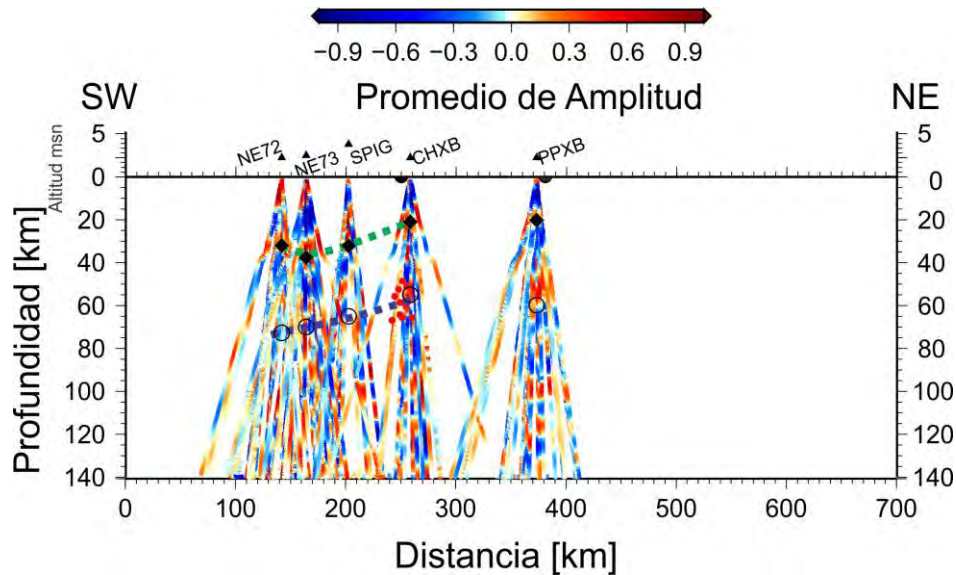


Figura 4.15. Perfil B-B' de retroproyecciones de funciones de receptor P y S sobrepuestos. Los diamantes representan la profundidad calculada para la discontinuidad de Mohorovičić por Persaud et al. (2007) y Pérez-Campos (comunicación personal, 2012). Los círculos representan la profundidad de la frontera litósfera-asténósfera, calculados con el método descrito en el Capítulo 3. En el panel superior se tiene la altitud de las estaciones (triángulos) y con semi-círculos negros se muestra la ubicación del margen este y oeste del Golfo de California. Con línea punteada se muestra la geometría inferida de las dos discontinuidades observadas, en verde para el Moho y en azul para la frontera litósfera-asténósfera. Los puntos rojos representan puntos de fusión parcial tomados de Wang et al. (2009).

4.2.2 Perfil C-C', perfil transversal al Golfo de California – norte

El perfil C-C' es paralelo al perfil B-B'. Inicia en la longitud 115.8°W y termina en la longitud 110.7°W (Figura 4.16). En este perfil, al igual que en el anterior, la corteza se adelgaza hacia el interior del Golfo y es prácticamente simétrica en ambos lados del Golfo. Con respecto a la litósfera, observamos un leve adelgazamiento hacia el interior del Golfo (aproximadamente 2 km). Al igual que en el perfil B-B', para las estaciones CHXB y PPXB, la estación BAHB parece que se encuentra al interior del Golfo en su proyección en el perfil B-B', esto se debe a la geometría del perfil. Para este perfil, no se ha marcado la frontera litósfera-asténósfera en las estaciones NE74 y BAHB, porque si bien se observan pulsos de polaridad negativa que la podrían representar, se tiene conocimiento previo de que existen remanentes de placa (por ejemplo, Zhang et al., 2007; Persaud et al., 2007; Obrebski & Castro, 2008), por lo que interpretamos estos pulsos negativos como zonas donde existe fusión parcial, resultado de la placa subducida.

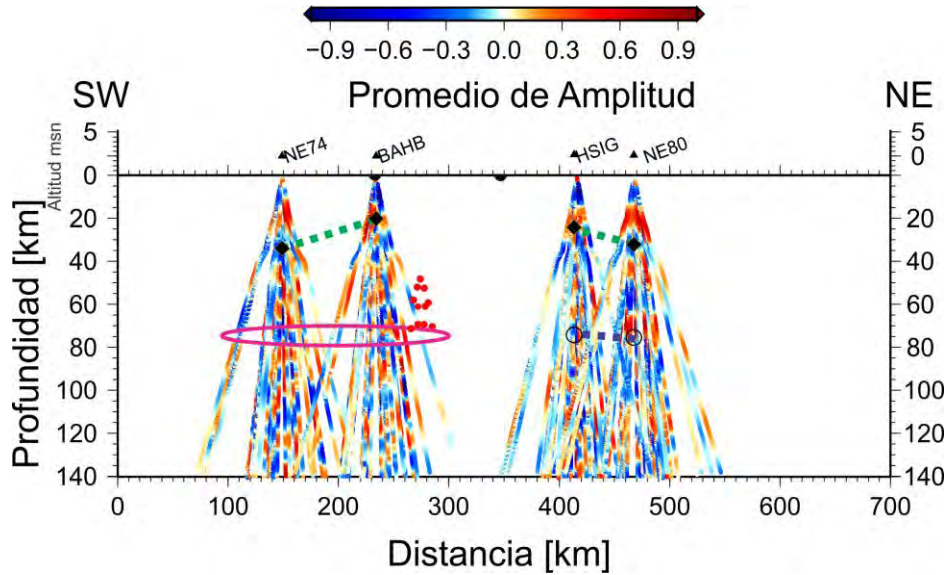


Figura 4.16. Perfil C-C' de retroproyecciones de funciones de receptor P y S. La región encerrada con línea rosa denota la zona interpretada como fusión parcial, resultado de la placa subducida. Misma descripción que la Figura 4.15.

4.2.3 Perfil D-D', perfil transversal al Golfo de California – centro

El perfil D-D' (Figura 4.17) es paralelo al perfil C-C'. Inicia en la longitud 113.6°W y termina en la longitud 108.5°W. Observamos que la corteza se adelgaza hacia el interior del Golfo y parece ser simétrica en cuanto a su espesor, en ambos lados del Golfo. La litósfera también se adelgaza hacia el interior del Golfo. Los puntos rojos en la Figura 4.17 representan regiones de fusión parcial mostrados en Wang et al. (2009). Justo por debajo de dichos puntos se encuentra lo que hemos interpretados como la frontera litósfera-astenósfera. En este perfil se puede distinguir también una estructura inclinada por debajo de la península de Baja California, señal que atribuimos a la presencia del remanente de la micro placa de Magdalena, similar a lo observado por Zhang et al. (2007). En el Capítulo 5 discutiremos esta observación.

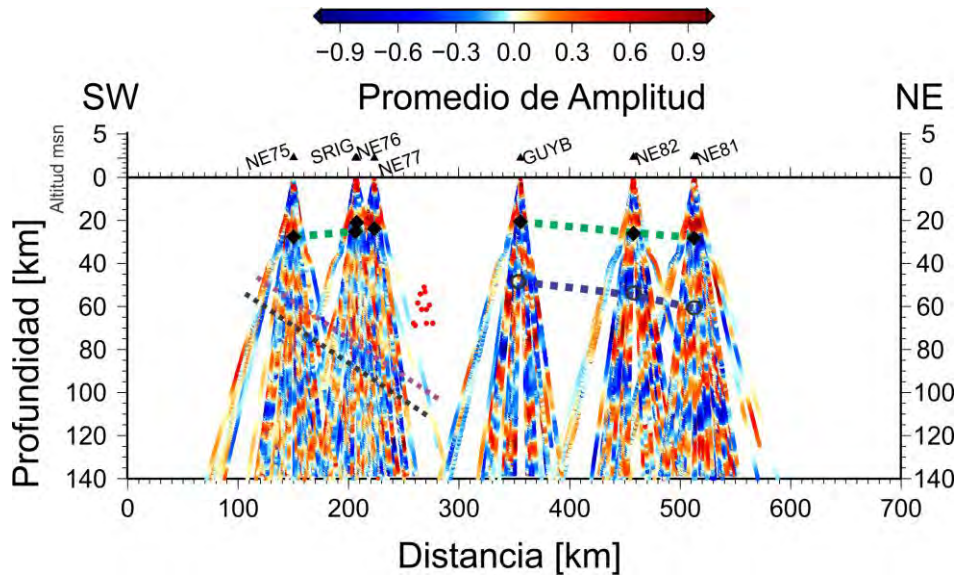


Figura 4.17. Perfil D-D' de retroproyecciones de funciones de receptor P y S. En líneas punteadas morada y negra, se denota una estructura inclinada que interpretamos como placa subducida. Misma descripción que la Figura 4.15.

Una recopilación de los espesores de la litósfera de todas las estaciones empleadas se encuentra en la Figura 4.18. Los espesores se calcularon por cuadrante; es decir, se tomó el conjunto de FRS con un azimut inverso en cada cuadrante y para él se realizó el apilado descrito en el Capítulo 3. El muestreo lateral de las FRS (distancia horizontal entre la estación y el punto de conversión) es de aproximadamente dos veces la profundidad en la que se encuentra la discontinuidad. En contraste, las FRP tiene un muestreo lateral de aproximadamente un tercio de la profundidad. De acuerdo con los espesores calculados para la litósfera, observamos una zona donde éste es más pequeño que en las regiones adyacentes, esta zona está comprendida entre las estaciones NE70, NE71, CHXB y SPIG, al norte del Golfo. Los valores de profundidad del límite de la LAB debajo de estas estaciones oscilan entre los 45 y 74.7 km. Las estaciones que se encuentran en la costa oriental del Golfo (placa de Norteamérica) presentan una variación compleja de la profundidad de la frontera litósfera-astenosfera. A pesar de ello, observamos un adelgazamiento hacia el interior del Golfo en las estaciones GUYB y TOPB. También observamos que la mayoría de los valores altos se encuentran ubicados en la Sierra Madre Occidental; por ejemplo en la estación NE81. Esta información está apoyada por la variación del espesor de la corteza en el mismo sentido, como fue reportado por Persaud et al. (2007).

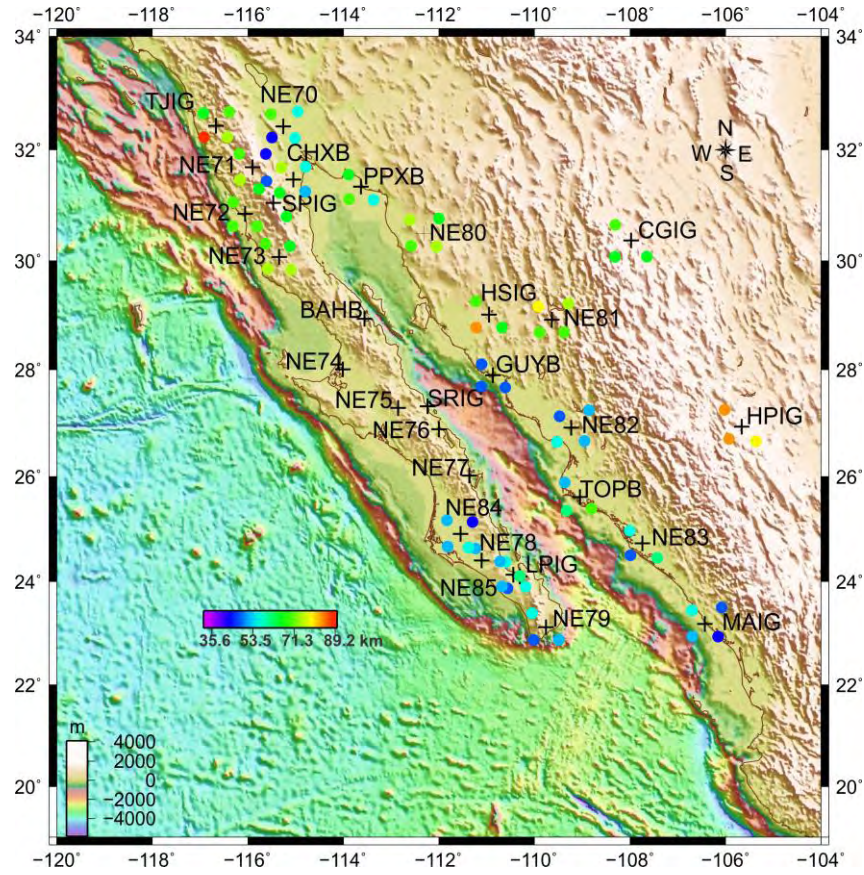


Figura 4.18. Profundidades calculadas para la frontera litósfera-asténosfera en la región del Golfo (puntos de colores). El tamaño de los círculos es proporcional a la profundidad calculada. Las cruces indican la posición de las estaciones y marcan los cuatro cuadrantes.

En resumen, podemos apreciar que hacia el norte de la península de Baja California, la litósfera se encuentra adelgazada. Los espesores de litósfera observados en la costa oriental presentan una variación compleja; sin embargo, los espesores aumentan hacia el interior del continente. Además, hemos distinguido zonas de fusión parcial (ver Figura 4.16), resultado de la subducción de las micro-placas Guadalupe y Magdalena, así como la presencia de una estructura inclinada por debajo de las estaciones BAHB, NE74, NE75, SRIG, NE76, NE77, la cual podemos interpretar como remanente de la subducción de la antigua placa de Farallón. Discutiremos en el siguiente capítulo todas estas observaciones en el contexto de la apertura del Golfo y de la subducción de la placa de Farallón.

CAPÍTULO 5.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La descripción de los modos de extensión de la litósfera, así como los modos de ruptura y extensión observados al interior del Golfo de California por González-Fernández et al. (2005), Aragón-Arreola et al. (2005) o Lizarralde et al. (2007), constituyen la base para iniciar el análisis de los espesores de la litósfera calculados en este trabajo. Tales espesores corresponden con espesores de la litósfera que se encuentran directamente por debajo de las estaciones de este estudio.

La subducción de los fragmentos de la antigua placa de Farallón transformó la geometría de la litósfera por debajo de la península de Baja California, incluso cambió también la geometría de la litósfera por debajo de las costas de Sonora. Hace aproximadamente 7-10 m.a. existió una *slab window* por debajo de la península de Baja California, lo anterior se ha propuesto por Calmus et al. (2011), mediante el estudio de la geoquímica de lavas provenientes de Baja California, el Golfo de California y Sonora. Dicha *slab window* estuvo ubicada desde Mesa San Carlos, Mesa Santa Catarina y Santa Clara hasta la Sierra de Mazatán, paralela a la paleotrinchera, con un ancho de aproximadamente 200 km.

En este capítulo, en primer lugar, se describen los modos de extensión de la litósfera propuestos por Buck (1991). Después se exponen los modos de extensión a lo largo del eje del Golfo de California observados mediante estudios de reflexión sísmica (González-Fernández et al., 2005; Lizarralde et al., 2007). Posteriormente se tratan las condiciones que crearon y rodearon los diferentes estilos de extensión y separación de la litósfera a lo largo del eje del Golfo que sin duda tuvieron consecuencias en los espesores y geometría de la litósfera. Después describimos la posible naturaleza de la frontera litósfera-astenosfera que se encuentra por debajo de las estaciones sismológicas que rodean al Golfo de California, tomando en cuenta la posible presencia de los remanentes de la placa de Farallón y sus implicaciones. Finalmente presentamos las conclusiones del trabajo en general.

5.1 Modos de extensión de la litósfera propuestos por Buck (1991)

Los *rifts* se pueden formar mediante diferentes circunstancias. Algunos se crean muy rápidamente, otros muy lentamente. Hay *rifts* de modo amplio, *rifts* de modo estrecho,

rifts volcánicos, *rifts* asimétricos, etc. (England, 1983). Buck (1991) propuso una clasificación de extensión de la litósfera por medio de un modelo que determinaba el modo de extensión de acuerdo con el espesor y viscosidad de la corteza, tasa de deformación extensional y la dureza de la litósfera que la subyace.

5.1.1 Modo complejo de núcleo metamórfico

En el modo complejo de núcleo metamórfico, la extensión se concentra en la corteza superior frágil (Figura 5.1) con un adelgazamiento de la corteza inferior dúctil. Dicha extensión y adelgazamiento se encuentran distribuidos en una región amplia. Los *rifts* con este modo de extensión presentan áreas caracterizadas por zonas estrechas con alto grado de metamorfismo dinámico: las fallas de “detachment” o fallas normales profundas de bajo ángulo que permiten la exhumación de niveles estructurales de la corteza inferior (Coney, 1980).

Los modos de extensión complejo de núcleo metamórfico son el producto de la combinación de una extensión estable y otra inestable. Inician en una zona de extensión inestable en una corteza superior débil y delgada. El flujo de la corteza inferior, inducido por fuerzas gravitacionales, puede ocasionar una relocalización de la deformación dentro de zonas estrechas (por ejemplo: Wernicke, 1981).

En resumen, un *rift* de modo complejo de núcleo metamórfico se caracteriza por tener una reología en donde la única parte con resistencia es la corteza superior frágil y prácticamente no hay manto litosférico.

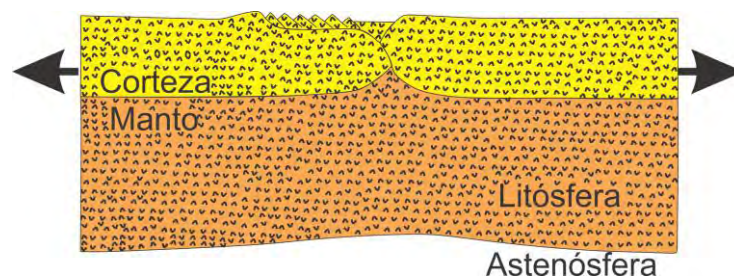


Figura 5.1. Esquema del modo de extensión complejo de núcleo metamórfico. Tomada y modificada de Buck (1991).

5.1.2 Modo amplio

En las regiones donde existe un modo de extensión amplio (Figura 5.2), la corteza y el manto litosférico se encuentran adelgazados en un área muy amplia de la litósfera. Las

zonas con *rifts* de modo amplio se forman debido a un mecanismo de “deformaciones lentas” y de “colapso gravitacional” (Bialas & Buck, 2009).

La característica fundamental de una extensión y ruptura continental de estilo amplio es que el adelgazamiento de la corteza y el manto litosférico es aproximadamente uniforme y que el ancho es mucho mayor que el espesor de la litósfera.

Los modos de extensión amplios son el resultado de una extensión litosférica inestable y de una corteza superior delgada. El flujo dúctil de la corteza inferior permite la expansión de la zona deformada (Buck, 1991).

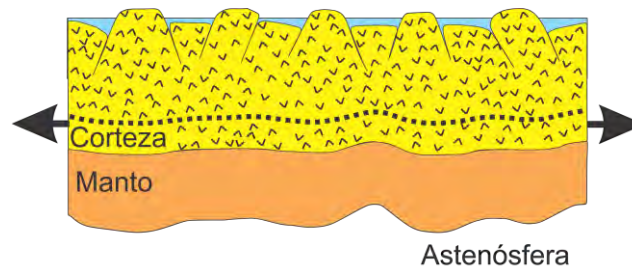


Figura 5.2. Esquema del modo de extensión amplio. Tomada y modificada de Buck (1991).

5.1.3 Modo estrecho

En el modo estrecho, la extensión se concentra en la corteza y el manto litosférico. La extensión siempre se encontrará en la parte más débil de la litósfera (Figura 5.3).

Los modelos indican que puede existir una progresión temporal de un *rift* de modo complejo a uno de tipo amplio y a uno de modo estrecho (Buck, 1991). Aunque en la mayoría de los casos la transición sucede del modo “*wide rift*” al modo “*narrow rift*”. La transición entre los tres modos de extensión está caracterizada por la resistencia de la litósfera y las fuerzas gravitacionales, así como a los procesos de deformación estable e inestable (Benes & Davy, 1996).

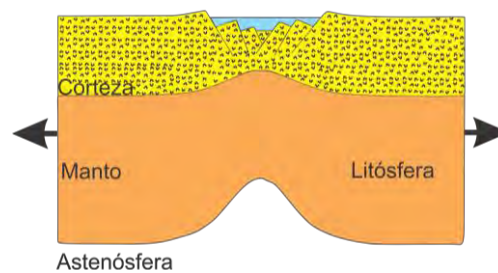


Figura 5.3. Esquema del modo de extensión estrecho. Tomada y modificada de Buck (199).

5.2 Modos de ruptura y extensión observados a lo largo del Golfo de California

Estudios de reflexión sísmica han permitido conocer los diferentes estilos o modos de ruptura y extensión que existen a lo largo del Golfo (Tabla 5.1; González-Fernández et al., 2005; Aragón-Arreola et al., 2005; Lizarralde et al., 2007). El estilo de extensión varía a lo largo del eje del Golfo de California. En el sur, se tienen centros de expansión o cuencas, para los cuales se han calculado diferentes edades (Lizarralde et al., 2007). La alta tasa de sedimentación causada por el río Colorado al norte-centro del Golfo de California, cambió el estilo de ruptura y de extensión (Bialas & Buck, 2009). Al norte del Golfo observamos cuencas de tipo *pull apart*, así como en la región sur, por ejemplo, Farallón y Pescadero.

Tabla 5.1. Modos de ruptura y extensión estudiados a lo largo del Golfo de California.

Autores	Zona	Centros de expansión* o Cuencas⁺	Modo
Lizarralde et al. (2007)	Boca del Golfo	Cabo-PV*	Estrecho
Lizarralde et al. (2007)	Sur	Alarcón*	Amplio
Lizarralde et al. (2007)	Norte-centro	Guaymas*	Estrecho
Aragón-Arreola et al. (2005)	Norte-centro	Yaqui ⁺	Estrecho
González-Fernández et al.(2005)	Norte	Tiburón superior ⁺	Estrecho y
González-Fernández et al.(2005)	Norte	Delfín superior ⁺	Complejo de núcleo metamórfico

5.3 Modos de ruptura y extensión representados con FRS

Estudiamos las implicaciones de la extensión y la ruptura en la litósfera que dio lugar a la apertura del Golfo de California a partir de información previa de perfiles de reflexión sísmica (González-Fernández et al., 2005; Aragón-Arreola et al., 2005; Lizarralde et al., 2007), funciones de receptor P (Ichinose et al., 1996; Persaud et al., 2007) y tomografías sísmicas (Zhang et al., 2007), y compararemos con los espesores de litósfera calculados en este trabajo. Los estudios anteriores proporcionan información acerca del espesor de la corteza tanto en el interior (González-Fernández et al., 2005; Aragón-Arreola et al., 2005; Lizarralde et al., 2007), como en los alrededores del Golfo (Persaud et al., 2007). También

tenemos información de una edad aproximada de las cuencas oceánicas (Lizarralde et al., 2007), así como la ubicación de zonas donde posiblemente existe fusión parcial (Wang et al., 2009; Calmus et al., 2011). Tomando en cuenta lo anterior, trazamos perfiles de retroproyecciones de funciones de receptor S, haciéndolos coincidir con los mismos perfiles de reflexión sísmica de González-Fernández et al. (2005) y Lizarralde et al. (2007). La única diferencia es que los perfiles presentados en este trabajo (Figura 5.4) tienen mayor longitud, con la finalidad de incluir más estaciones en el perfil (si fuera el caso). En resumen, en las figuras 5.5, 5.6 y 5.7 se tienen perfiles donde se pueden observar espesores de la base de la corteza y de litósfera. De acuerdo al perfil en cuestión, se observan también las zonas donde pudiera existir fusión parcial de acuerdo con Zhang et al. (2007). Estos autores también mencionan que dichas zonas existen prácticamente en toda la frontera Pacífico-Norteamérica.

Como lo han mencionado Lizarralde et al. (2007), en la región sur del Golfo, las edades de los centros de expansión son diferentes. El centro de expansión Alarcón, que se ubica en la boca del Golfo (Figura 5.1), se formó hace 3.5-3 m. A.; mientras que los centros Pescadero, Farallón y Carmen, hace ~ 2 m. A. Estas diferencias no solo se deben a la velocidad y cantidad de extensión, se deben también a la edad de inicio de la expansión oceánica.

En los centros oceánicos más cercanos a la boca del Golfo de sur a norte, Alarcón, Pescadero, Farallón y Carmen, el modo de extensión y ruptura de la litósfera fue de modo amplio. Ello implicó que la tasa de deformación fuera lenta, que la extensión se concentrara en la corteza y que se tradujera en una litósfera adelgazada.

En la Figura 5.5 se muestra un perfil que cruza el centro de expansión oceánico de Alarcón. Este centro inició la producción de nueva corteza oceánica hace 2.4 m. A. (DeMets, 1995).

El color azul, en las retroproyecciones de FRS, en la Figura 5.5, representa un cambio en la velocidad de propagación de menor a mayor, yendo de abajo hacia arriba. Este cambio de velocidad de propagación describe a la frontera litósfera-asténósfera. El color rojo simbolizaría la discontinuidad de Mohorovičić. En la Figura 5.5, los espesores calculados para la corteza y la litósfera, por medio del apilamiento de funciones de receptor P y S, respectivamente, son consistentes con las retroproyecciones de FRS al coincidir los rombos y los círculos azules con los colores rojo y azul de las retroproyecciones de FRS. A su vez, el modelo de corteza propuesto por Lizarralde et al. (2007) es consistente para las estaciones NE77 y NE84 con el modelo de corteza que se presenta en este trabajo. La estación MAIG se encuentra alejada del perfil, y a pesar de ello la coincidencia entre modelos de corteza es buena.

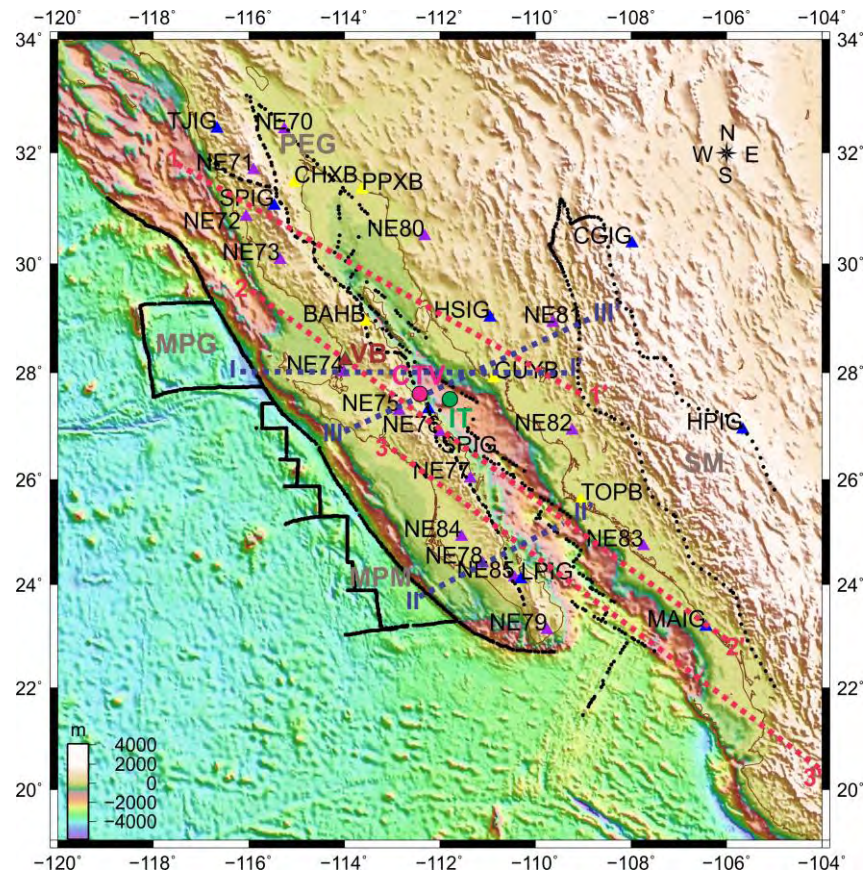


Figura 5.4. Ubicación de los perfiles (líneas discontinuas moradas y rosas) en la región del Golfo de California. Con línea punteada negra se delinear las principales provincias tectónicas: SM = Sierra Madre; PEG = Provincia Extensional del Golfo; MPM = Micro Placa de Magdalena; MPG = Micro Placa de Guadalupe. Con un triángulo guinda se presenta al volcán Boludo (VB). Con un círculo verde se muestra la ubicación de isla Tortuga (IT). Con un círculo rosa se muestra la región donde se encuentra la caldera Tres Vírgenes (CTV). Las estaciones están denotadas por triángulos, su color corresponde a la red a la que pertenecen (morado=NARS-Baja; amarillo= RESBAN; azul=SSN).

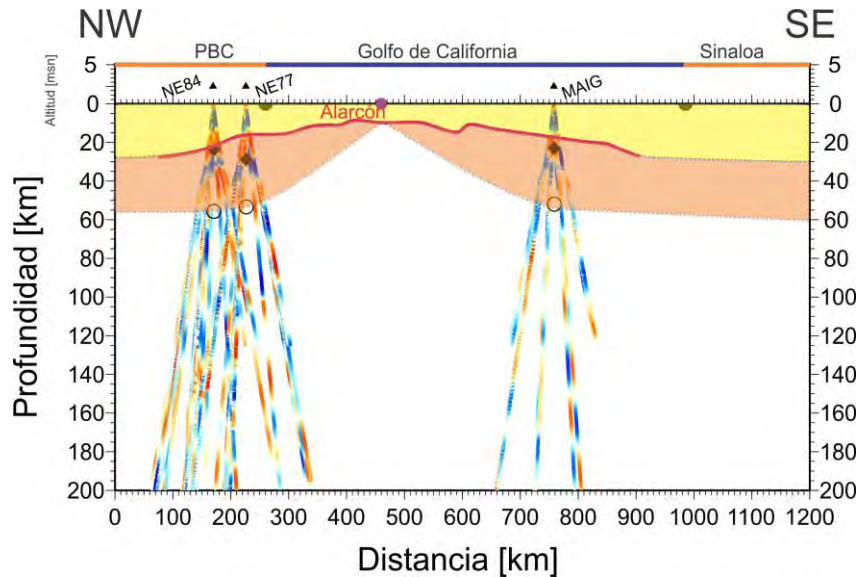


Figura 5.5. Perfil de retroproyecciones de FRS que cruza el centro oceánico de Alarcón (perfil 3-3'). La línea roja representa el modelo de corteza propuesto por Lizarralde et al. (2007). Con color amarillo se presenta el modelo de corteza interpretado en este estudio. Con línea punteada y con color naranja se muestra la interpretación del espesor de la litósfera. Los dos semicírculos representan las costas del Golfo. Los diamantes y los círculos azules muestran la profundidad en la cual se encuentra el Moho y la frontera litósfera-astenósfera, respectivamente. La línea azul simboliza las aguas del Golfo de California. PBC = Península de Baja California.

La progresión temporal de un modo de extensión complejo a un modo amplio y a su vez a un modo estrecho fue descrita por Buck (1991). Un ejemplo de tal progresión es el centro de Alarcón (Lizarralde et al., 2007), en donde la extensión fue de estilo amplio durante el periodo que se conoce como proto-Golfo. Posteriormente experimentó un desplazamiento lateral relativo entre los bloques (o las placas) de ~ 350 km antes de evolucionar a una ruptura de modo estrecho (Bialas & Buck, 2009). En un inicio, probablemente, la litósfera se encontraba extendiéndose de manera lenta y en una gran área, haciendo que la geometría de la base de corteza y la litósfera pudiera ser aproximada de forma constante. Después, un cambio en la velocidad de extensión y otras condiciones pudieron provocar que el modo de este centro de expansión cambiase a una ruptura de estilo estrecho. En un modo estrecho el adelgazamiento se concentra hacia el centro del *rift*, es por ello que en la litósfera se continúa observando un espesor aproximadamente constante, hacia el interior del continente. Al ser consistente el modelo de corteza también lo será el modelo de litósfera de la Figura 5.5. Por ello, la geometría de la litósfera al interior del Golfo se supuso bajo la premisa de que en esta región se tiene una extensión y ruptura de modo estrecho.

El centro de expansión de Guaymas (Figura 5.6) muestra evidencia de una extensión de ~ 70 km antes de su ruptura que fue hace ~ 9 m. A. (Miller & Lizarralde, 2013), después de un episodio de magmatismo, durante el cual también se tuvo un desplazamiento lateral relativo ~ 280 km (Lizarralde et al., 2007). Desde entonces ha tenido el mismo estilo de ruptura. Dicha extensión implicó que se concentrara en el área más frágil de la litósfera y en un ancho muy reducido.

Al igual que en el perfil de la Figura 5.5, los espesores de corteza, representados en la Figura 5.6 con rombos, son consistentes con el color rojo de las retroproyecciones de FRS, y a su vez, el modelo de corteza producto de tales espesores es consistente con el modelo de Lizarralde et al. (2007).

Con solo los valores del espesor de litósfera, no es posible decir que la geometría de la litósfera presenta una ruptura de modo estrecho; sin embargo, es posible observar que existe un adelgazamiento de la litósfera entre las estaciones TOPB y NE83. También, si se toma en consideración la proyección de la zona de fusión parcial calculada por Wang et al. (2009), podemos inferir la geometría de la litósfera en el interior del Golfo, para así poder observar la ruptura experimentada en dicha zona a escala de litósfera y con ello corroborar el estilo de extensión observado en estudios anteriores.

En la Figura 5.6, la geometría en el interior del Golfo se dibujó con base en la suposición de que la ruptura fue de modo estrecho y tomando en cuenta la proyección de una zona donde posiblemente se encuentra una zona de fusión parcial (Wang et al., 2009).

En la región norte del Golfo, se han calculado altas tasas de sedimentación, el peso de los sedimentos eventualmente reducen las fuerzas de flotabilidad de la corteza provocando un adelgazamiento local de la corteza, facilitando la existencia de ruptura y extensiones de modo estrecho (Bialas & Buck, 2009).

Las cuencas Delfín y Tiburón muestran evidencia de un desplazamiento mínimo dextral antes de los 6.3 m. A. Y un desplazamiento de 255 km después de la reorganización de las placas (González-Fernández et al., 2005). Desde hace ~ 6.3 m. A., el norte del Golfo se caracterizó por una evolución en la cuenca de Tiburón de extensión de modo complejo a modo amplio. En la cuenca Delfín se observó una extensión de modo estrecho (González-Fernández et al., 2005). En la cuenca Tiburón se ha reportado un máximo de 100 km de desplazamiento lateral relativo, con respecto al eje del Golfo y un adelgazamiento de la corteza de 30 km a menos de 19 km (González-Fernández et al., 2005).

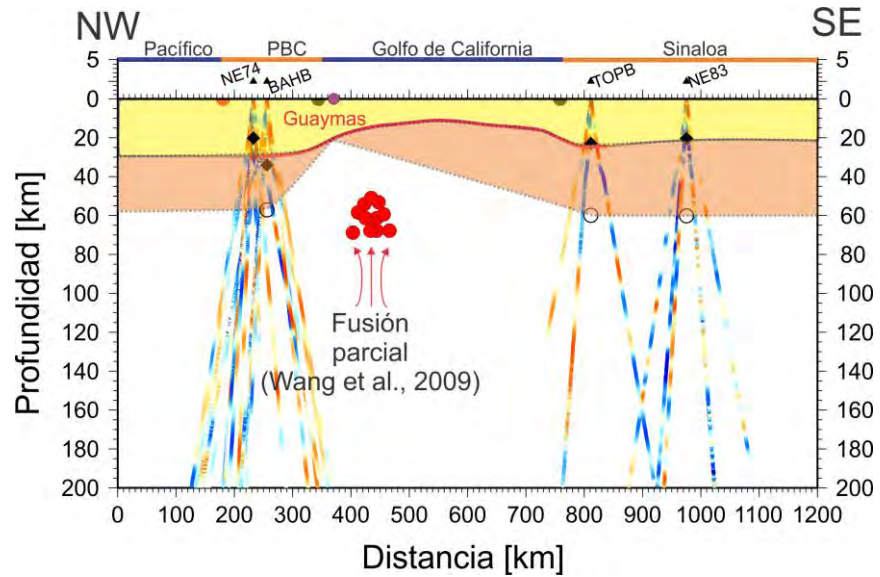


Figura 5.6. Perfil de retroproyecciones S que cruza el centro de dispersión oceánica de Guaymas (perfil 2-2'). Los puntos rojos indican una zona de posible fusión parcial. Misma descripción que la Figura 5.5.

El perfil de la Figura 5.7 cruza las cuencas Delfín superior y Tiburón superior. Los espesores de corteza son consistentes con los perfiles de retroproyecciones de FRS y como se había mencionado, se tienen dos estilos de ruptura y extensión. Para dibujar la geometría de la litósfera al interior del Golfo, se ha proyectado una anomalía que representa una zona donde probablemente existe fusión parcial (calculada por Wang et al., 2009). En el perfil, el promedio de los espesores de la litósfera es de 69.3 (67.3, 71.7) km y el espesor de la litósfera en la estación HSIG es de 72.1 (70.5, 73.9) km. Los espesores de la litósfera son menores del lado de la costa oeste del Golfo que en el este, debido posiblemente a que en esta región el vulcanismo y la extensión han sido de mayor magnitud y duración (Aragón-Arreola et al., 2005).

En las cuencas del norte del Golfo no se ha observado creación de nueva corteza oceánica; sin embargo, nuevos estudios (por ejemplo, Prol-Ledesma et al., 2012) muestran altos valores de flujo de calor en las cuencas del norte lo que indica la que esas cuencas oceánicas pronto se convertirán en nuevos centros de expansión oceánica.

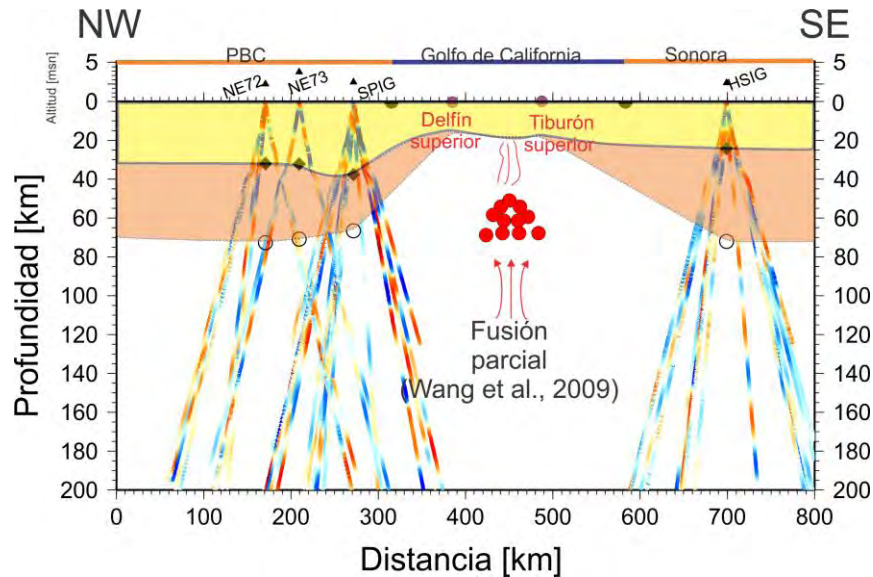


Figura 5.7. Perfil de retroproyecciones de FRS que atraviesa las cuencas de Delfín superior y Tiburón superior (perfil 1-1'). Misma descripción que las figuras 5.5 y 5.6.

5.4 Implicaciones de la subducción de los remanentes de la placa de Farallón en el espesor de la litósfera

Aún existen remanentes “atorados” de la antigua placa Farallón por debajo de la península de Baja California. Prueba de ello se encuentra, por ejemplo, en el trabajo de Zhang et al. (2007), quienes, con base en estudios de tomografía sísmica de ondas Rayleigh, muestran un mapa con la posible geometría de las micro-placas subducidas (entre las latitudes 24°N y 28°N) con una resolución aceptable de hasta 80 km. También Persaud et al. (2007), a partir de observaciones de FRP, sugieren que debajo de la estación NE75 existen remanentes de placa. De igual manera, Brothers et al. (2012), usando estudios de sísmica de reflexión y de refracción de ángulo amplio, encontraron un remanente de placa ~ 40 km después de la paleo-trinchera, tierra adentro, en el sur de la península (perfil II-II', Figura 5.4). Por otra parte, Obrebski & Castro (2008), con base en FRP, determinaron el patrón anisótropo del manto superior de las estaciones NE74 y NE75, dicho patrón ~ E-O podría ser consecuencia de la fábrica fósil que adquirió la litósfera durante la subducción de la placa Farallón o podría ser resultado de la apertura de una *slab window* originada por la ruptura de dicha placa después del cese de la subducción. En tanto que los estudios anteriores, sugieren que hubo una subducción y que conforme la placa se enfrió se rompió. El trabajo de Calmus et al. (2011), con base en estudios de geoquímica, propone que la subducción dio lugar a un *slab tear* sub-paralelo a la trinchera con ~ 200 km de ancho, que se extendía desde las costas del Pacífico hasta las costas de Sonora. En este trabajo buscamos remanentes de placa subducida por debajo de

la península de Baja California, para conocer si dicha subducción tuvo consecuencias en el espesor de la litósfera. Para ello trazamos perfiles de retroproyecciones en la región donde se supone que existen remanentes (latitudes 24°-28°N, Figura 5.1).

El primer perfil, I-I', se muestra en la Figura 5.8 y su ubicación se muestra en el mapa de la Figura 5.4. Es un perfil W-E (latitud 28°N), que corresponde al perfil descrito por Calmus et al. (2011). En él, también se ha dibujado la interpretación hecha por dichos autores. De acuerdo con ésta, el remanente de placa llega hasta donde se encuentra la falla inactiva San Benito-Tosco-Abreojos. En las retroproyecciones de la estación NE74, se observa la presencia de una zona de baja velocidad (denotado por los colores azules en las FR retroproyectadas), aproximadamente a los 35 km de profundidad, que puede corresponder al fundido, descrito por Calmus et al. (2011), que se encuentra por debajo del volcán Boludo. Esta misma situación la observamos para la región de la caldera Tres Vírgenes y en menor medida por debajo de Isla Tortuga, donde los rayos de las funciones de receptor no llegan a cubrir totalmente el área. Estos cambios de velocidad se han representado en la Figura 5.8 con círculos verdes.

Dada la proyección en el perfil I-I' (Figura 5.8), pareciera que la estación SRIG se encuentra al interior del Golfo de California, no siendo éste el caso. Sin embargo, su proyección es consistente con la presencia de fundidos descrita en el párrafo anterior.

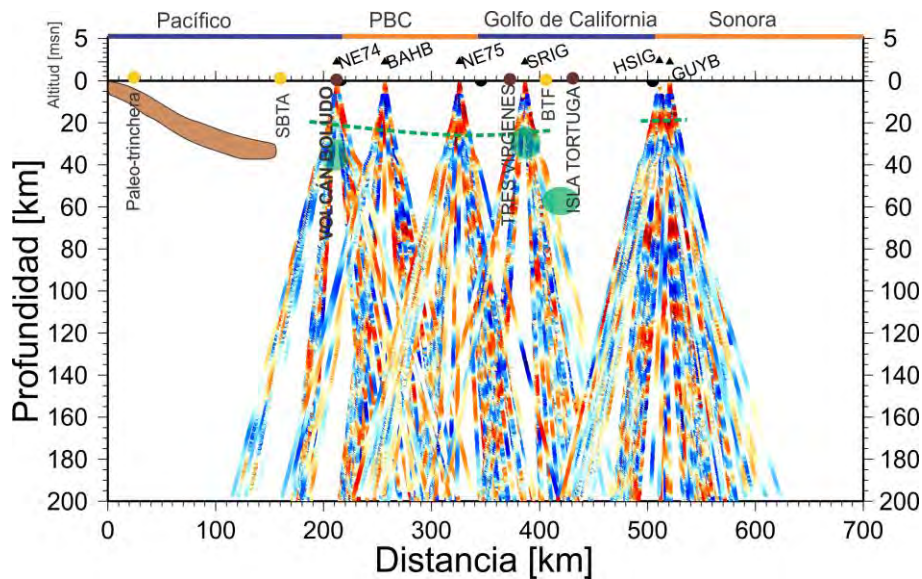


Figura 5.8. Perfil I-I' (Figura 5.4) de retroproyecciones de FRP y FRS (latitud 28°N, dirección W-E). Los semi-círculos negros representan las costas de la península de Baja California y de Sonora. La región café simboliza la placa subducida de acuerdo con Calmus et al. (2011). Los círculos café denotan los centros volcánicos. SBTA = Falla inactiva San Benito Tosco-Abreojos; PBC= Península de Baja California; BTF = Falla Transforme Ballenas. La línea verde discontinua denota la base de la corteza. Las manchas verdes muestran fundidos.

El siguiente perfil que será analizado es el II-II', de la Figura 5.4. Este perfil (Figura 5.9) es el mismo que trazaron Brothers et al. (2012), donde encontraron un remanente de placa subducida (círculo café). Para este perfil, usamos sólo las retroproyecciones de las FRP para observar con mayor detalle si existen remanentes de placa de subducida. De acuerdo con estas observaciones, es posible distinguir una estructura inclinada, marcada en la Figura 5.9 con líneas discontinuas morado y negro. Posiblemente esta estructura sea un remanente de placa subducida. Esta observación es consistente con el mapa de Zhang et al. (2007), en donde se muestra la geometría de la placa subducida.

Otra evidencia de remanentes de placa subducidos se muestra en la Figura 5.10; esta figura corresponde al perfil III-III' de la Figura 5.4. En este perfil se ha marcado con línea morada y negra, el techo y la base, respectivamente, de un posible remanente de corteza subducida. Dicho remanente se encuentra por debajo de las estaciones NE75, NE76, NE77, BAHB y SRIG, a una profundidad de entre 50 km y 100 km. La profundidad calculada es congruente con los mapas presentados por Zhang et al. (2007), ya que en ellos se observaba claramente la placa subducida entre los 48-78 km. También, el posible remanente de placa por debajo de la estación NE75 es congruente con lo observado por Persaud et al. (2007).

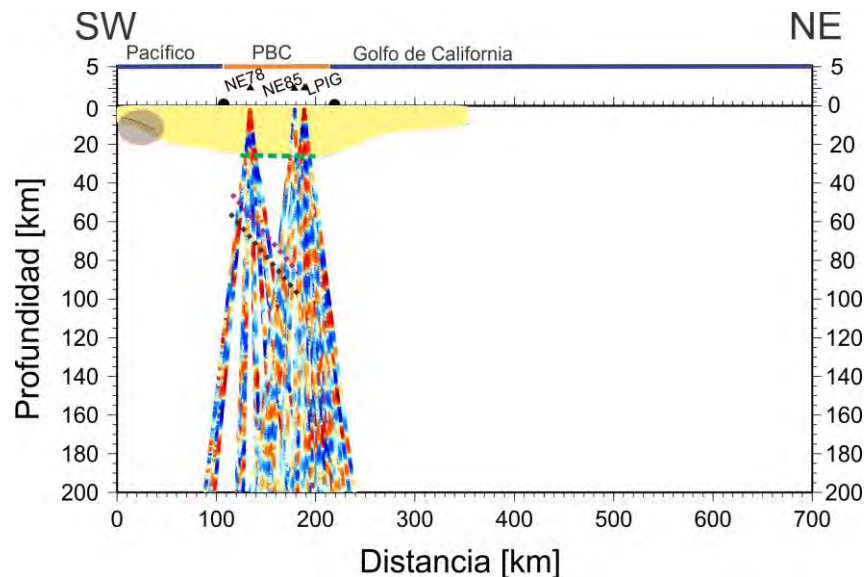


Figura 5.9. Perfil II-II' de retroproyecciones de FRP al sur de la península de Baja California. Con color amarillo se muestra el modelo de corteza calculado por Brothers et al. (2012), el cual coincide con el delineado por las FRP (línea verde discontinua). Los semicírculos negros ubican la posición de la costa de la península de Baja California. Las líneas discontinuas morada y negra denotan la posible ubicación del techo y base, respectivamente, de un remanente de corteza subducida. La zona en café denota la presencia de un remanente de placa de acuerdo con Brothers et al. (2012).

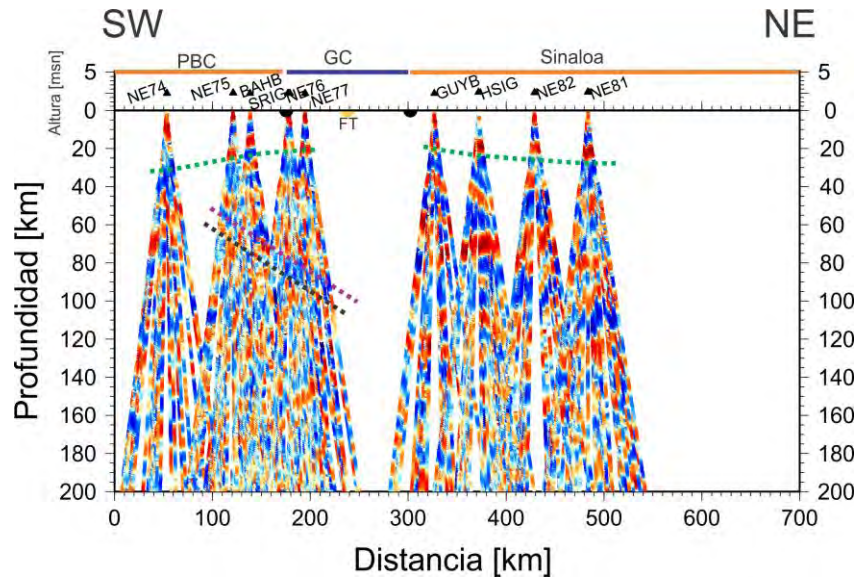


Figura 5.10. Perfil de retroproyecciones de FRP a lo largo del perfil III-III'. El semi-círculo amarillo marcado con FT representa la proyección de la falla transformante en el centro del Golfo. Los semi-círculos restantes (negros) representan las costas del Golfo de California. Las líneas discontinuas morada y negra denotan la posible ubicación del techo y base, respectivamente, de un remanente de corteza subducida. Las líneas verdes discontinuas delimitan la base de la corteza.

La revisión de los tres perfiles anteriores permite observar que la frontera litósfera-asténósfera no es evidente por debajo de algunas estaciones. Quizá ello se deba a que por la ubicación de la estación NE74 posiblemente hubo remoción del manto litosférico provocado por la subducción de los remanentes de la placa de Farallón. En las estaciones NE75, NE76, NE77, SRIG y BAHB, de acuerdo con la Figura 5.10, también tenemos posiblemente remanentes de placa subducida y remoción de manto litosférico y por tanto no se marcará en esas estaciones la profundidad de LAB.

5.5 Comparación de resultados

Lekic et al. (2011) investigaron la frontera litósfera-asténósfera en California, mediante el estudio de 52,000 FRS, con 198 estaciones distribuidas en ese estado. Para el sur, en la frontera con México, ellos encuentran espesores de litósfera que varían desde 71.21 km al oeste y cercanos a la costa del Pacífico, hasta 40 km en la región del Salton *Through*. En este caso, podemos comparar esas profundidades con lo que determinamos en este trabajo (Tabla 5.2). Nuestros resultados son razonablemente parecidos. Lekic et al. (2011) atribuyen el adelgazamiento observado en esta región de *rift*, a los efectos del *pre-rift* en la litosfera continental que la extendió y adelgazó. También la eficiente localización de la

deformación en el manto, posiblemente favoreció un ascenso de material de alta temperatura de la astenósfera y seguramente, los efectos de la deposición de sedimentos.

Tabla 5.2. Comparación de espesores de litósfera.

Estación	Lekic et al. (2011)	Este trabajo
NE70	43.7 km	46.3 (43.5, 47.9) km
TJIG	73 km	69.2 (68.89, 71.8) km

5.6 Conclusiones

Las lecturas en tiempo de la fase S_{LABp} , realizadas en las FRS, permitieron distinguir cinco zonas en la región del Golfo de California. La primera zona comprende las estaciones ubicadas al norte del Golfo de California NE70, CHXB, PPXB, TJIG, NE71, en las cuales se han registrado los menores valores en tiempo de la fase S_{LABp} , 4.8 ± 0.16 s en promedio (círculo rosa en la Figura 5.11). En esta región, el adelgazamiento de la litósfera refleja antiguos eventos de extensión. La segunda zona (círculo verde en la Figura 5.11) agrupa a las estaciones SPIG, NE72, NE73, cuyo valor en tiempo promedio leído de la fase S_{LABp} es de 5.1 ± 0.15 s. En estas estaciones se observa la tendencia de los valores a aumentar conforme se alejan de la región de *rift*. La tercera zona (se muestra en la Figura 5.11 con una elipse azul) está integrada por las estaciones que se encuentran en la costa oriente del Golfo NE80, HSIG, GUYB, NE82, TOPB, MAIG. La variación en tiempo de esta zona es compleja; sin embargo, es posible observar que hacia el sur, la estación MAIG presenta el menor valor de lectura del tiempo de la fase S_{LABp} de todo el grupo. El valor en tiempo promedio de la fase S_{LABp} es 5.11 ± 0.32 s. La cuarta zona (en la Figura 5.11 se muestra con una elipse amarilla) está conformada por las estaciones CGIG y HPIG ubicadas en las cercanías de la Sierra Madre Occidental. Por último, se tiene el conjunto de estaciones en la mitad sur de la península de Baja California, en la que no se ha podido identificar con certeza el tiempo de llegada de la fase S_{LABp} . Esta región se indica con una elipse naranja. En ella se ha ubicado la presencia de una estructura inclinada.

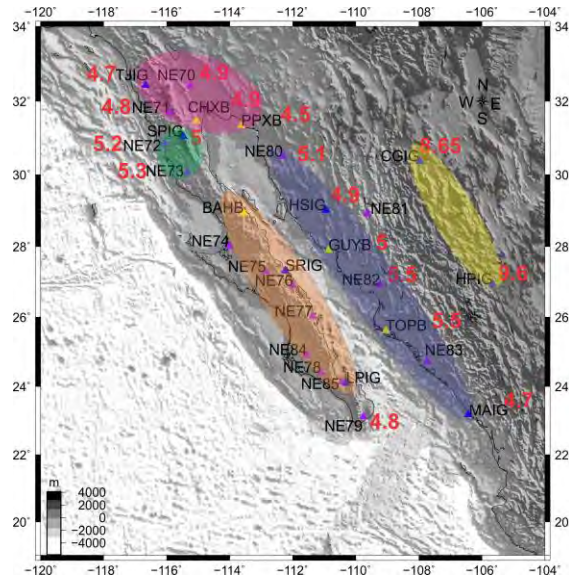


Figura 5.11. Cinco regiones identificadas en el Golfo de California. Ver texto para detalle de las zonas. Los números rojos denotan el valor de lectura en tiempo de la fase S_{LABP} .

Con las retroproyecciones de las funciones de receptor, podemos observar la progresión temporal de los modos de ruptura a escalas de litósfera en los perfiles de Alarcón (Figura 5.5) y en el perfil Delfín superior-Tiburón superior (Figura 5.7). En el perfil de Alarcón se tiene una ruptura que evolucionó de un modo amplio a uno estrecho. Mientras que en el perfil Delfín-Tiburón se tiene la combinación de dos estilos de extensión, estrecho y amplio. Fue posible dibujar la geometría de la litósfera en el perfil Delfín-Tiburón al conjuntar los resultados de este trabajo con la información pre-existente, en particular de los puntos de fusión parcial.

La ruptura de modo estrecho en el centro de Guaymas (Figura 5.6) se encuentra reflejada a profundidades de la frontera litósfera-asténosfera. Este hecho se observa en el adelgazamiento de la litósfera que se observa de la estación NE83 a la estación TOPB, así como por la geometría observada de la litósfera.

Existen estructuras que posiblemente representen fragmentos de corteza oceánica por debajo de la península de Baja California, que han terminado de subducir. Estas se encuentran por debajo de las estaciones NE75, NE76, NE77, BAHB, SRIG, NE78, NE85 y LPIG. Esta evidencia corrobora el mapa de geometría de remanentes de placa subducida de Zhang et al. (2007) y las observaciones realizadas por Persaud et al. (2007).

Comprobamos que la técnica de FRS, es una buena herramienta para estimar la geometría de la litósfera y calcular la profundidad de la frontera litósfera-asténosfera. Su utilidad se

comprobó porque fue empleada en una región que reúne varias particularidades entre las que se encuentran el adelgazamiento de la litósfera como resultado de la apertura del Golfo, la remoción del manto litosférico como producto de la subducción, y la presencia, tanto de una *slab window* como de remanentes de placa subducida.

Además, la información proveniente de las FRP contribuyó para delimitar la ubicación de los posibles remanentes de placa subducida y para poder conocer las implicaciones de esta subducción en la frontera litósfera-astenosfera.

Este trabajo provee de valores de espesores de litósfera en estaciones a lo largo de la península de California, Sonora y Sinaloa, que complementan los modelos de extensión y ruptura a lo largo del eje del Golfo de California. Tales valores, pueden ser utilizados como los datos de entrada para un posterior modelado numérico.

BIBLIOGRAFÍA

Aragón-Arreola, M., & Martín-Barajas, A., 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico, *Geology*, 35, 571-574. Doi:10.1130/G23360A.1.

Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, A., Delgado-Argote, L. & González-Fernández, A., 2005. Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting, *Tectonophysics*, 409, 19-38.

Angus, D. A., Wilson., D. C., Sandvol, E. & Ni, J. F. 2006. Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions, *Geophys. J. Int.*, 166, 1335-1346.

Atwater, T. & Stock, J., 1998. Pacific-North America plate tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update, *Int. Geology Rev.*, 40, 375-402.

Barrell, J., 1914. The strength of the Earth's crust, *Journal of Geology*, 22, 655-683.

Bryan, S., E., Orozco-Esquivel, T. Ferrari, L., & López-Martínez, M., 2013. Pulling apart the Mid to Late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: is there a Comondú Arc?, *Geological Society, London*, doi: 10.1144/SP385.8.

Benes, V. & Davy, P., 1996. Modes of continental lithospheric extension: experimental verification of strain localización processes, *Tectonophysics*, 254 (1996) 69-87.

Bialas, R. W. & Buck, R. 2009. How sediment promotes narrow rifting: Application to the Gulf of California, *Tectonics*, 28, TC4014, doi:10.1029/2008TC002394

Brothers, D., Harding, A., González-Fernández, A., Holbrook, W. S., Kent, G., Driscoll, N., Fletcher, J., Lizarralde, D., Umhoefer, P. & Axen, G., 2012. Farallon slab detachment and deformation of the Magdalena Shelf southern Baja California, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09307, doi: 10.1029/2011GL050828.

Buck, W. R., 1991. Modes of continental lithospheric extension, *J. Geophys. Res.*, 96, 20 161-20 178.

Burdick, L. J., Langston, C. A., 1977. Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67,677-691.

Burkett, E. R. & Billen, M. I., 2009. Dynamics and implications of slab detachment due to ridge-trench collision, *J. Geophys. Res.*, 114, doi : 10.1029/2009JB006402.

Busing, A. V., 2012. The Bouse Formation and bracketing units, southeastern California and western Arizona : Implications for the evolution of the Proto-Gulf of California and the lower Colorado River, *J. Geophys. Res.*,

Calmus, T., Pallares, C. Maury, R. C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M. & Michud, F., 2011. Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, México: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California, *Pure Appl. Geophys*, doi: 10.1007/s00024-010-0204-z.

Coney, P. J., 1980. Cordilleran Metamorphic Core Complexes: An overview, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 153, 7-31.

DeMets, C. A., 1995. Reappraisal of seafloor spreading lineation in the Gulf of California: implications for the transfer of California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion, *Geophys. Res. Lett.*, 22,3545-3548.

England, P., 1983. Constraints on extension of continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 88, 1145-1152, doi: 10.1029/JB088iB02p01145.

Espíndola Castro, V. H., 2009. *Modelos de velocidad cortical utilizando funciones de receptor aplicado a estaciones de banda ancha del SSN*, Tesis de Doctorado, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, 120 pp.

Farra, V. & Vinnik, L., 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions. *Geophys. J. Int.*, 141, 699-712.

Ferrari, L., Martínez-López, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S., E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P. & Solari, L., 2013. Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*. Doi:10.1130/GES00925.1.

Fischer, K., M., Ford, H., A., Abt, D., L. & Rychert, C., A., 2010. The Lithosphere-Asthenosphere Boundary. *Annu. Rev. EarthPlanet. Sci.*, 38, 551-75.

Fletcher, J. M. & Munguía, L., 2000. Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California, *Tectonics*, 19(6), 1107-1123.

Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O. & Gehrels, G. E., 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119, 1313-1336, doi: 10.1130/B26067.1

Gastil, R. G., Krummenacher, D. & Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 839-857.

González-Fernández, A., Dañobeitia, J. J., Delgado-Argote, L. A., Michaud, F., Córdoba, D. & Bartolomé, R., 2005. Mode of extension and rifting history of upper Delfín basins, northern Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, 110, B01313, doi: 10.1029/2003JB002941.

Ichinose, G., Day, S., Magistrale, H. & Prush, T., 1996. Crustal thickness variations beneath the Peninsular Ranges, southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 23(22), 3095-3098.

Hausback, B. P., 1984. Cenozoic volcanism and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In Frezell, V. A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section, Soc. Eco. Pal. And Min.*, 39, 219-236.

Heit, B., Sodoudi, F., Yuan, X., Bianchi, M. & Kind, R., 2007. An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L14307, doi: 10.1029/2007GL030317.

Henry, C. D. & Aranda-Gómez, J. J., 2000. Plate interactions control middle-late Miocene, protoGulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range, *Tectonophysics*, 318, 1-26.

Holt, J. W., Holt, E. W., Stock, J. M., 2000. An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalía basin, Baja California Sur, México, *Geological Society of America Bulletin*, 112, 540-549.

Karig, D. E. & Jansky, W., 1972. The protogulf of California, *Earth Planet Sci. Lett.*, 17, 169-174.

Kennett, B. L. N. & Engdhal, E. R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, 105, 429-465.

Kind, R., Yuan, X. & Kumar, P., 2012. Seismic receiver functions and the lithosphere boundary, *Tectonophysics*, 536-537, 25-23.

Kumar, P., Yuan, X., Kind, R. & Kosarev, G., 2005a. The lithosphere-asthenosphere boundary in the Tien Shan-Karakoram region from S receiver functions – evidence of continental subduction, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07305, doi: 10.1029/2004GL022291.

Kumar, P., Yuan, X., Kind, R. & Ni, J., 2005b. Imaging the collision of the Indian and Asian Continental lithospheres beneath Tibet, *J. Geophys. Res.*, 111, B06308, DOI: 10.1029/2005JB003930.

Larson, P. A., Mudie, J. D. & Larson, R. L., 1972. Magnetic anomalies and fracture zone trends in the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3361-3368.

Lekic, V., French, S., W., & Fischer, K., M., 2011. Lithospheric Thinning Beneath Rifted Regions of Southern California, *Science*, 334, 783, doi: 10.1126/science.1208898.

Li, X., Kind, R., Yuan, X. Wölbern, I. & Hanka, W., 2004. Rejuvenation of the lithosphere by the Hawaiian plume, *Nature*, 427, 827-829.

Ligorria, J. P. & Ammon, C. J., 1999. Iterative Deconvolution and Receiver Function Estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1395-1400.

- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A. J. H., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Paramo, P., Sutherland, F. & Umhoefer, P., 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California, *Nature*, 448, doi: 10.1038/nature06035.
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, N, 499-522.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, in The Gulf and Peninsular Province of the Californias, J.P. Dauphin & R. Simoneit (eds.), *AAPG Mem.*, 47, 87-125.
- Mammerick, J. & Klitgord, K. D., 1982. Northern East Pacific rise: evolution from 25 m. y. B. P. to the present, *J. Geophys. Res.*, 87, 6751-6759.
- Martín Barajas, A., 2000. Vocanismo y extensión en la provincia extensional del Golfo de Caifornia, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, LIII, 72-83.
- McNutt, M., 1982. Evidence for and consequences of thermal rejuvenation, *J. Geophys. Res.*, 87, 8570-8580, doi: 10.1029/JB087iB10p08570.
- Michaud, F., Royer, J.-Y., Bourgois, J., Dymeent, J., Calmus, T., Bandy, W., Sosson, M., Mortera-Gutiérrez, C., Sichler, B., Rebolledo-Viera, M. & Pontoise, B., 2006. Oceanic ridge subduction vs. slab break off: plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma, *Geology*, 34, 13-16.
- Moore, D. G. & Buffington, E. C., 1968. Transform Faulting and Growth of the Gulf of California Since the Late Pliocene, *Science*, 161, 1238-1241.
- Moore, D. G., 1973. Plate-Edge Deformation and Crustal Growth, Gulf of California Structural Province, *Science*, 84, 1883-1906.
- Obrebski, M., Castro, R., Valenzuela, R., Van Benthem, S., & Rebolledo, C., 2006. Shear-wave splitting observations at the regions of northern Baja California and southern Basin and Range in Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L0555302, doi:10.1029/2005GL024720.
- Obrebski, M. & Castro, R. R., 2008. Seismic anisotropy in northern and central Gulf of California region, Mexico, from teleseismic receiver functions and new evidence of possible plate capture, *J. Geophys. Res.*, 113, B03301, doi: 10.1029/2007JB005156.
- Oskin, M., Rockwell, T., Miller, G., Gupatil, P., Curtis, M., McArdle, S. & Elliot, P., 2000. Active parasitic folds on the Elysian Park anticline: Implications for seismic hazard in central Los Angeles, California, *Geolog. Soc. Am. Bull.*, 12, 693-707.
- Oskin, M. & Stock, J., 2003. Miocene to Recent Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfin Basin, northern Gulf of California, Mexico, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 115, 1173-1190.

Persaud, P., 2003. *Images of early continental break-up in and around the Gulf of California and the role of basal shear in producing wide plate boundaries*, Ph. D. thesis, Calif. Inst. Of Technol., Pasadena, 144 pp.

Persaud, P., Pérez-Campos, X. & Clayton R. W., 2007. Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions, *Geophys. J. Int.*, 170, 2, 687-699.

Phinney, R. A., 1964. The structure of the Earth's crust from spectral behavior of long period body waves, *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3017.

Plattner, C., Malservisi, R., & Govers, R., 2009. On the plate boundary forces that drive and resist Baja California motion, *Geology*, 37,359-362, doi:10.1130/G25360A.1.

Prol-Ledesma, R., M., Torres-Vera, M. A., Rodolfo-Metalpa, R., Ángeles, C., Lechuga, D. C. H., Villanueva-Estrada, R. E., Shumilin, E. & Robinson, C., 2012. High heat flow and ocean acidification at a nascent rift in the northern Gulf of California, *Nature*, 1388, doi: 10.1038/ncomms2390.

Romo, J., M., Gómez-Treviño, E., Pérez-Flores, M., A., García-Abdeslem, J., Esparza, F., M., & Flores-Luna, C., F., 2001. Electrical structure of the Baja California lithosphere beneath Vizcaíno region. *Eos (Transactions American Geophysical Union)*, 82,47.

Sandiford, M., 2003. Neotectonics of southeastern Australia: linking the Quaternary faulting record with seismicity and in situ stress, In: Hillis R. R. & Müller R. D. (eds.), *Evolution and dynamics of the Australian Plate*, Geological Society of Australia Special Publication, 22, 101-113.

Sawlan, M. G. & Smith, J. G., 1984. Petrologic characteristics age tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, In: Frizzell Jr, V.A. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pacific Section, Publ. 237-251.

Seiler, Ch., Fletcher, J., M., Quigley, M., C., Gleadow, A., J., W., & Kohn, B., P., 2010. Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?, *Tectonophysics*. 488,87-109.

Sodoudi, F., Yuan, X., Liu, Q., Kind, R. & Chen, J., 2006. Lithospheric thickness beneath the Dabie Shan, central eastern from S receiver functions. *Geophys. J. int.*, 166, 1363-1367, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03080.x.

Spencer, J. E. & Normark, W. R., 1989. Neogene plate-tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico, en Winterer, E. L., Hussong, D. M., y Decker, R., (eds.), *The eastern Pacific Ocean and Hawaii*, Boulder, Colorado, The Geology of North America, Geological Society of America, 489-497.

Stock, J. M. & Hodges, K. V., 1989. Pre- Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate, *Tectonics*, 8, 99-115.

Umhoefer, P., J., 2011. Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly? –Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin, *GSA Today*, 21, 11, doi:10.1130/G133A.1.

Umhoefer, P., J., Dorsey, R. I. & Renne, P., 1994. Tectonics of the Pliocene Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico and evolution of the Gulf of California, *Geology*, 22, 649-652.

Umhoefer, P. J., Mayer, L. & Dorsey, R. J., 2002. Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114, 849-868.

Vinnik, L., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle, *Phys. Earth Pl. Inter.*, 15, 39-45.

Wang, Y., Forsyth D. W. & Savage, B., 2009. Convective upwelling in the mantle beneath the Gulf of California, *Nature*, 462, 499-501, doi: 10.1038/nature08552.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extending orogeny, *Nature*, 291, 645-648.

Wiens, D. A. & Stein, S., 1983. Implications of oceanic intraplate seismicity for plate stresses, driving forces and rheology, *Tectonophysics*, 116, 143-163.

Yuan, X., Kind, R. I. X. & Wang, R., 2006. The S receiver functions: synthetics and data example, *Geophys. J. Int.*, 165, 555-564.

Zhang, X., Paulssen, H., Lebedev, S. & Meier, T., 2007. Surface wave tomography of the Gulf of California. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15305, doi: 10.1029/2007GL030631.

Zhou, L., Chen, W. P. & Özalaybey, S., 2000. Seismic properties of the central Indian shield, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1295-1304.

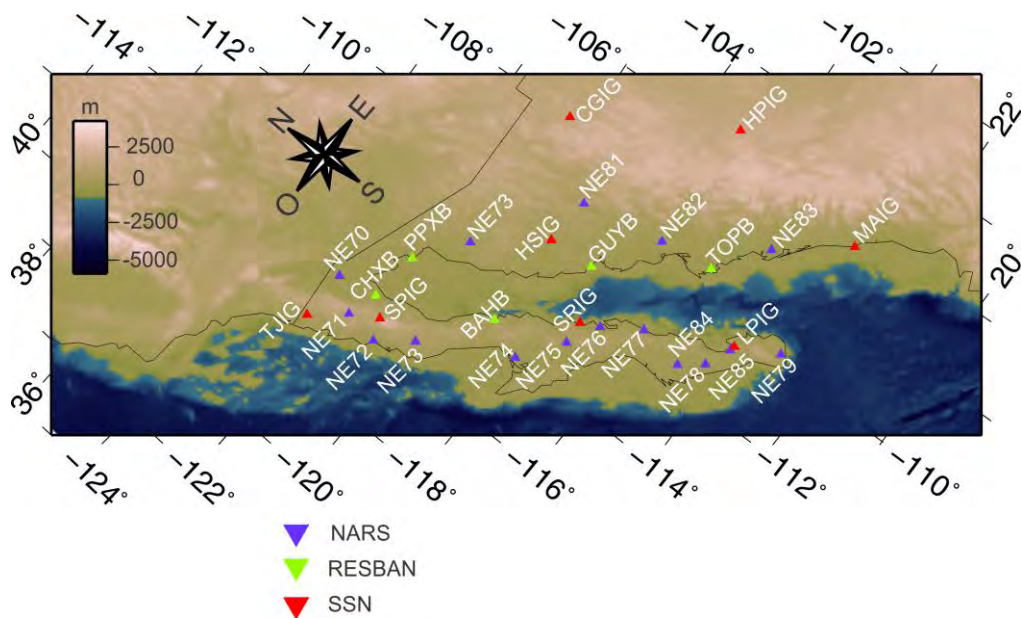
Zhu, L. P. & Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receivers functions, *J. Geophys. Res.*, 105, 2969-2980.

APÉNDICE A

Estaciones empleadas en este trabajo.

NARS				RESBAN			
Nombre	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (msn)	Nombre	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (msn)
NR.NE70	32.4209	-115.2608	-23	RB.BAHB	28.9440	-113.5620	40
NR.NE71	31.6897	-115.9053	1155	RB.CHXB	31.4721	-115.0520	20
NR.NE72	30.8484	-116.0586	17	RB.GUYB	27.8987	-110.8727	30
NR.NE73	30.0651	-115.3485	489	RB.PPXB	31.3350	-113.6320	5
NR.NE74	28.0075	-114.0138	21	RB.TOPB	25.6050	-109.0474	35
NR.NE75	27.2933	-112.8565	137				
NR.NE76	26.8890	-111.9991	35				
NR.NE77	26.0158	-111.3613	40				
NR.NE78	24.3982	-111.1064	82				
NR.NE79	23.1194	-109.7561	225				
NR.NE80	30.5000	-112.3199	225				
NR.NE81	28.9183	-109.6363	295				
NR.NE82	26.9157	-109.2308	183				
NR.NE83	24.7309	-107.7393	28				
NR.NE84	24.9135	-111.5452	21				
NR.NE85	24.1296	-110.4368	-12				

SSN			
Nombre	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (msn)
IG.CGIG	30.365	-107.977	1524
IG.HPIG	26.9351	-105.6654	1786
IG.HSIG	29.117	-111.617	250
IG.LPIG	24.102	-110.308	72
IG.MAIG	23.1883	-106.4244	7
IG.MBIG	32.4119	-115.2078	2
IG.SPIG	31.0458	-115.4658	2769
IG.SRIG	27.3198	-112.241	61
IG.TJIG	32.4338	-116.6746	336
IG.TSIG	25.6048	-109.04653	12



APÉNDICE B

Tabla B.1. Datos de los eventos utilizados para el cálculo de FRS.

N°	ID	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
1	020420_1559	-16.38	173.26	33	6
2	020508_0526	-17.95	-174.57	130	6.2
3	020508_1945	53.81	160.77	39	5.9
4	020523_1552	-30.75	-71.2	52	6
5	020616_0655	-17.87	-178.7	569	5.9
6	020618_1356	-30.81	-71.12	54	6.6
7	020628_1719	43.75	130.67	566	7.3
8	020630_2129	-22.2	179.25	620	6.5
9	020819_1101	-21.7	-179.51	580	7.7
10	020915_0839	44.83	129.92	586	6.4
11	020924_0357	-31.52	-69.2	119	6.3
12	021004_1905	-20.99	-179.02	621	6.3
13	021014_1412	41.17	142.25	61	6.1
14	021016_1012	51.95	157.32	102	6.2
15	021019_1209	44.3	149.96	33	6.3
16	021022_1139	-20.63	-178.39	549	6.2
17	021103_0337	38.89	141.98	39	6.4
18	021107_1514	51.2	179.33	33	6.6
19	021117_0453	47.82	146.21	459	7.3
20	021201_0756	-16.08	-172.96	33	5.9
21	021210_0427	-24.14	179.24	530	6.1
22	030104_0515	-20.57	-177.66	378	6.5
23	030109_0250	-19.66	-176.29	10	6
24	030310_1002	-28.07	-177.68	146	5.9
25	030314_1254	-17.42	-175.18	274	6.4
26	030315_1941	52.25	160.39	30	6.1
27	030328_1731	-15.32	-173.51	41	6.2
28	030402_0343	35.28	-35.73	10	6.3
29	030424_1056	48.76	154.99	43	6.1
30	030503_0503	-15.14	-173.75	33	6.2
31	030504_1315	-30.53	-178.23	62	6.7
32	030519_1043	-18.04	-178.67	563	6
33	030616_2208	55.49	160	174	6.9
34	030620_1330	-30.61	-71.64	33	6.8

N°	ID	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
35	030623_1212	51.44	176.78	20	6.9
36	030702_2352	42.32	144.84	23	5.9
37	030703_0621	-21.28	-174.52	10	6
38	030725_2213	38.42	141	6	6.1
39	030727_0204	-21.08	-176.59	212	6.6
40	030727_0625	47.15	139.25	470	6.8
41	030727_1141	-20.13	-65.18	345	6
42	030814_1823	-19.9	-177.98	563	5.9
43	030831_2308	43.39	132.27	481	6.2
44	030902_1828	-15.23	-173.22	10	6.4
45	030929_0236	42.45	144.38	25	6.5
46	030930_1408	-30.44	-177.4	10	6.4
47	031007_0455	-16.53	-170.19	10	6.2
48	031008_0906	42.65	144.57	32	6.7
49	031028_2148	43.84	147.75	65	5.9
50	031031_0106	37.81	142.62	10	7
51	031203_1411	42.36	144.73	33	5.9
52	031205_2126	55.54	165.78	10	6.7
53	031230_0950	47.05	154.19	33	5.9
54	040111_0807	-16.24	-176.18	366	5.9
55	040116_1807	7.64	-37.7	10	6.2
56	040124_1301	52.12	-30.18	10	5.9
57	040125_1143	-16.83	-174.2	129	6.7
58	040129_0352	-50.21	-114.78	10	6.1
59	040312_2213	-15.58	-175.1	271	6
60	040318_2004	-23.76	-176	10	6.2
61	040405_2034	-20.44	-173.94	8	6.2
62	040408_0457	-36.26	-97.83	10	6.4
63	040414_2307	71.07	-7.75	12	6
64	040416_1658	-24.52	-175.88	10	6
65	040503_0436	-37.69	-73.41	21	6.6
66	040529_2056	34.25	141.41	16	6.5
67	040530_2111	-31.05	-177.12	10	5.9
68	040610_1519	55.68	160	188	6.9
69	040708_1030	47.2	151.3	128	6.4
70	040715_0427	-17.66	-178.76	565	7.1
71	040827_0043	-27.42	-70.81	30	5.9
72	040828_1341	-35.17	-70.53	5	6.5
73	040903_1904	-15.25	-173.34	10	6.2
74	040907_1153	-28.57	-65.84	22	6.4

N°	ID	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
75	040908_1100	-15.15	-173.43	12	5.9
76	040913_0300	44	151.41	8	6.1
77	040919_2026	52.21	174.03	25	6.2
78	040924_1034	0.46	-26.4	10	5.9
79	041023_0856	37.23	138.78	16	6.6
80	041104_1403	43.62	146.81	61	5.9
81	041107_0202	47.95	144.48	474	6.2
82	041111_1002	42.14	144.34	32	6.1
83	041112_0636	-26.7	-63.32	568	6.1
84	041121_1107	-15.4	-174.91	256	6
85	041128_1832	43.01	145.12	39	7
86	041128_1836	42.98	145.08	39	5.9
87	041206_1415	42.9	145.23	35	6.8
88	041206_1626	-18.48	-178.08	439	6.1
89	041222_2103	-55.94	-125	10	6.1
90	050116_0825	-25.53	-176.3	16	6.2
91	050118_1409	42.95	144.87	42	6.3
92	050119_0611	34.06	141.49	27	6.6
93	050209_1846	26.09	144	24	6.3
94	050319_1502	-20.41	-174.34	18	6.1
95	050319_1734	-21.89	-179.55	598	6.3
96	050321_1223	-24.98	-63.47	579	6.9
97	050330_1741	-22.46	-179.75	588	6.1
98	050402_1252	78.61	6.1	10	6.1
99	050416_1218	-54.99	-132.1	10	5.9
100	050512_1115	-57.38	-139.23	10	6.5
101	050518_1027	-15.32	-173.24	10	6.2
102	050520_1240	-24.53	178.84	565	6
103	050529_2144	-30.11	-178.01	18	5.9
104	050613_2244	-19.99	-69.2	115	7.8
105	050614_1710	51.24	179.31	17	6.8
106	050711_2306	-27	-176.32	10	6
107	050713_1206	-17.85	-70.11	79	5.9
108	050723_0734	35.5	139.98	61	5.9
109	050807_1135	-14.45	-177.29	10	6
110	050809_0526	-20.94	173.82	23	6.1
111	050809_1412	-21.1	173.87	35	6.1
112	050816_0246	38.28	142.04	36	7.2
113	050824_1014	38.48	143.15	10	5.9
114	050830_1810	38.48	143.18	21	6.1

N°	ID	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
115	050921_0225	43.89	146.15	103	6.1
116	051005_1007	-20.53	-174.28	15	5.9
117	051015_1006	46.82	154.11	42	6.1
118	051019_1144	36.4	140.84	32	6.3
119	051110_1929	57.47	120.59	6	5.9
120	051114_2138	38.11	144.9	11	7
121	051117_1926	-22.36	-67.89	147	6.8
122	051202_1313	38.09	142.12	29	6.5
123	051207_2332	-30.01	-177.64	21	6.4
124	051213_0316	-15.27	-178.57	10	6.7
125	051216_1832	38.51	141.9	42	6
126	060202_1248	-17.75	-178.39	597	6.7
127	060224_1415	-18	-179.59	622	6.1
128	060226_0308	-23.61	-179.99	535	6.4
129	060309_1755	0.79	-26.12	10	6
130	060331_1321	-29.43	-176.77	13	6.5
131	060407_0830	-16.53	176.99	14	6.5
132	060420_2325	60.95	167.09	22	7.6
133	060420_2328	60.87	167.01	10	6.1
134	060421_0432	60.53	165.82	9	6.1
135	060430_1917	-27.02	-71.02	12	6.7
136	060430_2132	-27.22	-71.22	35	5.9
137	060503_1526	-20.19	-174.12	55	8
138	060505_0616	-19.83	-174.65	35	5.9
139	060602_0731	-20.84	-178.7	591	6
140	060609_0558	-17.53	-178.75	564	6.1
141	060622_1053	45.42	149.34	95	6
142	060707_0726	-15.24	-173.61	35	6
143	060708_2040	51.21	-179.31	22	6.6
144	060716_1142	-28.72	-72.54	10	6.2
145	060815_2353	-21.19	-176.25	154	6.1
146	060820_0301	49.82	156.41	26	6
147	060824_2150	51.15	157.52	43	6.5
148	060825_0044	-24.4	-67.03	184	6.6
149	060903_2257	-24.05	178.82	568	5.9
150	060912_1330	-28.94	-68.9	114	6
151	060922_0232	-26.87	-63.15	598	6
152	060928_0136	46.46	153.36	11	5.9
153	060928_0622	-16.59	-172.03	28	6.9
154	060930_1626	-15.59	-73.16	107	6

N°	ID	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
155	060930_1750	46.35	153.17	11	6.6
156	061001_0906	46.47	153.24	19	6.5
157	061012_1805	-31.26	-71.37	31	6.4
158	061013_1347	46.24	153.28	4	5.9
159	061112_2127	48.28	154.25	36	5.9
160	061113_0126	-26.05	-63.28	572	6.8
161	061115_1216	46.19	154.67	10	5.9
162	061115_2122	47.28	154.15	12	5.9
163	061130_2120	-53.84	-134.36	10	6.2
164	061207_1910	46.15	154.39	16	6.4
165	070108_2052	-18.58	-177.85	406	6.3
166	070113_0423	46.24	154.52	10	8.1
167	070113_1737	46.91	156.28	10	6
168	070131_0315	-29.78	-178	34	6.5
169	070217_0002	41.79	143.55	31	6
170	070301_2311	26.58	-44.59	10	6
171	070331_1249	-56.08	-123.27	10	6.2
172	070402_0249	-45.38	-73.06	4	6.1
173	070406_0554	-55.37	-123.64	10	5.9
174	070506_2111	-19.4	-179.35	676	6.5
175	070507_1115	-44.85	-80.45	10	6.1
176	070517_1929	-30.66	-178.2	40	6
177	070525_1747	-24.22	-67.03	180	5.9
178	070530_2022	52.14	157.29	116	6.4
179	070703_0826	0.71	-30.27	10	6.3
180	070721_1534	-22.15	-65.78	289	6.4
181	070802_0237	47.12	141.8	5	6.2
182	070820_2242	8.04	-39.25	6	6.5
183	070826_1237	-17.46	-174.34	127	6.1
184	070903_1614	45.84	150.06	94	6.2
185	070914_1151	-23.65	179.68	552	5.9
186	071005_0717	-25.19	179.46	509	6.5
187	071025_1350	46.01	154.23	20	6.1
188	071102_2231	-55.47	-128.97	10	6.1
189	071114_1540	-22.25	-69.89	40	7.7
190	071115_1503	-22.87	-70.41	27	6.3
191	071115_1505	-22.92	-70.24	26	6.8
192	071118_0540	-22.64	-66.32	246	6
193	071119_0052	-21.18	-178.75	558	6.3
194	071119_2330	-22.79	-70.77	29	5.9

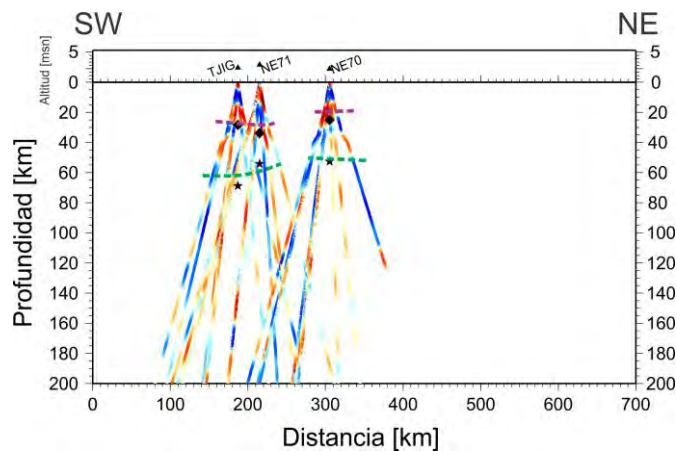
N°	ID	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
195	071126_1351	37.39	141.59	42	5.9
196	071129_0326	-36.76	-97.4	10	6.3
197	071209_0728	-26	-177.51	152	7.8
198	071213_0520	-23.16	-70.48	15	6
199	071213_0723	-23.2	-70.55	16	6.2
200	071213_1551	-15.21	-172.37	17	6.2
201	071216_0809	-22.95	-70.18	45	6.7
202	071225_1404	38.5	142.03	48	6.1
203	080122_1049	-15.42	-175.59	10	6.1
204	080208_0938	10.67	-41.9	9	6.9
205	080303_0931	46.41	153.18	10	6.5
206	080318_0822	-29.25	-177.44	25	6.2
207	080507_1602	36.18	141.54	19	6.2
208	080520_1353	51.16	178.76	27	6.3
209	080523_1935	7.31	-34.9	8	6.5
210	080529_1546	64	-21.01	9	6.3
211	080612_0530	-50.16	-114.17	10	5.9
212	080613_2343	39.03	140.88	7	6.9
213	080615_0113	-17.74	-179.73	611	5.9
214	080615_0837	-36.62	-107.45	10	6
215	080622_2356	67.7	141.28	18	6.1
216	080629_2053	45.16	137.45	326	6
217	080703_0302	-23.37	-179.78	581	6.2
218	080705_0212	53.88	152.89	632	7.7
219	080708_0913	-15.99	-71.75	123	6.2
220	080719_0239	37.55	142.21	22	7
221	080721_1130	37.19	142.05	22	6
222	080723_1526	39.8	141.46	108	6.8
223	080724_0143	50.97	157.58	27	6.2
224	080819_1630	-15.09	-173.48	8	6.1
225	080901_0400	-25.39	-177.64	171	6
226	080911_0020	41.89	143.75	25	6.8
227	080912_2307	56.31	164.07	12	5.9
228	080918_1158	51.94	158.36	35	5.9
229	080929_1519	-29.76	-177.68	36	7
230	081005_0912	-30.18	-177.18	10	6.1
231	081019_0510	-21.86	-173.82	29	6.9
232	081219_0831	47.01	-27.29	5	5.9
233	090124_0128	-28.25	-176.7	10	5.9
234	090218_2153	-27.42	-176.33	25	7

N°	ID	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [km]	Mw
235	091122_0748	-17.79	-178.43	522	6.4
236	100209_0103	-15.05	-173.49	10	6.1
237	100227_1545	-24.87	-65.6	10	6.3
238	100227_1724	-36.35	-73.21	19	6.1
239	100315_1108	-35.8	-73.16	14	6.2
240	100502_1452	-34.23	-71.88	13	5.9
241	100618_0223	44.45	148.69	28	6.2
242	100712_0011	-22.15	-68.22	115	6.3
243	100714_0832	-38.07	-73.31	22	6.6
244	100816_1935	-20.8	-178.83	603	6.2
245	101021_0249	-34.74	-73.73	8	5.9
246	110101_0956	-26.8	-63.14	576	7
247	110129_0655	70.94	-6.68	6	6.2
248	110214_0340	-35.38	-72.83	21	6.7
249	110306_1231	-18.02	-69.36	118	6.3
250	110312_0147	37.59	142.65	20	6.5
251	110327_2223	38.42	142.01	19	6.2
252	110331_0011	-16.54	-177.52	15	6.3
253	110402_1059	-19.58	-69.07	84	5.9
254	110407_1432	38.28	141.59	42	7.1
255	110413_1957	39.58	143.34	22	6
256	110608_0306	-17.08	-69.52	145	5.9
257	110620_1636	-21.7	-68.23	128	6.4
258	110710_0057	38.03	143.26	23	7
259	110716_0026	-33.82	-71.83	20	6
260	110722_0656	-20.33	-178.6	612	5.9
261	110723_0434	38.9	141.82	41	6.3
262	110804_1351	48.83	154.77	36	6.1
263	110902_1347	-28.4	-63.03	578	6.7
264	110915_0800	36.26	141.34	28	6.1
265	110922_2307	-15.44	-175.31	10	6.4
266	111006_1112	-24.18	-64.22	15	5.9
267	111021_0802	43.89	142.48	187	6.1
268	111027_0015	-17.94	-179.53	602	6
269	111124_1025	41.9	142.64	38	6.2
270	120124_0052	-24.98	178.52	580	6.3
271	120314_0908	40.89	144.94	12	6.9
272	120428_1008	-18.68	-174.71	134	6.6

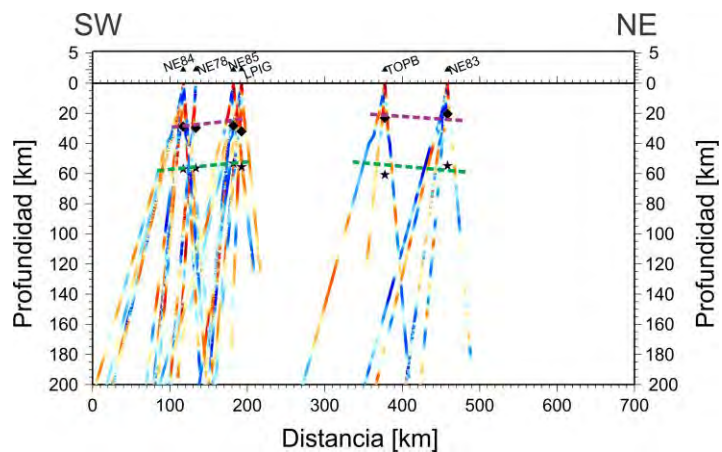
APENDICE C

Perfiles de FRS de la Figura 4.14. Con línea discontinua morada se muestra la base de corteza interpretada y con línea verde discontinua se tiene la frontera litósfera-astenosfera obtenida en este trabajo.

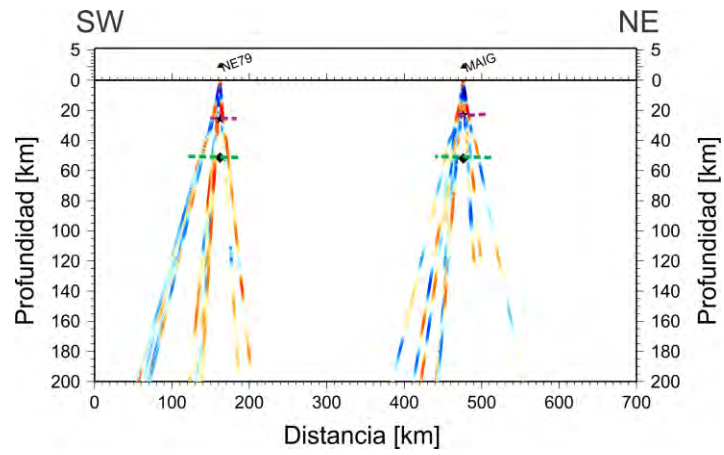
Perfil A-A'



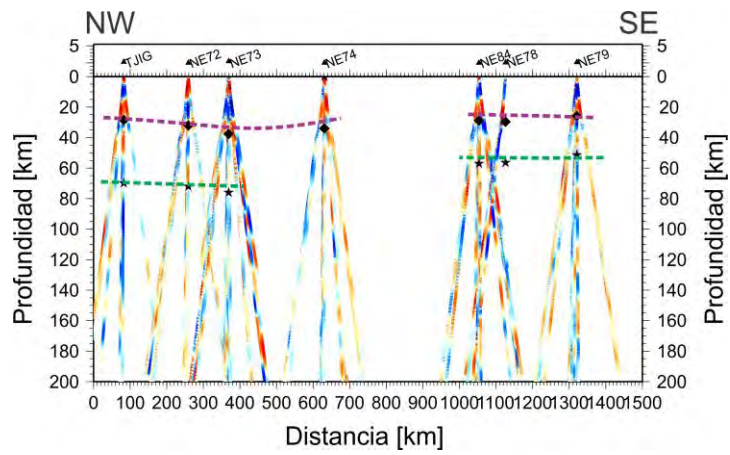
Perfil E-E'



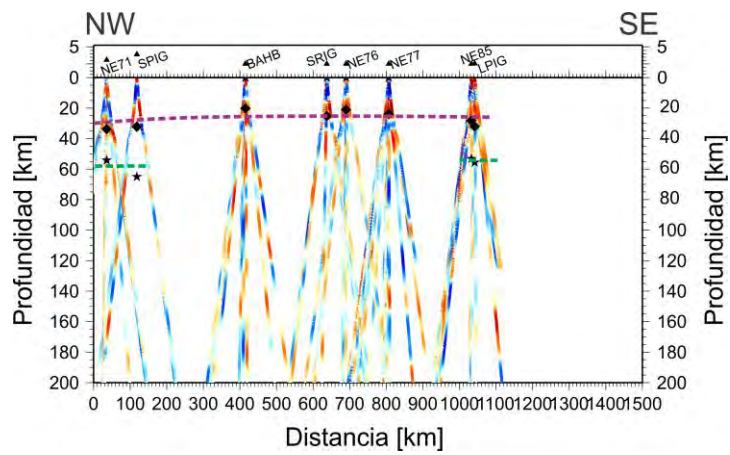
Perfil F-F'



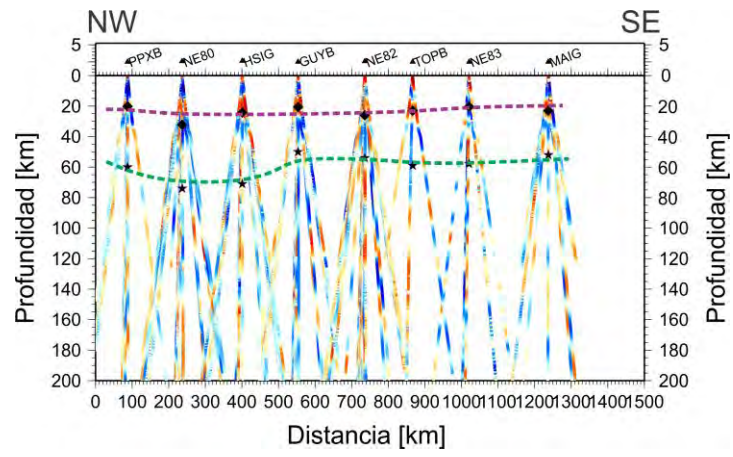
Perfil G-G'



Perfil H-H'



Perfil I-I'



Perfil J-J'

