



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

*Estructura sísmica debajo de la estación sismológica de
Tuxtepec, Oaxaca, mediante funciones de receptor.*

Tesis que para obtener el grado de:

Ingeniero Geofísico

presenta:

Miguel Ángel Rodríguez Domínguez

Directora de tesis: Dra. Xyoli Pérez Campos

Ciudad Universitaria, Distrito Federal, mayo de 2013.

Agradecimientos

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a Dios por la salud y el temple necesarios para concluir este proyecto.

A mis padres y hermanos quienes han sido el mayor soporte, fuerza y alegría a lo largo de estos años de formación.

A cinco ángeles muy especiales, quienes impulsaron, día a día, el deseo de seguir adelante.

A mis familiares y amigos, por soportar ausencia y distancia.

Un agradecimiento especial a la Dra. Xyoli Pérez Campos por la dirección de este trabajo, por el apoyo inconmensurable que me ha brindado desde el inicio, por el ejemplo, la educación, los consejos académicos y personales, y la paciencia.

Al Dr. Jorge Aguirre González, al Dr. Raúl Valenzuela Wong, al M.C. David Escobedo Zenil y al Dr. Víctor Hugo Espíndola Castro por la revisión y crítica de este trabajo.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM; a los proyectos PAPIIT IN105910-2 e IN110913; a los financiamientos de Conacyt J51566F y 177676 por el apoyo para la realización de este trabajo.

Al proyecto VEOX por la instalación, operación y el mantenimiento de la estación TUXT .

Al Dr. Shri Krishna Sing por la beca otorgada durante la Ayudantía de Investigador Emérito del Sistema Nacional de Investigadores.

Índice

Resumen	1
Abstract.....	2
1. Introducción.....	3
2. Tuxtepec, Oaxaca.....	6
2.1. Tectónica.....	6
2.2. Geología	8
2.2.1. Estado de Oaxaca.....	8
2.2.2. Estado de Veracruz	9
2.2.3. Tuxtepec, Oaxaca.....	11
2.3. Estación TUXT	11
2.3.1. Instrumentos.....	13
2.3.2. Niveles de ruido sísmico.....	13
3. Funciones de receptor	17
3.1. Funciones de receptor de onda P (FRP).....	18
3.1.1. Deconvolución	20
3.1.2. Convolución en el dominio del tiempo	20
3.1.3. Deconvolución iterativa en el dominio del tiempo.....	20
3.1.4. Producción de la función de receptor usando la correlación cruzada.....	21
3.1.5. Deconvolución en el dominio de la frecuencia.....	22
3.2. Funciones de receptor de onda S (FRS).....	24
3.3. Datos para TUXT	26
3.3.1. Funciones de receptor P	27
3.3.2. Funciones de receptor S	29
3.3.3. Discontinuidades de interés.....	30
4. Estructura sísmica.....	31
4.1. Teoría de inversión	31
4.1.1. Linealidad.....	32
4.1.2. Unicidad	32
4.1.3. Problema directo	32
4.1.4. El problema inverso.....	36

Índice

4.2.	Inversión de las funciones de receptor	39
4.2.1.	Método de inversión	40
4.2.2.	Modelo inicial	40
4.2.3.	Proceso de inversión	41
4.3.	Análisis conjunto de funciones de receptor de ondas P y S (<i>FRP</i> y <i>FRS</i>)	43
5.	Discusión y conclusiones	50
5.1.	Discontinuidad de Mohorovičić	56
5.2.	Placa subducida	57
5.3.	Frontera litósfera-asténósfera (LAB) continental y oceánica	58
5.4.	Modelo de velocidades	59
5.5.	Conclusiones	61
	Bibliografía	64
	Apéndices	67

Resumen

La estación TUXT formó parte de proyecto VEOX (Veracruz-Oaxaca), caracterizado como un arreglo de 46 estaciones sismológicas que cubrió un perfil a lo largo del Istmo de Tehuantepec. La estación estuvo en operación desde agosto de 2007 hasta agosto de 2010. Sus niveles de ruido se encuentran dentro las curvas de ruido bajo y alto propuestas por Peterson (1993), mostrando una tendencia hacia la curva de ruido bajo.

La densidad de estaciones dentro de México se encuentra principalmente distribuida a lo largo de las costas del Pacífico, lo anterior implica la existencia de lugares poco estudiados fuera de esa región. La ubicación de TUXT presenta esta característica y estudios previos del área circundante indican una transición en la forma en que subduce la placa de Cocos, entre Tehuacán, Puebla (Espíndola Castro, 2009) y la frontera de Veracruz y Oaxaca con Chiapas (Melgar, 2009). El objetivo del presente estudio es determinar cómo es ésta transición por debajo de TUXT localizando la profundidad de la placa. También se establecerá el espesor de la corteza continental y la profundidad de las fronteras litósfera-asténosfera continental y oceánica.

Con 46 funciones de receptor de onda P y 63 de onda S , se determinó la estructura sísmica debajo de TUXT. La discontinuidad de Mohorovičić (Moho) se localizó a 30.6 (28.2, 33.6) km. Esto es consistente con los estudios realizados por Melgar (2009), Melgar y Pérez-Campos (2011) y Espíndola Castro (2009).

Se estimó un espesor de corteza de la placa de Cocos subducida (corteza oceánica) de 9.6 (8.8, 10.0) km, localizando la base a 141.0 (132.7, 151.7) km de profundidad. Identificamos una pequeña variación azimutal, posiblemente debida a la inclinación que tiene la placa. La transición entre una subducción sub-horizontal, hacia el centro del territorio nacional, a horizontal-pronunciada en el sur de México, parece ser continua en esta región en particular.

Localizamos la frontera litósfera-asténosfera (LAB) continental a 103.6 (98.4, 111.9) km de profundidad sin presentar una variación azimutal significativa para los grupos de azimut inverso estudiados. El caso de LAB oceánica es más complejo, ya que observamos una ligera variación azimutal, encontrándose entre 207.0 (195.2, 220.4) km de profundidad para la zona más somera, y 216.8 (203.5, 231.1) km, en la zona más profunda. La diferencia se atribuye, al igual que para la corteza oceánica, posiblemente al proceso de subducción.

Abstract

Station TUXT belonged to VEOX (Veracruz-Oaxaca) project, distinguished as an array of 46 seismological stations which covered a profile along the Tehuantepec Isthmus. The station operated since August 2007 to August 2010. Background seismic noise curves are within high and low noise curves proposed by Peterson (1993) and they exhibit some trend to the low noise curve.

Seismic stations coverage is primarily distributed along the Pacific coast, thus there are some areas poorly studied within the Mexican territory. TUXT's location applies to the earlier fact and previous studies around the area show a transition on the subducted Cocos plate, between Tehuacán, Puebla (Espíndola-Castro, 2009) and the Veracruz and Oaxaca's borderline with Chiapas (Melgar, 2009). The main purpose of this thesis is to establish the way the subducting plate is changing its dipping angle under TUXT locating the plate's depth. We will also establish the continental crust thickness and the continental and oceanic lithosphere-asthenosphere boundary's depth.

With 46 *P*-wave and 63 *S*-wave receiver functions we defined the seismic structure beneath TUXT station locating Mohorovičić discontinuity at 30.6 (28.2, 33.6) km, our results agree to those proposed by Melgar (2009), Melgar & Pérez-Campos (2011) and Espíndola-Castro (2009).

We computed the thickness of the oceanic crust, subducted Cocos plate, to be 9.6 (8.8, 10.0) km locating its base around 141.0 (132.7, 151.7) km in depth. We identify a slight azimuthal variation due to the dipping angle of the subducting Cocos plate. Its transition, from a sub-horizontal subducting slab, towards the middle Mexican territory, to steep-horizontal southwards of Mexico, seems to be continuous around this particular region.

We located continental lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) at 103.6 (98.4, 111.9) km in depth and it showed no considerable azimuthal variation. Oceanic LAB seems quite complex, we did notice a slight azimuthal variation with depth; the shallow zone was found to be around 207.0 (195.2, 220.4) km and the deepest at 216.8 (203.5, 231.1) km. Its difference in depth, just as the oceanic crust, is probably due to the subducting process between the Cocos and North American plates, just beneath TUXT.

1. Introducción

Es cierto que todo en esta vida se encuentra en constante movimiento y puede ser hasta improbable pensar que algo permanezca invariante. También es cierto que algunos cambios son tan lentos que resultan imperceptibles al ojo humano. Entonces valorar las posibles transformaciones en un sistema depende en realidad del intervalo de tiempo en el que deseemos estudiar algún fenómeno o proceso.

Algunos de los procesos geológicos que resultan en la formación de montañas, cañones, o incluso continentes, se deben a la interacción entre las placas tectónicas que se separan o chocan entre sí. Cuando las placas convergen, los esfuerzos ejercidos entre ellas pueden plegar grandes extensiones de material en la corteza y formar largas cadenas montañosas; en otro caso, una placa puede hundirse por debajo de la otra. El caso anterior, la subducción, un proceso entre dos placas tectónicas en el que una de ellas, de mayor densidad, se hunde por debajo de la otra generando así estados de esfuerzo en la frontera entre las placas, crea zonas propensas a generar sismos de gran magnitud, así como zonas de actividad volcánica. El Cinturón de Fuego del Pacífico es el mayor ejemplo de zonas con las características anteriores.

La costa oeste del territorio nacional pertenece al Cinturón de Fuego del Pacífico donde la placa de Cocos subduce a la placa de Norteamérica, desde el estado de Jalisco hasta el estado de Chiapas.

El objetivo principal de este trabajo es determinar, en la estación TUXT, ubicada en Tuxtepec, Oaxaca, el espesor de la corteza continental, identificando la profundidad a la que encontramos la discontinuidad de Mohorovičić (Moho), así como la estructura del manto superior, y dentro de él, la profundidad en la que se encuentra la frontera litósfera-asténósfera (LAB, por sus siglas en inglés). También estimaremos la profundidad a la que encontramos la placa de Cocos, el Moho y LAB oceánicos correspondientes a la misma placa. En la Figura 1.1 se muestra un modelo de la estructura sísmica en donde podemos identificar las discontinuidades mencionadas anteriormente (Moho y LAB continental, y las correspondientes discontinuidades oceánicas).

En la Figura 1.2 observamos la localización de TUXT (latitud $18^{\circ} 0' 45.7''$, longitud $-96^{\circ} 10' 10.2''$) en un contexto general. Si observamos los alrededores de TUXT nos daremos cuenta que la densidad de estaciones, hacia el Golfo de México, es menor que en la zona costera del Pacífico, lo anterior porque la zona cercana a la trinchera tiene mayor importancia en cuanto a peligro sísmico debido a la interacción de la placa de Cocos subduciendo por debajo de la placa de Norteamérica. Esto crea una zona con mayor probabilidad de ocurrencia de sismos de gran magnitud como los observados en el pasado en las costas de Jalisco-Colima, 1932; San Marcos, Guerrero, 1957 y Michoacán, 1985 (Suárez y Jiménez, 1987).

Mediante la localización de hipocentros es posible también ubicar la profundidad de la placa (Pardo y Suárez, 1995) pero esto no parece muy robusto en la región en la que se encuentra TUXT dada la baja sismicidad observada en la zona.

Introducción

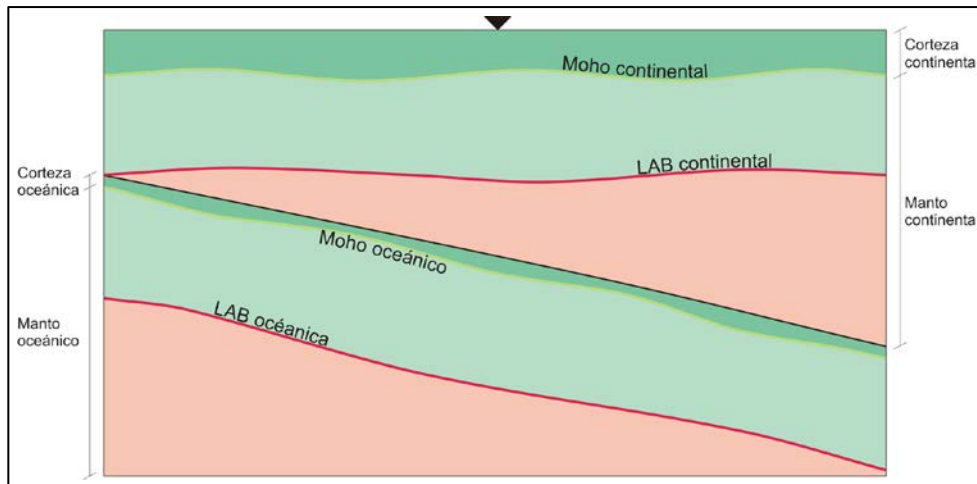


Figura 1.1. Diagrama de la estructura interna de la Tierra en la estación Tuxt. El verde corresponde a la litósfera y el rojo a la astenósfera.

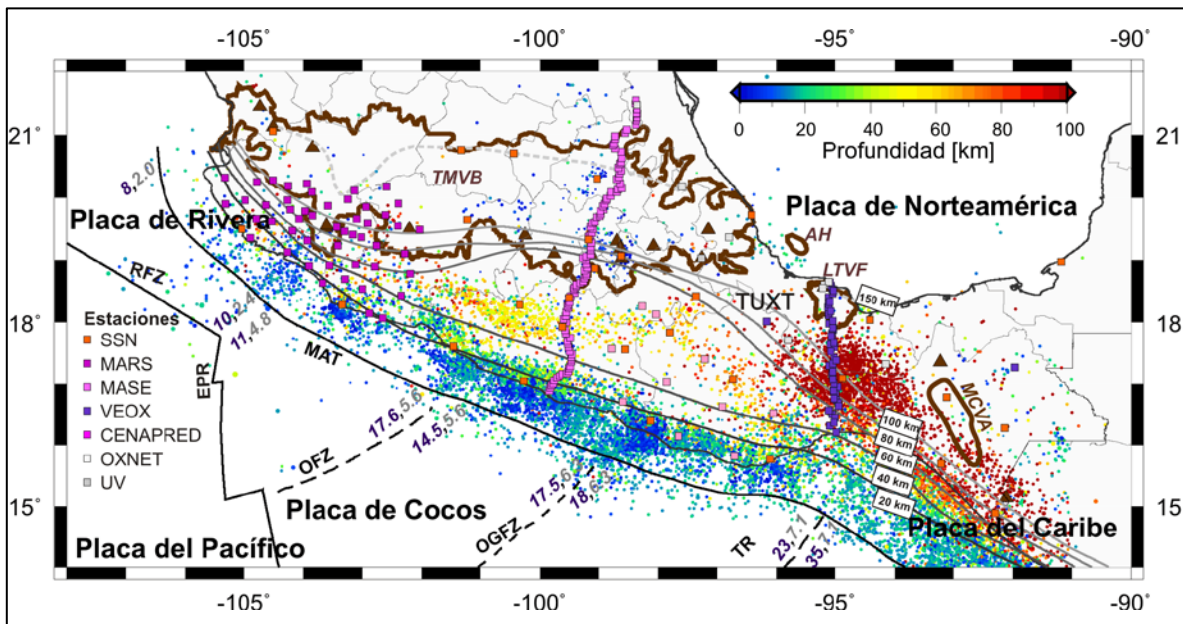


Figura 1.2. Redes sísmicas (cuadrados), sismicidad (círculos de color) y geometría de la placa (líneas grises). La línea gris punteada delinea el borde inferior de la placa de Cocos. Los números en morado indican la edad de la placa y los grises, su velocidad de convergencia. Los triángulos cafés denotan los volcanes activos. Los contornos cafés delinear los campos volcánicos: TMVB = Faja Volcánica Transmexicana; AH = Alto de Anegada; LTVF = Campos Volcánicos de Los Tuxtlas; MCVA = Arco Moderno Volcánico Chiapaneco. Las líneas negras continuas muestran EPR = Dorsal del Pacífico Este, RFZ = Zona de fractura de Rivera y MAT = Trinchera Meso Americana. Las líneas negras punteadas muestran las zonas de fractura: OFZ = Zona de fractura de Orozco; OGZ = Zona de fractura de O'Gorman; TR = Dorsal de Tehuantepec. Imagen cortesía de Pérez-Campos (2012).

Introducción

Pardo y Suárez (1995) muestran una transición suave, en la forma en que subduce la placa, dada la escasa sismicidad asociada a eventos intraplaca que existe entre Oaxaca y Veracruz y el Istmo de Tehuantepec. Espíndola Castro (2009), mediante la obtención de funciones de receptor, identifica un cambio abrupto de la profundidad de la base de la placa entre Puebla y Oaxaca. El actual trabajo pretende cubrir las deficiencias de instrumentación, geográficas y de sismicidad, presentando un modelo más consolidado de la estructura sísmica en esa región, mediante la obtención y análisis de funciones de receptor de onda P y S .

En el Capítulo 2 se hará una revisión de la tectónica y la geología de la región de Tuxtepec, Oaxaca. También se revisará la instalación de la estación sismológica temporal de la cual se obtuvieron los datos que se usan en esta tesis. Como parte de este trabajo se determinan los niveles de ruido sísmico en la estación TUXT a partir de los espectros de densidad de potencia.

Para estimar la estructura sísmica debajo de la estación se emplean funciones de receptor de onda P y onda S . La metodología se describe en el Capítulo 3, en éste se presentan las series de tiempo obtenidas y la manera en que se interpretan y estudian.

En el Capítulo 4 se describe el proceso de inversión mediante re-cristalización simulada, el cual se usó para determinar la estructura sísmica por debajo de la estación. Además se resumen y analizan los resultados obtenidos del estudio conjunto de las funciones de receptor.

En el Capítulo 5 se discuten los resultados y se presenta una conclusión de este proyecto, se analiza su relación y su comparación con estudios previos sobre la geometría de la placa de Cocos por Melgar Moctezuma (2009) para el perfil VEOX, el cual cruza el Istmo de Tehuantepec (Figura 1.2), las curvas de iso-profundidad que presentan Pardo y Suárez (1995) y sobre la estructura cortical que obtuvo Espíndola Castro (2009) usando la red del Servicio Sismológico Nacional (SSN).

2. Tuxtepec, Oaxaca

2.1. Tectónica

La Tierra se caracteriza por ser un sistema dinámico. Vivir el presente, ese instante único, no es más que un parpadeo en la mirada de su larga historia. Nos parece estática, físicamente inalterable, a pesar de que ante nuestros ojos se presentan fenómenos que reflejan la evolución en que se encuentra. Hacemos entonces un recuento breve de esta historia en la que el protagonista principal es nuestro planeta y luego daremos un vistazo a los cambios que ha tenido, con el paso de los años, el territorio en que vivimos.

La consolidación de la Tierra, como un planeta apto para la generación de la vida, sucedió hace aproximadamente 4,600 Ma (millones de años). Desde ese inicio el planeta ha experimentado grandes y diversos cambios en su parte más exterior, la litósfera. Se han formado continentes debido a los procesos de convección dentro del manto, en el que el material de mayor densidad se hunde y aumenta considerablemente su temperatura, perdiendo así esta alta densidad, para después volver a la superficie donde se enfría y forma litósfera nueva, lo anterior induce la migración, separación y convergencia de esos grandes bloques de material rocoso.

Alfred Wegener desarrolló en 1915 la teoría de la deriva continental, en ella propuso que la litósfera es como un gran rompecabezas y los continentes algunas de las piezas que lo conforman. Esto se dedujo de la teoría naturalista en la que se observó que las costas del océano Atlántico de los continentes de América y África mostraban una geometría en la que parecía que sus costas encajaban. Entonces se pensó que hace mucho tiempo existía un gran continente y que con el paso de los años éste se empezó a separar hasta la configuración que hoy en día conocemos.

La teoría de la tectónica de placas surge más adelante, basada en la teoría de la deriva continental de Wegener. Observando la sismicidad mundial se pudieron caracterizar los límites de 15 placas importantes. Además explicaba los mecanismos que provocaban el movimiento de esos grandes bloques de roca y el vulcanismo.

Dentro del territorio mexicano la tectónica se atribuye principalmente a la interacción entre las placas de Norteamérica, de Rivera y de Cocos, en un proceso de subducción de estas dos últimas por debajo de la primera. Por otro lado, las placas del Pacífico (al noroeste) y del Caribe (al sureste), se encuentran en un proceso de movimiento lateral con respecto a la de Norteamérica.

En un principio, las placas de Rivera y Cocos pertenecieron a la antigua placa de Farallón. Hace aproximadamente 25 Ma, la migración de la placa de Norteamérica hacia el Occidente provocó el rompimiento de la gran placa de Farallón y esto generó la placa de Guadalupe que más tarde dio origen a las placas actuales de Rivera y de Cocos (Mammerickx y Klitgord, 1982).

En el presente trabajo nos interesa conocer a mayor detalle el proceso de subducción entre la placa de Norteamérica y la de Cocos en la región de Tuxtepec, Oaxaca. La tasa de

convergencia para la placa de Cocos ha variado con el paso del tiempo, de 12 cm/año para el periodo de 20–11 Ma, a 6 cm/año desde 11 Ma al presente (Müller et al., 2008), con una dirección de movimiento hacia el noreste. La tasa actual es de 6.3 cm/año con la misma dirección (De Mets et al., 2010; UNAVCO Plate Motion Calculator).

Pardo y Suárez (1995) propusieron una geometría para la placa subducida basada en la localización de los hipocentros de los sismos locales. Determinaron que la placa de Cocos en la parte central del territorio mexicano subduce con un ángulo casi horizontal para el terreno Guerrero-Oaxaca y al sur de Oaxaca se tiene una zona de transición entre una subducción casi horizontal a una con un mayor ángulo, ésta parece sutil y continua hacia el territorio chiapaneco, donde la placa subduce con un echado de casi 30° por debajo de la placa del Caribe.

Trabajos más recientes por parte de Pérez-Campos et al. (2008) y Husker y Davis (2009) lograron mapear la placa de Cocos en la zona central de México. El proyecto MASE constó de un arreglo de 100 estaciones, en una línea perpendicular a la trinchera, desde Acapulco, Guerrero hasta Tempoal, Veracruz, con la finalidad de poder observar la placa subducida. Gracias a los trabajos de análisis de funciones de receptor (Pérez-Campos et al., 2008), hoy sabemos que la placa de Cocos subduce horizontalmente, en el centro de México, hasta una distancia de 250 km desde la trinchera y parece estar desacoplada de la corteza continental por una zona de baja velocidad. De la tomografía de ondas P (Husker y Davis, 2009), sabemos que al sur de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), antes de la Ciudad de México, la placa se hunde bajo el manto con un ángulo aproximado de 75° hasta una profundidad de 500 km, y desde la trinchera, a unos 400 km de distancia.

De 2007 a 2009 se realizó el experimento VEOX (Veracruz-Oaxaca), que consistió en un perfil de 46 estaciones que cruzaron el Istmo de Tehuantepec entre Monte Pío, Ver., y San Mateo del Mar, Oax. Melgar y Pérez-Campos (2011) determinaron las variaciones del espesor de la corteza y la geometría para la placa subducida a lo largo del perfil VEOX. La placa de Cocos muestra un echado constante de 26° pero ésta no se pudo observar a una profundidad mayor de 150 km debido a la técnica utilizada (Melgar y Pérez-Campos, 2011).

Dada la escasa sismicidad con la que Pardo y Suárez (1995) trabajaron y lo limitado geográficamente de los estudios de Melgar y Pérez-Campos (2011), aún no se ha determinado con detalle la transición de la placa en subducción, presentándose como sutil continua, con una subducción horizontal en el centro de México como se observó con el experimento MASE, y al sur del territorio mexicano con un ángulo suave como lo determinó el experimento VEOX.

Espíndola-Castro (2009) determinó la profundidad a la que se encontraba el Moho de la placa de Cocos en estaciones ubicadas en Matías Romero, Oaxaca, y Tehuacán, Puebla. Observó un cambio abrupto entre estos lugares, lo que probablemente se deba a una rotura en la placa, parecida a la que presenta y diferencia a Cocos Norte y Cocos Sur, dada en la región de la Zona de Fractura de Orozco (Dougherty et al., 2012) o bien, simplemente la transición es sutil y continua y no se cuenta con suficiente densidad de estaciones para observarla.

La estación TUXT, instalada en la localidad de Tuxtepec, Oaxaca, formó parte del experimento VEOX, aunque se ubicó al oeste fuera de la línea principal. El presente trabajo se enfoca en la determinación de la estructura sísmica bajo la estación TUXT, de tal forma que complemente el trabajo de Melgar Moctezuma (2009) y Espíndola-Castro (2009), y se pueda estimar la profundidad de la placa y definir con mayor claridad la tectónica actual del sitio. La información obtenida también se comparará y complementará con las curvas de iso-profundidad para la placa subducida de Pardo y Suárez (1995).

2.2. Geología

Montañas, volcanes, ríos, valles, lagos, etc. son todos resultados de procesos evolutivos que se han llevado a cabo en el planeta. Los procesos geológicos requieren de millones de años para que sea posible apreciar la magnitud del cambio. Puede ser complejo imaginar que el paso de un riachuelo podría terminar esculpiendo cañones como el del Sumidero en Chiapas, o que la acumulación de sedimentos y material orgánico en un futuro pueda ser una importante reserva petrolera. El registro de estos procesos se encuentra datado en las rocas, en su organización, deformación y morfología. En este apartado informamos brevemente la geología de Tuxtepec y sus alrededores. Es importante para plantear un panorama general sobre los acontecimientos geológicos que se han y están llevando a cabo en el sitio.

2.2.1. Estado de Oaxaca

Localizamos el territorio del estado de Oaxaca entre los 15°30' y los 18°40' de latitud Norte, y los 94°07' y los 98°30' de longitud Oeste; situado en el sureste de la República Mexicana. Limita al norte con el estado de Puebla ; al noreste con el estado de Veracruz; al este con el estado de Chiapas; al oeste con el estado de Guerrero; y al sur con el océano Pacífico. En la Figura 2.1 aparece delimitado con una línea negra suave.

Santana et al. (2007) realizaron un análisis morfo-estructural del estado de Oaxaca, caracterizando diferentes complejos lito-estratigráficos y edades de emplazamiento (Figura 2.1):

A. Complejos metamórficos e intrusivos precámbricos (Complejo Oaxaqueño, Proterozoico tardío)

El basamento metamórfico más antiguo corresponde al terreno Zapoteco, que observamos como el complejo Oaxaqueño. Está constituido por una secuencia paragnésica que sobreyace concordantemente a un complejo ortognésico de composición gabriode-anortosítica.

B. Complejos metamórficos (Complejo Acatlán, Cámbrico-devónico; Ortega-Gutiérrez, 1978), intrusivos batolíticos (Chiapas) y sedimentarios plegados paleozoicos.

La composición del complejo lito-estratigráfico Acatlán comprende cuatro unidades meta-sedimentarias y una de origen magmático; éstas son cortadas por tres unidades de intrusiones graníticas. Las unidades meta-sedimentarias están compuestas por migmatitas, esquistos

micáceos, pelíticos y calcáreos, cuarcitas de biotita, filitas, meta-pedernales, meta-grauvacas, meta-conglomerados, y meta-calizas. Para las unidades magmáticas, encontramos: meta-ofilíticas de serpentina, meta-gabros, eclogitas, anfibolitas, esquistos verdes, rocas graníticas y granodioríticas metamorfizadas.

C. Complejos metamórficos, intrusivos, sedimentarios, y vulcano-sedimentarios mesozoicos (Complejo Mazateco, Triásico)

Este complejo está constituido por un prisma de arco de rocas volcánicas y oceánicas paralelas a la costa, las cuales fueron fuertemente deformadas durante el Jurásico superior-Cretácico inferior y están compuestas por milonitas, meta-sedimentarias (grauvacas, areniscas, lutitas), calizas, vulcano-sedimentarias metamorfizadas, meta-volcánicas de composición andesítica, granitoides y serpentinitas.

D. Complejos metamórficos e intrusivos mesozoicos (Complejo Xolapa, Jurásico-Cretácico temprano; Pérez-Gutiérrez et al., 2009)

También de carácter metamórfico, el complejo Xolapa, se extiende como una franja a lo largo de las planicies y montañas costeras del Pacífico, mostrado como el Terreno Chatino, en contacto tectónico con los bordes de los terrenos Zapoteco y Mixteco, de edades Precámbrica y Paleozoica, respetivamente. Fundamentalmente se encuentra constituido por ortogneises cuarzo-feldespáticos de composición granodiorítica y de rocas sedimentarias. Se encuentra emplazado sobre los terrenos Mixteco y Zapoteco e intrusionado por granitoides terciarias, pegmatitas graníticas y diques máficos de enjambre.

E. Complejos sedimentarios plegados y subhorizontales de las cuencas terciario-cuaternarias superpuestas, y complejos intrusivos y extrusivos terciarios

El basamento de este relieve es variado en edades y litologías, aparte de estar elaborado sobre fragmentos de los terrenos que fueron descritos en los puntos anteriores también se encuentra sobre formaciones cenozoicas.

2.2.2. Estado de Veracruz

Dada la localización de la estación TUXT, colindando con el estado de Veracruz, es conveniente también conocer la geología del estado vecino. El territorio se encuentra entre los 17°09' y los 22°28' de latitud Norte y los 93°36' y los 98°39' de longitud Oeste. En la Figura 2.1 aparece delimitado con una línea negra suave.

Al sur de Veracruz, en los límites con Oaxaca y Chiapas afloran rocas intrusivas de composición granítica pertenecientes al Complejo Batolítico Chiapaneco de edad Paleozoica correspondiente al Pérmico tardío, estas rocas constituyen el basamento de secuencias de rocas sedimentarias y volcánicas que se formaron durante el Mesozoico y el Cenozoico (Rodríguez y Morales, 2010) (Figura 2.1).

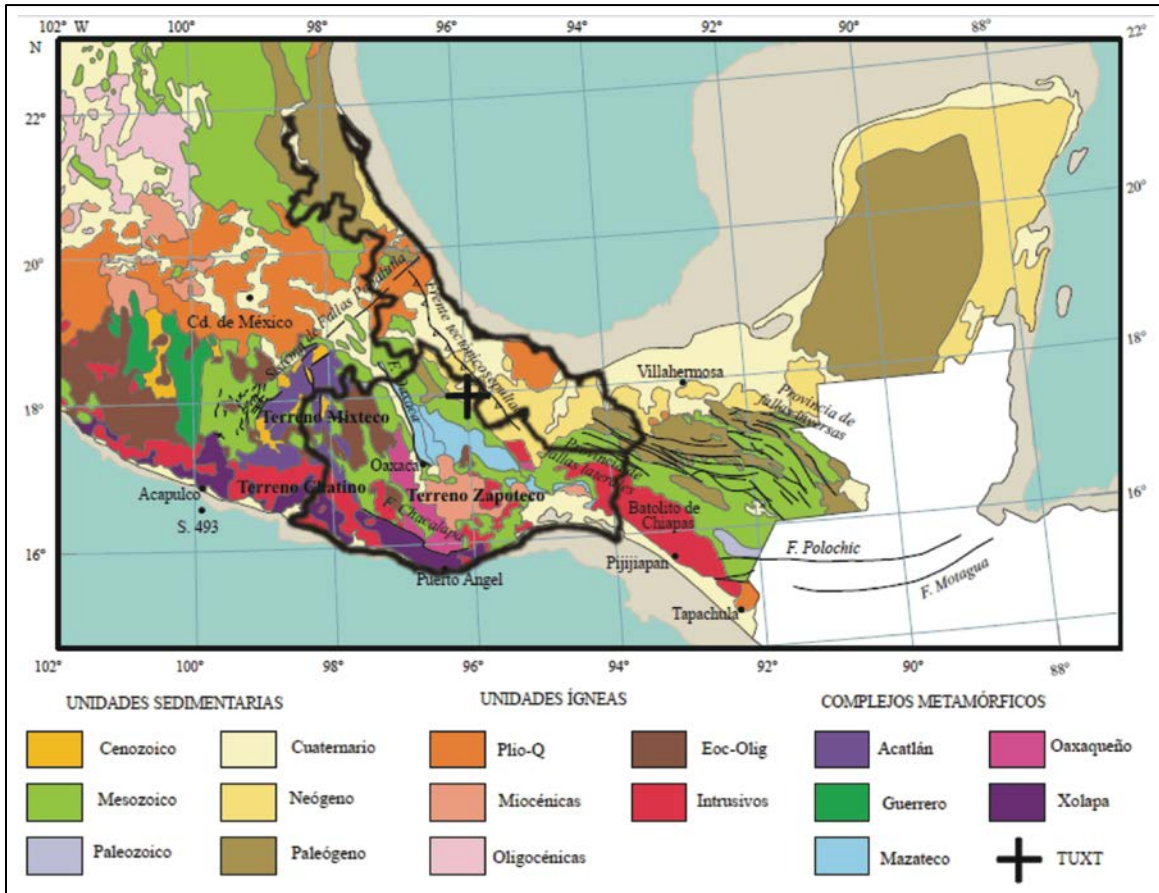


Figura. 2.1. Mapa geológico del sur de México. La ubicación de la estación Tuxt (latitud 18° 0' 45.7", longitud 96° 10' 10.2") se encuentra marcada con una cruz (negra), se delimitan los estados de Oaxaca y Veracruz con línea negra. Modificada de Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2009) y complementada con la localización de los terrenos tectonoestratigráficos de Santana et al. (2007).

Las rocas correspondientes al Mesozoico se encuentran distribuidas a lo largo de todo el estado y sobreyacen a las rocas del Paleozoico. Están conformadas por secuencias de origen continental de areniscas, limolitas, conglomerados cuarcíticos, lutitas y lodolitas. Las rocas del Jurásico están constituidas por una secuencia de sedimentos terrígenos de conglomerado, arenisca y limolita de color rojo. Calizas masivas son características del Cretácico inferior con microfósiles y nódulos de pedernal. Para el Cretácico superior se encuentran unidades de calizas arcillosas con intercalaciones de lutitas y calizas arrecifales. Estos afloramientos son menores para el sur del estado (Rodríguez y Morales, 2010).

Durante el Cenozoico, las rocas carbonatadas sufrieron erosión y fueron depositados en las cuencas de Veracruz donde llegaron a cubrir espesores de más de 3,000 m. Los sedimentos terrígenos de estas unidades cubren una franja de norte a sur y forman lo que se conoce como Planicie Costera del Golfo (Rodríguez y Morales, 2010).

Otra región cerca de la zona de estudio es el Campo Volcánico Los Tuxtles cuya actividad inició hace aproximadamente 7 Ma y ha permanecido activa hasta fechas actuales, registrando erupciones históricas del volcán San Martín Tuxtla en los años 1664 y 1793 (Nelson et al., 1995).

2.2.3. Tuxtepec, Oaxaca

El área de estudio se encuentra dentro de la cuenca hidrológica del río Papaloapan y cerca del acuífero Los Naranjos, al sur de Veracruz. Se localiza en la provincia fisiográfica de las Llanuras Costeras del Golfo de México, limitadas al norte por el macizo de Teziutlán y por el de San Andrés Tuxtla, al oeste con la Sierra Madre Oriental y al este por el Golfo de México.

La geología regional de Tuxtepec está definida por lomeríos, hacia la parte noroeste, constituido de material heterogéneo formado por fragmentos angulosos a sub-redondeados de rocas volcánicas y calcáreas consolidadas en una matriz areno-arcillosa. Estructuralmente se identifica una unidad de sedimentos calcáreos depositados durante el cretácico. En la cuenca, cuyo origen data del Paleoceno debido a la subsidencia de la plataforma calcárea, se encuentran depósitos de sedimentos arcillo-arenosos (CONAGUA, 2002).

Entre Tuxtepec, Oaxaca, y Nopaltepec, Estado de México, y al noroeste de los Naranjos, ubicado al norte de Tuxtepec, en el estado de Veracruz, afloran gravas arcillosas. Éstas están constituidas por fragmentos de roca volcánica del Pleistoceno. Al noroeste encontramos materiales volcánicos en forma de conglomerados y tobas. También localizamos aluviones, constituidos por capas de limo-arcillas con espesores no mayores de 100 m. Las tres anteriores son las unidades geológicas más importantes del área circundante a la estación (CONAGUA, 2002).

2.3. Estación TUXT

Para la instalación de la estación sismológica temporal TUXT se siguió el siguiente procedimiento:

La Figura 2.2 muestra el esquema para la instalación de la estación (Melgar Moctezuma, 2009). Se realizó una salida al campo de pre-acondicionamiento para la estación, durante la cual se cavó un agujero de 80 cm de diámetro donde habría de colocarse el sensor sobre una base de concreto de 15 cm, dentro de un barril de PVC (Figura 2.3c). Se enterró un tubo de acero de 3 m de longitud, el cual serviría de soporte para el panel solar (Figura 2.3b). Se instalaron tres anclas que servirían para fijar el soporte del panel solar con cables de acero (Figura 2.3b).

Una segunda brigada llegó al lugar para la instalación de los componentes de la estación. Se colocó el sensor en la base de concreto dentro del barril, se orientó, se niveló y se cubrió con un tubo de PVC de 25 cm de diámetro, adhiriéndolo al suelo con sellador de silicona, y se relleno con espuma expandible el espacio que quedó entre el tubo de PVC y barril para aislar térmicamente al sensor (Figura 2.3c). Finalmente se cerró el barril y se cubrió con tierra. Del tubo salió el cable que comunicaba al sensor con el digitalizador.

Se instalaron el panel solar y el receptor GPS en el soporte (Figura 2.3d). Se sujetó también al tubo un gabinete de aluminio y dentro de él se almacenaron el control de carga, el digitalizador, el controlador del sensor y la batería (Figura 2.3a). Se realizaron las respectivas conexiones y se sellaron las salidas, también con silicona.

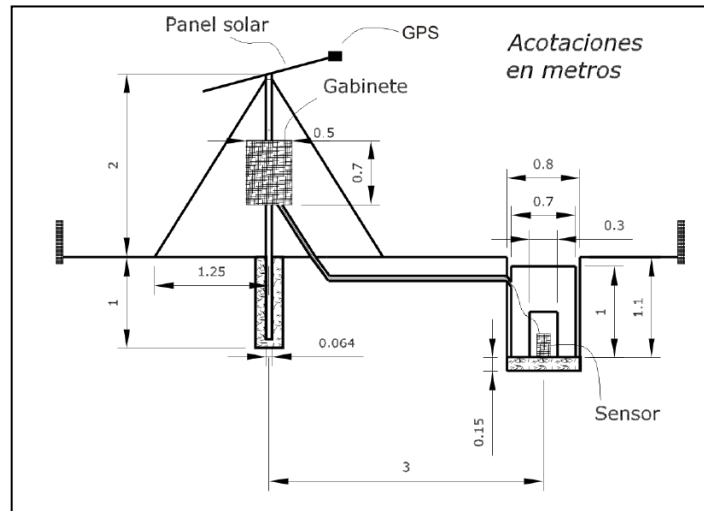


Figura 2.2 Esquema de la instalación de la estación sismológica temporal. Tomada de Melgar Moctezuma (2009).



Figura 2.3. Instalación de la estación sismológica temporal. a) Gabinete con el controlador de carga, el digitalizador, le controlador del sensor y la batería. b) Soporte con el gabinete y el panel solar. c) Interior del barril con el sensor. d) Panel solar y receptor GPS. Tomada de Melgar Moctezuma (2009).

Por último se configuró el digitalizador para que registrara 100 muestras por segundo y grabara en la memoria bloques de datos de 3 horas. Se verificó que el receptor GPS tuviera una correcta adquisición del tiempo. Se cerró el gabinete con llave. La Figura 2.3 muestra la instalación final de la estación.

2.3.1. Instrumentos

Para la estación TUXT se utilizó un sismómetro de banda ancha CMG-3T de Guralp Systems (Figura 2.4a) cuya respuesta plana en el dominio de las frecuencias es entre 1/120 - 100 Hz. Cuenta con el controlador del sensor (Figura 2.4b) que permite el bloqueo y el centrado de masas.

La unidad de registro empleada fue un digitalizador Reftek 130-01. Las ventajas que posee este componente son que es muy compacto y ligero y permite un almacenamiento masivo de datos en tarjetas de memoria *flash*, así como comunicación IP vía *Ethernet* (Figura 2.4c).

Se contó además con un receptor GPS para la correcta medición del tiempo, así como la posición, siendo esto una medida del control de los registros.

Por último, como fuente de alimentación se utilizó un sistema de energía solar que constó de: un panel solar de 80 W modelo Ultra 80 de silicio mono cristalino con voltaje de operación nominal de 12 V; una batería de 12 V de electrolito en gel modelo Deka Solar 8G27; estos últimos componentes se conectaron a un controlador de carga Morningstar Sunsaver 10 con capacidad de 10 A, de él salía una línea que alimentaba a los demás dispositivos.



Figura 2.4. Equipo que operó en la estación TUXT. a) Sensor de banda ancha CMG-3T. b) Unidad de control del sensor. c) Digitalizador Reftek 130-01. Tomada de Melgar Moctezuma (2009).

2.3.2. Niveles de ruido sísmico

Se cuenta con los registros de las tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical) desde el inicio de operaciones de la estación TUXT en agosto de 2007 y hasta su recolección en el mes de agosto de 2010.

A continuación daremos una revisión breve de los antecedentes necesarios que nos permitirán realizar un análisis cuantitativo del sitio. La serie y transformada de Fourier son las herramientas matemáticas que repasaremos a continuación. Éstas nos permiten aproximar una

función cualquiera como una suma de funciones armónicas de senos y cosenos, haciendo posible la evaluación de sus características en el dominio de la frecuencia y la estimación de los niveles de ruido sísmico para la estación TUXT.

A. Serie y transformada de Fourier

Una señal periódica $x(t)$ puede ser representada como una suma de funciones senoidales y cosenoidales de diferentes periodos. Ésta es una transformación lineal que permite estudiar una función en términos de otros parámetros.

Definimos la forma trigonométrica de la serie de Fourier como:

$$x(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n \cos(n\omega_0 t) + b_n \text{sen}(n\omega_0 t)], \quad (2.1)$$

donde

$$a_0 = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t) dt,$$

$$a_n = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t) \cos(n\omega_0 t) dt,$$

y

$$b_n = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t) \text{sen}(n\omega_0 t) dt.$$

T es el periodo de $x(t)$ y $\omega_0 = 2\pi/T = 2\pi f_0$ es la frecuencia angular de $x(t)$.

La transformada de Fourier (FT, por sus siglas en inglés) se define entonces como:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt. \quad (2.2)$$

B. Espectro de densidad de potencia

El método estándar para cuantificar los niveles de ruido ambiental es mediante el cálculo del espectro de densidad de potencia. Cooley y Tukey (1965) desarrollaron un método para realizar este proceso que llamaron “la transformada directa de Fourier” y se realiza estimando la FT para un rango finito de los datos originales. La “transformada rápida de Fourier” (FFT, por sus siglas en inglés) es un algoritmo que calcula la transformada de Fourier discreta reduciendo el tiempo de cómputo.

Para una serie de datos finitos y discretos, los componentes de la FFT se definen como:

$$F_k = \frac{F(f_k, T_T)}{\Delta t}, \quad (2.3)$$

donde:

Tuxtepec, Oaxaca

$$f_k = \frac{k}{N\Delta t} \text{ cuando } k = 1, 2 \dots N - 1.$$

Δt es el intervalo de muestro y $N = \frac{T_r}{\Delta t}$ es el número de muestras en cada segmento de la serie de tiempo.

Usando los componentes de Fourier, la estimación del espectro de densidad de potencia (*PSD*, por sus siglas en inglés) total se define como:

$$PSD_k = \frac{2\Delta t}{N} |F_k|^2. \quad (2.4)$$

C. Resultados

Se trabajó con segmentos individuales de registros continuos con una duración de 3 horas cada uno para el periodo completo de operación de la estación TUXT. Cada segmento se dividió en ventanas de 60 s para el cálculo del *PSD* y se realizó un traslape de 30 s entre cada ventana para reducir la varianza entre *PSDs* (Cooley y Tukey, 1965; Peterson, 1993; McNamara y Buland, 2004).

Las ventanas en tiempo fueron previamente procesadas eliminando la media y la tendencia y se aplicó una ventana coseno al 5% al principio y final de la serie de tiempo, cuyo efecto es suavizar y minimizar los efectos en las discontinuidades de la FFT.

La Figura 2.5 muestra la distribución de probabilidades del ruido sísmico en la estación TUXT. En general observamos que para el rango entre 0.1-10 s, la distribución se encuentra dentro de las curvas empíricas propuestas por Peterson (1993), con una ligera tendencia hacia la curva de ruido bajo (NLNM) entre 1 y 7 s.

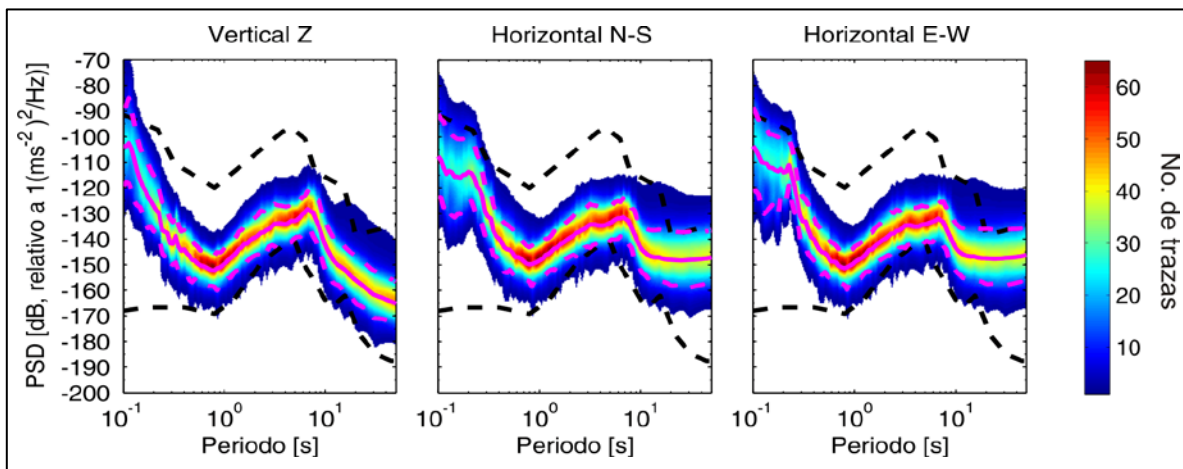


Figura 2.5. Funciones de densidad de probabilidad para las tres componentes (Vertical a la izquierda, Norte-Sur en el centro y Este-Oeste a la derecha) obtenidas a partir del análisis de ruido sísmico de fondo para la estación TUXT. Las líneas negras discontinuas corresponden a las nuevas curvas de ruido: NLNM (inferior) y NHNM (superior), propuestas por Peterson (1993). La línea magenta continua denota la mediana y las líneas discontinuas los percentiles 10 y 90.

Contrastando un poco, en los periodos bajos, entre 0.1-0.3 s, identificamos que la distribución tiene una tendencia hacia la curva de ruido alto (NHNM). Esto es atribuido al ruido cultural, aquel que es ocasionado por la actividad humana, como el tránsito peatonal y vehicular o el uso de maquinaria industrial. La estación se instaló en la Universidad de Papaloapan. Cercanas al sitio, se encuentran tres unidades de aire acondicionado a una distancia no mayor de 3 m. Por tales razones, como se refleja en la distribución, el efecto de ruido cultural no es despreciable para el sitio.

El efecto del viento no pasa desapercibido en los registros de una estación, además de ser un proceso siempre latente y frecuente. Cuando el viento golpea objetos, éstos se mueven e inducen el movimiento en el suelo. Tal efecto puede ser producido en árboles, postes o torres de luz o teléfono. Las manchas en los periodos largos, mayores de 10 s, identificadas en las componentes horizontales son el resultado de este tipo de ruido.

En la Figura 2.5 también podemos identificar, entre 1-10 s, un doble pico, con mayor claridad en las componentes horizontales, que puede ser atribuido al oleaje que llega a las costas de los continentes y cuya energía se transmite propagándose desde el Golfo de México, por un lado, y desde las costas del Pacífico hacia el sitio donde estuvo la estación TUXT.

Sismos locales y telesismos también son incluidos en el cálculo de los *PSDs*. Dado que no son eventos muy frecuentes su contribución cae dentro de la zona con baja probabilidad de ocurrencia a periodos cortos para eventos locales y periodos largos para eventos telesísmicos.

La estación se instaló en la superficie, y como observamos, el ruido cultural influye creando una afinidad hacia la curva de ruido alto para los periodos cortos 0.1-0.7 s. Fuera de ese rango, la función tiende hacia la curva de ruido bajo propuesta por Peterson (1993). El sitio donde estuvo la estación se encuentra sobre los complejos sedimentarios más recientes donde el material está poco consolidado y donde un campo de ondas podría quedar atrapado y crear un efecto de sitio considerable. A pesar de ello, el sitio parece ser un lugar propicio para la instalación de una estación permanente. Lograr atenuar el ruido sísmico cultural, para los periodos cortos, dependerá de instalar un sensor a una profundidad mayor donde la energía de las ondas superficiales sea despreciable o incluso buscar un sitio lo más alejado de las fuentes de ruido antropogénicas. Además, una instalación permanente con la infraestructura adecuada, ayudará a reducir los efectos por cambios de temperatura y presión que se tienen en la instalación temporal y que se observan en los períodos altos (10-50 s).

3. Funciones de receptor

Durante la historia de la humanidad el hombre ha observado el mundo que le rodea, prestando principal atención a los fenómenos que acontecen y que le causan curiosidad. Explicaremos en este capítulo cómo la liberación de la energía, cuando sucede un sismo, y su paso a través de las distintas capas que conforman la Tierra, nos brinda información importante sobre la estructura de ella. En general, cuando se registra un sismo, lo que observamos en la señal es el aporte del proceso que provocó la ruptura (función de fuente), el trayecto que siguen las ondas mecánicas y la respuesta del instrumento una vez que llega el movimiento a la estación de registro.

Una función de receptor es una serie de tiempo calculada a partir de los registros de las tres componentes de un sismograma dado un evento sísmico y muestra la respuesta relativa de la estructura de la Tierra por debajo de la estación de registro (Ammon, 1991).

Llamamos fase en el presente trabajo al tipo de onda incidente y/o convertida y usamos ondas de cuerpo P y S . La técnica de funciones de receptor nos permite observar las fases convertidas que se generan en las discontinuidades entre medios con propiedades elásticas diferentes y los múltiples que terminan siendo ondas convertidas generadas al reverberar dentro de las capas de interés.

Podemos observar en la Figura 3.1 un modelo de una capa sobre un semi-espacio infinito, en él se tienen arribos y conversiones de fases que llegan a una estación, en color azul, los rayos que representan a las fases P y en color rojo, a las fases S . Identificamos como sigue la nomenclatura:

- La primera letra siempre es mayúscula y corresponde a la fase incidente.
- Las letras a partir de la segunda, si es minúscula corresponde a una fase que viaja hacia la superficie (sube) y si es mayúscula, a una fase que viaja hacia el interior (baja).

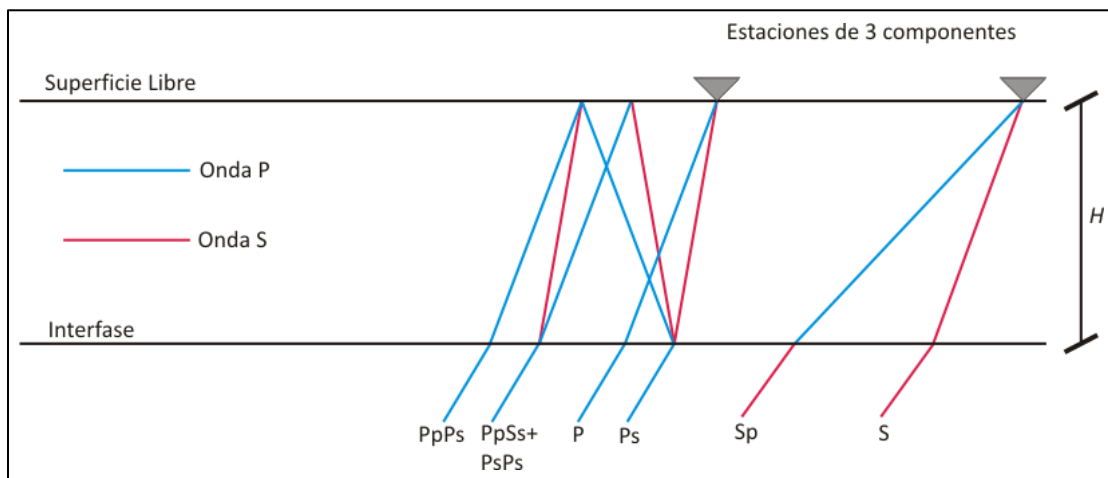


Figura 3.1. Ondas incidentes y convertidas en una interfase localizada a una profundidad H .

3.1. Funciones de receptor de onda P (FRP)

Cuando una onda P llega a una interfase, se tiene una fase convertida S (rayo P_s de la Figura 3.1). Las partículas en este caso son desplazadas en una dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda P . Para observar el mayor contenido de energía se deberá realizar una rotación del sistema Vertical, Norte-Sur y Este-Oeste al sistema ZRT (Vertical-Radial-Transversal). La componente radial es positiva en la dirección contraria a la fuente y la transversal va a ser perpendicular a las componentes radial y vertical. El mayor contenido de energía de P se observará en la componente vertical, Z , y el de la fase P_s en la componente radial, R . Gráficamente podemos ver las direcciones del sistema ZRT en la Figura 3.2.

Usamos eventos telosísmicos ubicados a una distancia angular entre 30° y 90° de tal forma que los ángulos de incidencia de los rayos sean cercanos a cero. Más adelante explicaremos cómo, al suponer incidencia vertical de la onda P directa, nos ayuda a estimar la respuesta de la Tierra como un sismograma.

Brevemente, el proceso para obtener una FRP se realiza, para las tres componentes de un sismograma, mediante la elección de arribo de la onda P . Los registros son corregidos previamente por línea base y tendencia. Se corta una ventana 30 s antes y 60 s después del arribo de P . Se realiza la rotación de ejes y la deconvolución de la componente vertical de la radial. A continuación detallamos el proceso para que sea más claro.

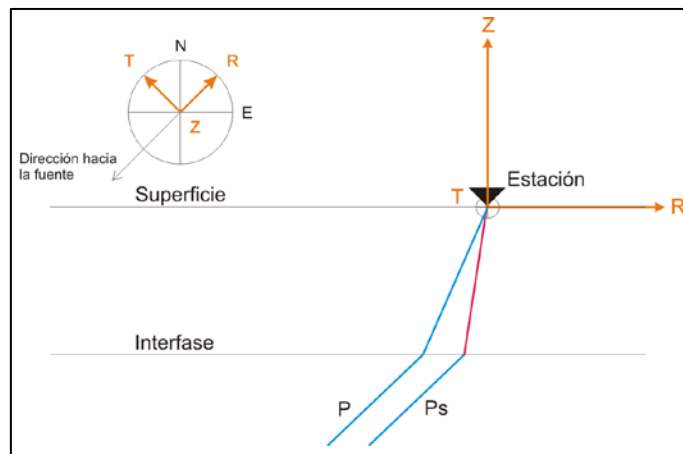


Figura 3.2. Rotaciones del sistema coordenado V-NS-EW a ZRT .

Langston (1979) representa las tres componentes de un sismograma (D) para el desplazamiento teórico debido a una onda incidente como:

$$D_Z = I * S * E_Z, \quad (3.1)$$

$$D_R = I * S * E_R, \quad (3.2)$$

$$D_T = I * S * E_T, \quad (3.3)$$

donde Z representa la componente vertical, R , la radial y T , la transversal. S representa la función de la fuente; I , la respuesta del instrumento y E , la respuesta de la estructura de la Tierra.

Funciones de receptor

Para evaluar la respuesta relativa de la estructura de la Tierra usamos un evento sísmico registrado en las tres componentes, suponiendo que I y S son las mismas en las tres direcciones ZRT .

Langston (1979) mostró que la estructura de la Tierra en la componente vertical, E_Z , puede asumirse igual que una función delta, dado que los eventos se encuentran a una gran distancia y el ángulo de incidencia al llegar a la estación es muy cercano a cero. Tomando en cuenta lo anterior podemos establecer, para la componente vertical,

$$D_Z = I * S. \quad (3.4)$$

Entonces, E_R y E_T (respuestas de la Tierra radial y transversal) pueden ser aisladas mediante la deconvolución de la componente vertical de las componentes radial y/o transversal, respectivamente, teniendo una división en el dominio de las frecuencias, es decir:

$$D_Z = \frac{D_R}{E_R}, \quad (3.5)$$

entonces

$$E_R = \frac{D_R}{D_Z} \text{ y } E_T = \frac{D_T}{D_Z}. \quad (3.6)$$

La deconvolución de la componente vertical del sismograma de la componente radial (o de la transversal) genera una serie de tiempo llamada función de receptor radial (o transversal) (Figura 3.3).

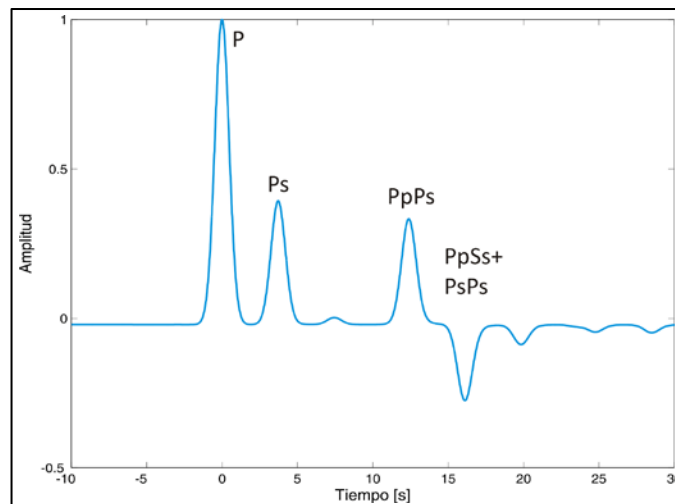


Figura 3.3. Función de receptor de onda P para el modelo de una capa sobre un semi-espacio homogéneo de la Figura 3.1. Identificamos el arribo de la onda directa P , la primera conversión en la discontinuidad, Ps , y los múltiplos que se reflejan dentro de la capa, $PpPs$ y $PpSs + PsPs$.

Funciones de receptor

El sintético mostrado en la Figura 3.3 se obtuvo con el programa FRP_synt.m, escrito en Matlab para este proyecto, y está basado en el programa FUNREC escrito por Cruz Atienza (2000), a su vez, fundamentado en el método de las matrices propagadoras de Kennett (2000). El programa calcula las funciones de transferencia radial y vertical para un modelo de capas planas. La deconvolución de la componente radial entre la vertical produce una serie de tiempo que es la respuesta relativa del modelo de capas, es decir una función de receptor.

En los siguientes apartados daremos un vistazo a los diversos métodos que se han desarrollado para llevar a cabo la deconvolución. Este proceso puede llevarse a cabo tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia.

3.1.1. Deconvolución

Definimos una convolución como la interacción entre tres señales diferentes. La combinación de dos de ellas nos permite obtener una tercera. Llamemos a éstas, señal de entrada, señal de salida y respuesta al impulso. Si combinamos la señal de entrada con la respuesta al impulso podremos calcular una señal de salida. Lo anterior es importante pues un sismograma es la combinación de la función de fuente, la estructura de la Tierra y la respuesta del instrumento, es decir, la convolución de la fuente con la estructura y la respuesta del instrumento.

Matemáticamente, una convolución es la suma de los productos, elemento a elemento, cuando la respuesta al impulso, desplazada y reflejada con respecto del eje de las ordenadas, es recorrida sobre la señal de entrada. Una deconvolución se define entonces como la operación inversa a la convolución.

3.1.2. Convolución en el dominio del tiempo

Para una señal discreta definimos a la convolución matemáticamente como:

$$y(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} x(\tau)h[(t - \tau)], \quad (3.7)$$

$x(t)$ y $h(t)$ son funciones finitas y discretas, por tal motivo la suma también está limitada. τ es un cambio de variable que se lleva a cabo para poder invertir la función a convolucionar y poderla desplazar sobre el nuevo eje τ . La suma de los productos de $x(\tau)$ y $h(t - \tau)$ en el espacio de τ nos da como resultado la función $y(t)$.

Por conveniencia (3.7) se escribe como sigue:

$$y(t) = x(t) * h(t) \quad (3.8)$$

donde $*$ denota la operación de convolución.

3.1.3. Deconvolución iterativa en el dominio del tiempo

El objetivo de la deconvolución iterativa en el dominio del tiempo es reducir el error por mínimos cuadrados entre el sismograma de la componente observada a deconvolucionar (la radial en el

caso de las *FRP*) y el sintético correspondientes creado a partir de la convolución de un tren de impulsos, iterativamente actualizado, con el sismograma de la componente que deconvolucionada (la vertical en el caso de las *FRP*). Cuando las condiciones de error o iteraciones mínimas se hayan cumplido, la señal deconvolucionada, en este caso la función de receptor estimada a partir de ese tren de impulsos, reflejará la respuesta relativa del medio por debajo de la estación.

Explicamos rápida y concisamente el proceso. En primera instancia se realiza la correlación cruzada de la componente vertical con la componente radial para obtener el primer impulso, correspondiente a la onda *P* directa. Se realiza a continuación la autocorrelación de la componente vertical donde el valor máximo se atribuye a la onda *P* directa. La combinación de los procesos anteriores nos da como resultados el valor y ubicación del primer impulso correspondiente a la respuesta relativa de la Tierra o la *FRP*. Esta primera aproximación se convolucionada con la componente vertical para obtener un sismograma sintético de la componente radial. El sintético, el cual en realidad es sólo un pulso, obtenido anteriormente se resta del sismograma observado para eliminar el aporte del impulso estimado. Con la componente vertical observada y con el nuevo sismograma sintético de la componente radial se realiza la correlación cruzada para estimar la ubicación y amplitud del siguiente pulso. Lo anterior se realiza iterativamente hasta que la diferencia entre el sismograma sintético de la componente radial y el sismograma observado cumpla la condición de error. La función de receptor que produjo el sismograma sintético que cumple con esa condición es nuestro producto final. En la siguiente sección (3.1.4) se explica paso a paso, y con la ayuda de ecuaciones, el proceso descrito anteriormente.

3.1.4. Producción de la función de receptor usando la correlación cruzada.

Matemáticamente el proceso es como sigue:

Si $D_Z(t)$ representa la componente vertical del movimiento y $D_R(t)$ la componente radial, la correlación cruzada entre ambas funciones se define como:

$$E_{ZR}(t') = \int_0^{\infty} D_Z(t) D_R(t + t') dt. \quad (3.9)$$

Esto se usa para estimar el primer pico, y el más grande, del tren de impulsos que al final generará la función de receptor. Este pico se localiza en $t = 0$ s. La amplitud máxima de E_{ZR} es equivalente al coeficiente de conversión de *Ps* (Ps_{cc}), multiplicado por la amplitud del arribo de la onda *P* directa elevada al cuadrado (P^2).

Si la componente vertical es auto-correlacionada se obtiene un pico en el tiempo cero. La auto-correlación de la componente vertical está dada por:

$$E_Z(t') = \int_0^{\infty} D_Z(t) D_Z(t + t') dt. \quad (3.10)$$

Funciones de receptor

El máximo valor de $E_Z(t')$ corresponde a la amplitud de la onda P directa elevada al cuadrado. Con este valor podemos convertir las amplitudes de Ps al coeficiente de conversión PS_{cc} como sigue:

$$\frac{E_{ZR}}{E_Z} = \frac{PS_{cc}P^2}{P^2} = PS_{cc}. \quad (3.11)$$

Las ecuaciones (3.9) y (3.10) nos dan una primera aproximación del tren de impulsos de la función de receptor $E_R(t)$ para la fase convertida Ps .

La siguiente conversión de la fase Ps se estima, en primera instancia, calculando una componente radial sintética generada gracias a la función de receptor previamente calculada $E_R(t)$. $D_{R_S}(t)$ representa la componente radial sintética y se obtiene mediante:

$$D_{R_S}(t) = D_Z(t) * E_R(t). \quad (3.12)$$

La componente $D_{R_S}(t)$ se resta del registro $D_R(t)$ para quitar el aporte del pico más significativo de la componente radial,

$$D_{R_d}(t) = D_R(t) - D_{R_S}(t). \quad (3.13)$$

Esta función $D_{R_d}(t)$ sustituye a $D_R(t)$ en la Ecuación 3.9. Así, la correlación cruzada ahora se realizará con la componente radial que no cuenta con el efecto del primer pico significativo. El valor máximo de la nueva operación se atribuirá al segundo pico de mayor relevancia del tren de impulsos que resultará en la función de receptor. El procedimiento se realiza iterativamente. Cada uno de los pasos aportará un nuevo pico, hasta que la diferencia de las componentes radial y observada cumpla alguna condición de error establecida.

3.1.5. Deconvolución en el dominio de la frecuencia

Si calculamos la transformada de Fourier de cada una de las dos señales a convolucionar las multiplicamos y obtenemos la transformada inversa del producto, obtendremos el mismo resultado que en el dominio del tiempo, es decir, una convolución entre dos señales en el dominio del tiempo es una multiplicación de las señales en el dominio de la frecuencia. La deconvolución, en el dominio de las frecuencias, se reduce entonces a una división entre señales.

Sea $\omega = 2\pi f$ y $D_Z(\omega)$ y $D_R(\omega)$ las transformadas de Fourier de las componentes vertical y radial del movimiento, respectivamente. Definimos a la función de receptor radial $E_R(\omega)$ y a la función de receptor transversal $E_T(\omega)$ en el dominio de la frecuencia como:

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)\overline{D_Z(\omega)}}{D_Z(\omega)\overline{D_Z(\omega)}} \quad (3.14)$$

y

$$E_T(\omega) = \frac{D_T(\omega)\overline{D_Z(\omega)}}{D_Z(\omega)\overline{D_Z(\omega)}}, \quad (3.15)$$

donde $\overline{D_Z}$ denota el complejo conjugado.

Langston (1979) introdujo un filtro Gaussiano pasa-bajas, definido como $G(\omega) = e^{-\frac{\omega^2}{4\alpha^2}}$, cuya forma es simple, no distorsiona las fases y no presenta lóbulos en las orillas. La ventaja que ofrece es limitar la banda de frecuencias final excluyendo señales de alta frecuencia y el ancho de la ventana depende solamente del parámetro α , resultando para una función de receptor,

$$E_R(\omega) = \left[\frac{D_R(\omega)\overline{D_Z(\omega)}}{D_Z(\omega)\overline{D_Z(\omega)}} \right] G(\omega). \quad (3.16)$$

Esta definición es problemática numéricamente si en el denominador los valores de $D_Z(\omega)$ y $\overline{D_Z(\omega)}$ son muy pequeños o cercanos a cero. Para evitar este problema se introduce el parámetro del nivel de agua (Clayton y Wiggins, 1976), el cual determina el nivel mínimo que debe cumplir el espectro de amplitudes; de tal forma que al realizar la deconvolución se evite la división entre números muy pequeños o cercanos a cero, reemplazando el valor del denominador por una fracción del valor máximo que resulta de la multiplicación de la componente vertical por su conjugado. A esta fracción se le denomina parámetro del nivel de agua (Figura 3.4) y matemáticamente se obtiene como

$$\Phi_{SS} = \max\{D_Z(\omega)\overline{D_Z(\omega)}, c \max[D_Z(\omega)\overline{D_Z(\omega)}]\}. \quad (3.17)$$

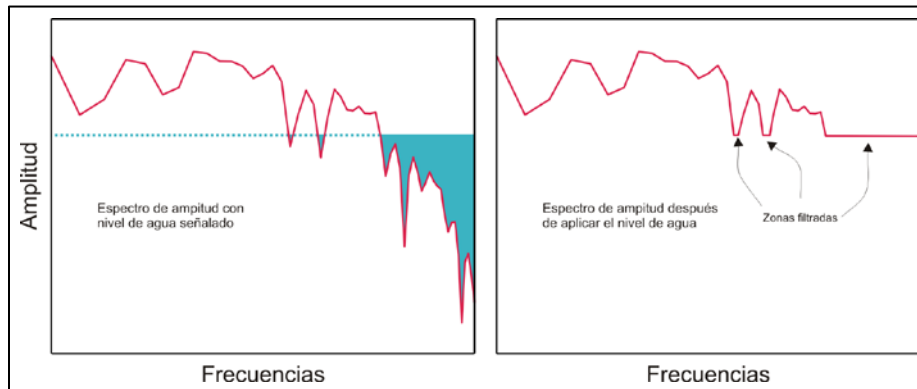


Figura 3.4. Esquema de la corrección del espectro por nivel de agua. El nivel máximo en azul en la izquierda corresponde al parámetro del nivel de agua, multiplicado por el máximo del espectro por su conjugado. En la derecha se tiene el espectro que se emplearía en la división.

La elección del parámetro c se lleva a cabo por medio de prueba y error, y su correcta elección dependerá del cociente de la señal-ruido, y se elegirá el menor nivel que resulte y que produzca niveles de ruido aceptables para la función de receptor.

Entonces, nuestra función de receptor tendrá la forma:

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)\overline{D_Z(\omega)}}{\Phi_{SS}} G(\omega). \quad (3.18)$$

Posteriormente hay que realizar la transformada de Fourier inversa para obtener a la función de receptor en el dominio del tiempo.

La deconvolución en el dominio de la frecuencia es un proceso que requiere poco tiempo de cómputo. Con las herramientas computacionales y los algoritmos desarrollados a la fecha es muy fácil transformar datos en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, simplificando enormemente el proceso de deconvolución. La desventaja del método primordialmente afecta a las *FRS* pues resultan bastante contaminadas que incluso pueden llegar a ser poco útiles. La deconvolución en el dominio del tiempo es un proceso más complejo y computacionalmente más costo. Sin embargo las *FRS* se observan menos contaminadas que las obtenidas en el dominio de la frecuencia. Por tal motivo preferimos realizar la deconvolución en el dominio del tiempo. Además el haber trabajado sólo con la estación TUXT reduce considerablemente el tiempo de procesamiento de datos para la obtención de las *FR*.

3.2. Funciones de receptor de onda *S* (*FRS*)

Previamente estudiamos la conversión de una onda cuando llega a una interfase entre dos capas de propiedades elásticas diferentes. Al calcular las diferencias entre el tiempo de llegada de la onda directa y el de onda convertida en la discontinuidad es posible estimar la profundidad donde se lleva a cabo tal conversión. De la misma forma que estudiamos las conversiones de *P* a *S*, podemos analizar ahora la conversión de *S* a *P*.

Una onda incidente *S* convertida a *P* en una interfase, *Sp*, llega antes que la onda *S* directa y los múltiplos que se generan. Gracias a esto es posible observar estas conversiones con mayor facilidad en la serie de tiempo. Particularmente podemos identificar el pulso correspondiente a la frontera litósfera-asténósfera (LAB). Con las *FRP* también es posible localizar tal discontinuidad pero se corre el riesgo de que el pulso correspondiente se encuentre enmascarado por los múltiplos de la conversión *P* a *S* en el Moho. Por tal motivo, las *FRS* resultan ser una herramienta óptima para caracterizar a LAB (e.g., Sodoudi, 2005).

Los eventos sísmicos, que serán utilizados para producir una función de receptor, deben ser originados, al igual que las funciones de receptor *P*, a distancias telesísmicas, asegurando incidencia casi vertical y evitar que se contaminen los pulsos principales con pulsos de la corteza somera y del núcleo. Las distancias angulares para el estudio de la fase *Sp* será de 65° a 85° si se emplea la onda *S* y de 85° a 115° si se emplea la onda *SKS*.

El proceso que seguimos para obtener una *FRS* es análogo al que se siguió con las *FRP*. El pre-procesamiento de las señales involucra la eliminación de la media y la tendencia de los registros. Se procede entonces a seleccionar el arribo de la fase *S*. Sólo se utilizaron sismos cuya relación señal-ruido es su registro fuera suficiente como para que la fase *S* se identificara fácilmente tomando en cuenta que el arribo de la fase *S* se encuentra dentro de la coda de la onda *P*.

Funciones de receptor

El siguiente paso es la rotación de ejes, del sistema Vertical, Norte-Sur y Este-Oeste a ZRT . Para poder minimizar el contenido de energía de la onda S en la dirección de propagación, se realiza una segunda rotación al sistema LQT (Longitudinal-Radial-Transversal), donde L tiene la dirección de la onda incidente S , Q es en la dirección radial, perpendicular a L , y T es perpendicular a L y Q . La Figura 3.5 presenta un diagrama de la doble rotación.

Con el proceso anterior, la fase convertida Sp se observa predominantemente en la componente L . Para poder remover el efecto de la fase S de esa misma componente, ésta se deconvoluciona con la componente Q . La serie de tiempo obtenida, la cual contiene sólo las fases convertidas Sp , es llamada función de receptor de onda S (FRS) (e.g., Sodoudi, 2005).

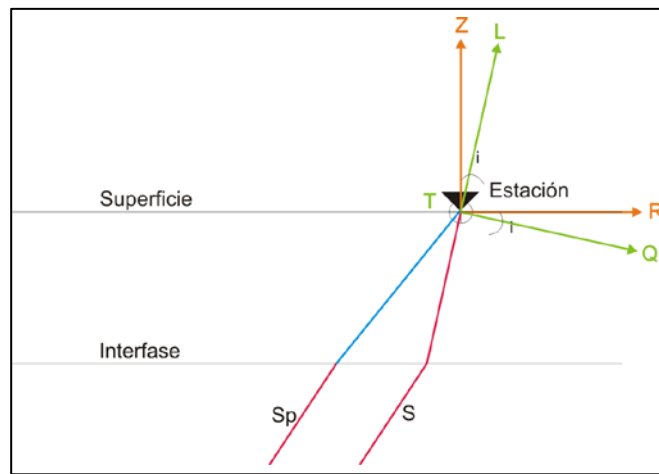


Figura 3.5. Rotaciones del sistema coordenado V-NS-EW a ZRT y LQT .

La señal resultante de FRS debe ser post-procesada para poder ser comparada directamente con una FRP en la misma estación. El procedimiento consiste en invertir el eje del tiempo, así como la polaridad de las amplitudes (Sodoudi, 2005). Al llegar la fase Sp antes que la S , posicionada en $t = 0$ s, su pulso se registra en tiempos negativos. Al invertir el eje del tiempo, la fase Sp llegará en un tiempo positivo similar a la fase Ps de las FRP . Por otro lado, los coeficientes de conversión en las FRS tienen los signos contrarios a los de las FRP , pues las conversiones son de onda S a P en el primer caso, y de P a S en el segundo. Lo anterior resulta en la polaridad invertida de los pulsos correspondientes. Ejemplificamos el proceso en la Figura 3.6.

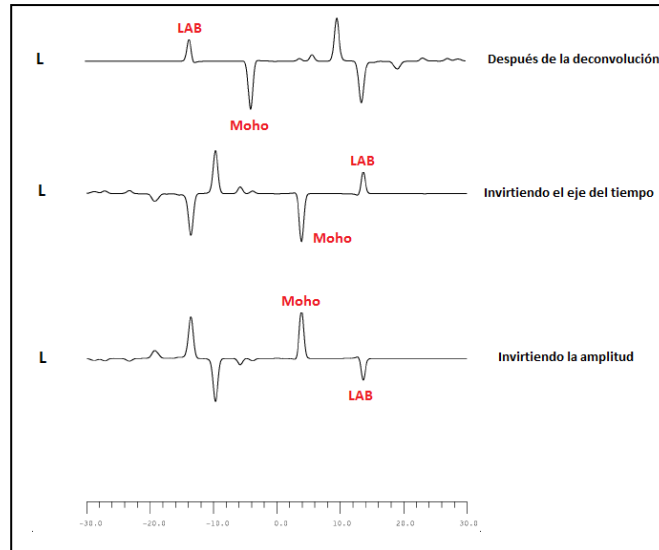


Figura 3.6. Inversión del eje del tiempo y de la polaridad de la amplitud para comparar a la *FRS* con la *FRP*. Al realizar la deconvolución, los pulsos correspondientes a las discontinuidades más profundas llegan antes que las someras debido a que la fase *S_p* viaja con mayor velocidad que la *S* (traza superior). Los coeficientes de conversión de *S* a *P* son de signo contrario que los de conversión *P* a *S*, por tal razón también se invierte la polaridad de las amplitudes (traza inferior). Modificado de Sodoudi (2005).

3.3. Datos para TUXT

Los registros usados para obtener las funciones de receptor (*FR*) acreditaron una buena relación señal-ruido, es decir, los pulsos correspondientes a las ondas *P* y *S* mostraron formas de onda fácilmente identificables en el registro. Lo anterior es función de la magnitud del evento y la distancia a la estación. Los criterios para construir un catálogo de eventos (Apéndice A) fueron los siguientes:

Condiciones para *FRP*:

- Distancias epicentrales entre 30° y 90°.
- Magnitud M_W mayor de 5.8.
- Arribo de la onda *P* claramente identificable en los registros.

Condiciones para *FRS*:

- Distancias epicentrales entre 65° y 85° (onda *S*) o entre 85° y 115° (onda *SKS*).
- Magnitud M_W mayor de 5.8.
- Arribo de la onda *S* claramente identificable en los registros.

En la Figura 3.7 mostramos un mapa donde se ubican los eventos utilizados en este trabajo para obtener las funciones de receptor.

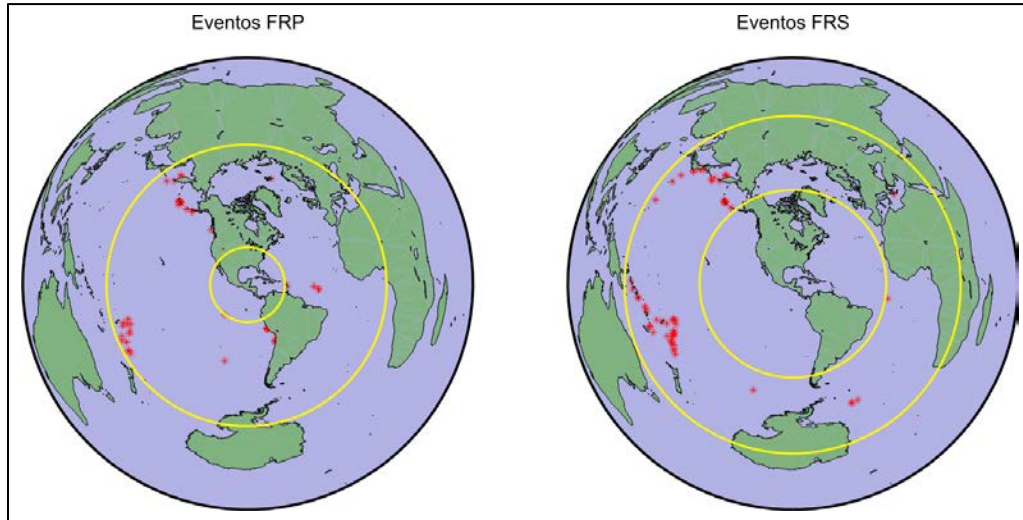


Figura 3.7. Localización de los sismos (asteriscos rojos) empleados para la obtención de *FRP* (izquierda) y *FRS* (derecha). Las líneas amarillas corresponden a los rangos de distancias epicentrales para *FRP* de 30° a 90°; y para *FRS* de 65° a 115°.

3.3.1. Funciones de receptor *P*

Se obtuvieron 46 funciones de receptor de onda *P*. La Figura 3.8a muestra las *FRP* en función del azimut inverso, notándose que sobre todo provienen de los azimuts 135°-150° y de 315°-330°. En la Figura 3.9 se presentan las *FRP* ordenadas por azimut inverso. Los colores representan cuatro grupos, uno por cada cuadrante de azimut inverso; en color azul claro el grupo de 0°-90°, con tres *FR*; en color azul fuerte el grupo de 90°-180°, con veinte *FR*; en color verde el grupo de 180°-270°, con ocho *FR*; y finalmente en color rojo el grupo de 270°-360°, con 15 *FR*.

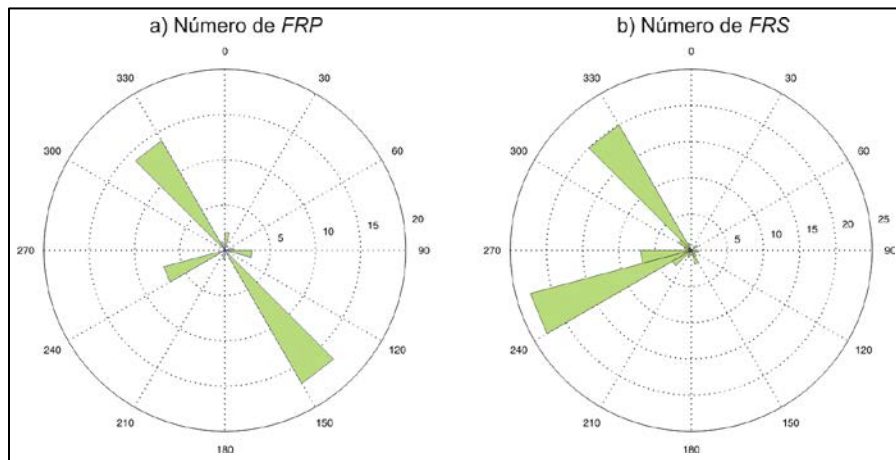


Figura 3.8. Número de funciones de receptor a) de onda *P* y b) de onda *S*.

Funciones de receptor

Una rápida interpretación y caracterización se incluye en la Figura 3.9, donde la línea discontinua en color negro representa el pulso de la onda convertida (P_s) en la discontinuidad de Mohorovičić. Las flechas en color negro, por fuera del eje del tiempo, determinan los tiempos en los que esperamos identificar los pulsos correspondientes, de arriba hacia abajo, a LAB continental, el techo y la base de la corteza subducida y LAB oceánica. El pulso en el tiempo $t = 0$ s corresponde a la onda P directa.

La primera discontinuidad se observa a los ~ 4.2 s con un pulso de polaridad positiva; ésta corresponde a la discontinuidad de Mohorovičić. La frontera litósfera-asténósfera continental se ubica aproximadamente a los ~ 10.2 s, con un pulso de polaridad negativa; el techo y la base de la corteza oceánica subducida se identifican por un pulso negativo y uno positivo, respectivamente, éstos se ubican entre 15 y 16 s. El pulso negativo correspondiente a LAB oceánica se puede observar entre 23 y 24 s.

Dado que sólo los pulsos positivos se encuentran sombreados, la identificación de los pulsos correspondientes a LAB continental, techo de la placa y LAB oceánica son más difíciles de observar.

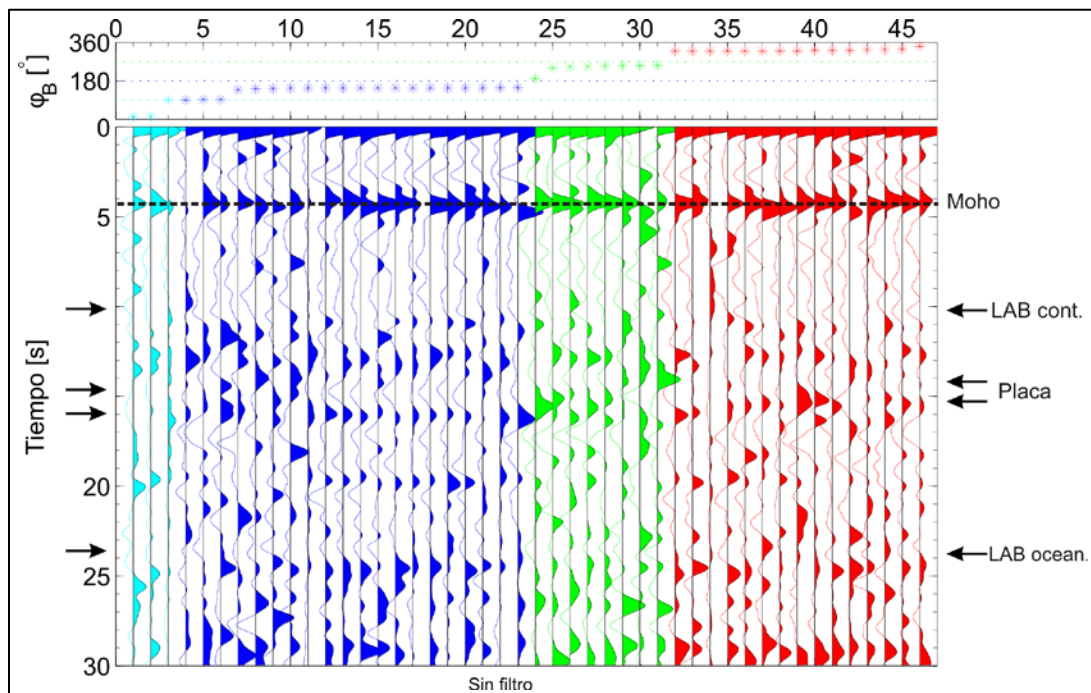


Figura 3.9. Funciones de receptor P para la estación TUXT, ordenadas por azimut inverso. El panel superior muestra los valores de azimut inverso correspondiente a cada traza. Los colores indican el cuadrante del azimut inverso (azul claro: 0° - 90° ; azul fuerte: 90° - 180° ; verde: 180° - 270° ; rojo: 270° - 360°). La línea discontinua identifica los pulsos correspondientes al Moho. Las otras discontinuidades de interés están señaladas con las flechas de la derecha.

3.3.2. Funciones de receptor S

Se obtuvieron 63 funciones de receptor S para TUXT. La Figura 3.8b muestra el número FRS en función del azimut inverso y en la Figura 3.10 se presentan las FR ordenadas por azimut inverso. Los colores corresponden a los mismos grupos establecidos para FRP , en los cuales tenemos una FR para el cuadrante 0° - 90° ; 4 FR , para el de 90° - 180° ; 34 FR , para el de 180° - 270° y finalmente veinticuatro FR , para el de 270° - 360° .

La interpretación es un poco compleja ya que los pulsos de las FRS son de mayor periodo, lo anterior dificulta la identificación de las discontinuidades cuando la distancia entre ellas no es mayor de 5 km.

Análogamente a las FRP , el pulso en $t = 0$ s corresponde la onda S directa. Visualmente caracterizamos los pulsos correspondientes a las discontinuidades de interés de la misma forma como lo hicimos para las FRP . Identificamos la discontinuidad de Mohorovičić aproximadamente a 3.2 s; la frontera litósfera-astenósfera se localiza a los ~ 9 s; se identificó el pulso correspondiente al techo de la corteza oceánica entre 14 y 15 s; y finalmente, la LAB oceánica entre 23 y 25 s

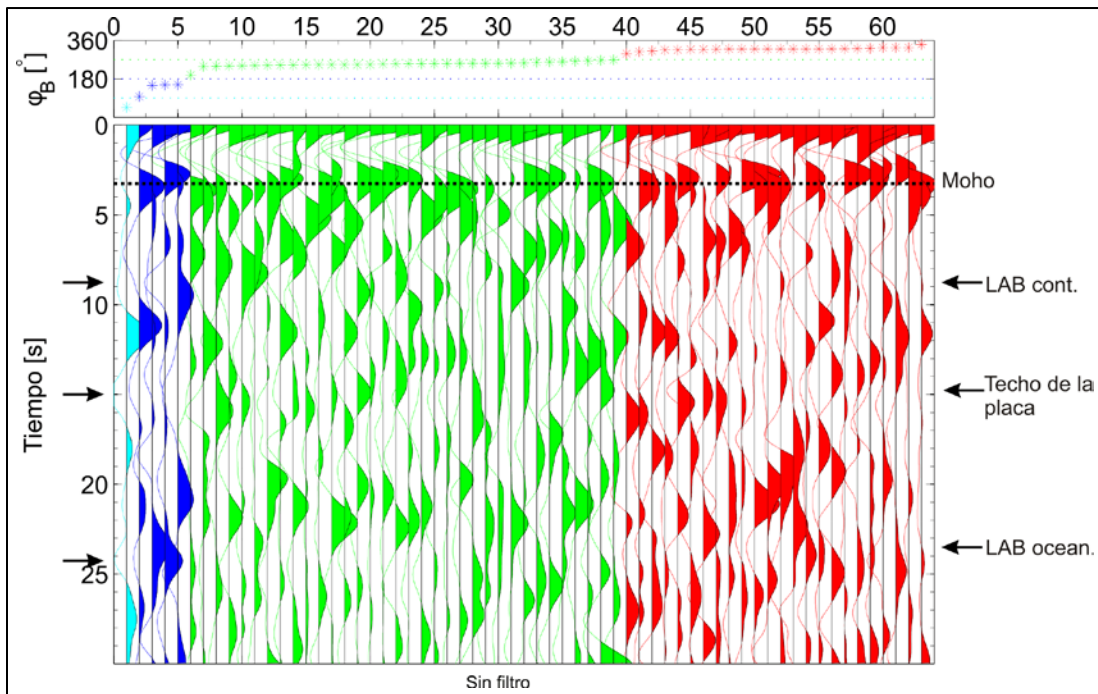


Figura 3.10. Funciones de receptor S para la estación TUXT, ordenadas por azimut inverso. El panel superior muestra los valores de azimut inverso correspondiente a cada traza. Los colores en el panel inferior indican el cuadrante de azimut inverso (azul claro: 0° - 90° ; azul fuerte: 90° - 180° ; verde: 180° - 270° ; rojo: 270° - 360°). La línea discontinua identifica los pulsos correspondientes al Moho. Las otras discontinuidades de interés están señaladas con las flechas de la derecha.

3.3.3. Discontinuidades de interés

En las figuras 3.9 y 3.10, los pulsos que corresponden al Moho muestran una alineación horizontal incuestionable. Se identifica un retraso de tal discontinuidad en las *FRP*. Lo anterior se atribuye a que las funciones obtenidas para *FRP* y *FRS* en realidad no provienen de eventos similares, aunque sí de regiones semejantes, por tal razón los ángulos de incidencia serán diferentes.

Los pulsos asociados con la placa subducida (techo y base) en las *FRP* muestran una ligera variación azimutal. La cobertura azimutal para las *FRS* es menor para los primeros dos grupos (0° a 90° y 90° a 180°), lo cual dificultó ver claramente los pulsos correspondientes al techo y base de la corteza oceánica en ese rango. El número de *FRS* fue mayor para los dos grupos restantes (180° a 270° y 270° a 360°), y observándose una ligera variación azimutal. Aunque esperábamos ver un comportamiento parecido a las *FRP*, sólo el último grupo de estudio (270° - 360°) mapea congruentemente el arribo temprano de las fases convertidas en una discontinuidad más somera.

En el caso de LAB continental, análogo al Moho observado, la discontinuidad se identifica como una alineación horizontal clara en las *FRP* y las *FRS*. También se observa un retraso en los arribos para las *FRP*. Las razones de esta discrepancia son congruentes con las supuestas para el Moho, que los eventos que producen las *FRP* y las *FRS* no son los mismos. LAB oceánica muestra una variación azimutal en las *FRS* congruente con el proceso de subducción, es decir, vemos una zona donde el pulso es más somero (270° a 360°) y otra zona donde los pulsos parecen identificar la placa a mayor profundidad (0° a 90° y 90° a 180° .) En las *FRP* se observa el pulso para LAB oceánica pero su variación en el tiempo de arribo no es tan evidente. Debemos recordar que las *FRP* están fuertemente contaminadas por los múltiplos de la corteza, por lo tanto, la discriminación de discontinuidades más profundas podría no ser tan robusta.

4. Estructura sísmica

Como se mencionó anteriormente, los registros de eventos sísmicos contienen información valiosa sobre la fuente, el trayecto que siguen las ondas mecánicas a través de un medio elástico, este último desconocido y de mayor importancia en el presente estudio, así como la respuesta del instrumento.

La reproducibilidad de un fenómeno involucra su modelación, basada en leyes físicas que surgen de la observación. El modelo intentará reproducir fielmente los resultados observados en la naturaleza. El factor importante es determinar esos modelos y ajustarlos hasta que las predicciones del fenómeno sean muy parecidas a lo que observamos.

En el capítulo anterior revisamos la metodología para obtener una función de receptor. La información contenida en ella refleja directamente el sistema de capas, supuestas horizontales una sobre otra, donde se llevan a cabo las conversiones. La inspección visual de las series de tiempo permitió identificar cualitativamente dónde se presentan las discontinuidades que separan las capas (Moho y LAB; continentales y oceánicas). Será en este capítulo donde brindaremos información cuantitativa sobre la estructura.

Por lo anterior, abordaremos en este capítulo los conceptos de problema directo y problema inverso. Presentaremos algunos métodos que nos permiten resolver el problema de inversión de tal forma que podamos estimar los parámetros del modelo que caracterizan la estructura sísmica debajo de la estación TUXT.

4.1. Teoría de inversión

Cuando pensamos en la teoría de inversión nos referimos a un conjunto de técnicas matemáticas que nos permiten analizar una serie de datos, que también llamamos observaciones, para obtener información útil y poder realizar inferencias sobre el comportamiento de los fenómenos que día a día suceden en el mundo en que vivimos (Menke, 1989).

En general, podemos abordar dos tipos de problemas: directo e inverso. Al proceso de la predicción de datos, basado en un principio, regla general o modelo, es lo que llamamos problema directo. En contraste, el problema inverso consiste en estimar los parámetros de un modelo, dado un conjunto de datos u observaciones. El modelo es la forma como se relacionan los parámetros y los datos. En resumen:

- Problema directo: Parámetros del modelo → Modelo → Predicción de datos
- Problema inverso: Datos u observaciones → Modelo → Parámetros estimados del modelo

Si pensáramos en un ejemplo sencillo, la regresión lineal por mínimos cuadrados (ajuste de una recta dados 2 o más puntos) es un ejemplo de problema inverso donde los parámetros son m (pendiente de la recta) y b (ordenada al origen). Su contraparte, el problema directo sería predecir

los valores de y dado el modelo de una recta $y = mx + b$ para cualquier valor que tome x , los valores de los parámetros m y b con constantes.

4.1.1. Linealidad

Si podemos establecer la relación que existe entre parámetros y datos mediante un sistema de ecuaciones lineales simultáneas, decimos que el modelo se puede representar como una combinación lineal de los parámetros, es decir, el problema es lineal. En caso contrario decimos que el problema es no lineal.

4.1.2. Unicidad

Al hacer referencia al término unicidad nos referimos al número de posibles soluciones que puede resolver el problema inverso. En muchas ocasiones, la solución del problema inverso tendrá un espacio de posibles soluciones en cuya superficie podremos identificar máximos y mínimos, y dependiendo del método de búsqueda (local o global), se podrá o no restringir la zona de búsqueda para la estimación de los parámetros del modelo, que al evaluar, tengan la menor diferencia con nuestros datos y que físicamente sean posibles. La restricción estará dada por información *a priori* si el método es local. Los métodos de búsqueda global no necesitarán de tal restricción ya que son capaces de localizar mínimos y máximos globales al realizar una búsqueda aleatoria dentro de todo el espacio de posibles soluciones. Sin embargo, la solución no será única. Es decir, habrá varias soluciones que satisfagan las condiciones del problema.

4.1.3. Problema directo

El problema directo permite predecir el comportamiento de un fenómeno mediante la evaluación de una función o modelo cuyos parámetros son conocidos. Si retomamos el ejemplo de la función $y = mx + b$ y conociéramos el valor de los parámetros m y b , podríamos tomar un espacio de valores para $x = [x_1, x_2, \dots, x_n]$, entonces los valores de $y = [y_1, y_2, \dots, y_n]$ serían dependientes sólo del valor de x , ya que m y b son constantes. Los valores que toma y son las predicciones cuando resolvemos el problema directo.

En el presente proyecto abordamos dos problemas directos. El primero nos permite determinar los tiempos de arribo y un apilado o suma de las amplitudes de las ondas convertidas en la frontera entre dos medios de propiedades elásticas diferentes. El segundo nos permite estimar la función de receptor generada por un modelo de velocidades de capas planas.

Así, el primer modelo, basado en el trabajo de Zhu y Kanamori (2000), tiene como parámetros: el espesor de la capa (H) en km, en cuya interfase con el medio inferior las ondas P son convertidas a S , o bien, las ondas S a P , como mostramos en la Figura 3.1; y la relación $\kappa = \frac{V_P}{V_S}$, donde V_P y V_S , son las velocidades de onda P y de onda S , respectivamente.

Las fases P o S directas se localizan en las FR en $t = 0$ s. La diferencia entre el tiempo de arribo de la onda P o S directa, y alguna de las fases convertidas mostradas en la Figura 3.1 se obtienen mediante

$$t_1 = t_{PS} - t_P = H \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p_P^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p_P^2} \right), \quad (4.1)$$

$$t_2 = t_{PPPS} - t_P = H \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p_P^2} + \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p_P^2} \right), \quad (4.2)$$

$$t_3 = t_{PPSS+PSPS} - t_P = H \left(2\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p_P^2} \right), \quad (4.3)$$

$$t_4 = t_{SP} - t_S = H \left(\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p_S^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p_S^2} \right), \quad (4.4)$$

donde p_P y p_S son los parámetros de rayo de onda P y S , respectivamente.

Una vez calculados t_1 , t_2 , t_3 y t_4 es posible obtener la amplitud $r(t_i)$ en esos tiempos de las funciones de receptor observadas.

Podemos ilustrar el procedimiento anterior para una FRP ; es decir para t_1 , t_2 y t_3 con un ejemplo simple. Suponemos que $H = 30$ km, $\kappa = 1.80$, $V_P = 6.5$ km/s y $p = 0.046$ s/km. Calculamos los tiempos de las ecuaciones (4.1)-(4.3), usando $V_S = V_P/\kappa$:

$$\begin{aligned} t_1 = t_{PS} - t_P &= H \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_P}{\kappa}\right)^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right) \\ &= 30 \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{6.5}{1.8}\right)^2} - 0.046^2} - \sqrt{\frac{1}{6.5^2} - 0.046^2} \right) \\ &= 3.69 \text{ s,} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} t_2 = t_{PPPS} - t_P &= H \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_P}{\kappa}\right)^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} \right) \\ &= 30 \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{6.5}{1.8}\right)^2} - 0.046^2} + \sqrt{\frac{1}{6.5^2} - 0.046^2} \right) \\ &= 12.60 \text{ s,} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 t_3 = t_{p_{pSS} + p_{sPs}} - t_p &= H \left(2 \sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_p}{\kappa}\right)^2} - p^2} \right) \\
 &= 30 \left(2 \sqrt{\frac{1}{\left(\frac{6.5}{1.8}\right)^2} - 0.046^2} \right) \\
 &= 16.38 \text{ s.}
 \end{aligned}$$

Continuando, se localizan los tiempos t_1 , t_2 y t_3 en la *FRP* y se traza una línea vertical hasta que interseque con la función de receptor observada, a partir de ese punto se proyecta una línea horizontal hacia el eje de las amplitudes para obtener el valor de la amplitud observada en cada uno de los tiempos

La Figura 4.1 muestra el proceso anterior de forma gráfica. Vemos que para los tiempos t_2 y t_3 la amplitud no corresponde al máximo del pulso. Esto se debe a que $H = 30$ km y $\kappa = 1.80$ no producen el mejor ajuste con nuestras observaciones. Más adelante, en la Sección 4.1.4, veremos cómo obtener los parámetros óptimos del modelo.

Las ecuaciones (4.1)-(4.4) son usadas cuando el modelo de la Tierra es tan sencillo como una capa sobre un semi-espacio homogéneo. Cuando sea necesario analizar la estructura de la Tierra como un modelo de varias capas con propiedades elásticas diferentes sobre un semi-espacio, se deberá sumar la contribución del tiempo de viaje de las ondas que pasan a través de cada una de las capas. Por ejemplo, si se tuviera un modelo de dos capas sobre un semi-espacio, la diferencia en tiempos de arribos entre la onda convertida en la segunda interfase y la onda directa (Ecuación 4.1) se calcula como:

$$t_{p_{S_2}} - t_p = H_1 \left(\sqrt{\frac{1}{V_{S_1}^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{P_1}^2} - p^2} \right) + H_2 \left(\sqrt{\frac{1}{V_{S_2}^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{P_2}^2} - p^2} \right), \quad (4.5)$$

donde los subíndices 1 y 2 corresponden a la primera y segunda capa (de arriba hacia abajo), respectivamente.

El segundo problema directo se basa en el método de reflectividad, el cual permite modelar la propagación de ondas en medios elásticos estratificados. La teoría describe el comportamiento de las ondas, siendo posible descomponerlas en ondas que “suben” y ondas que “bajan”, dentro de las capas, y éstas a su vez en ondas $P - SV$ y SH . La reflexión, transmisión, conversión de las ondas y los múltiples correspondientes a las reverberaciones entre las capas, o una capa y la superficie libre, pueden ser modeladas mediante el cálculo de los coeficientes de transmisión y reflexión (Ma et al., 2004).

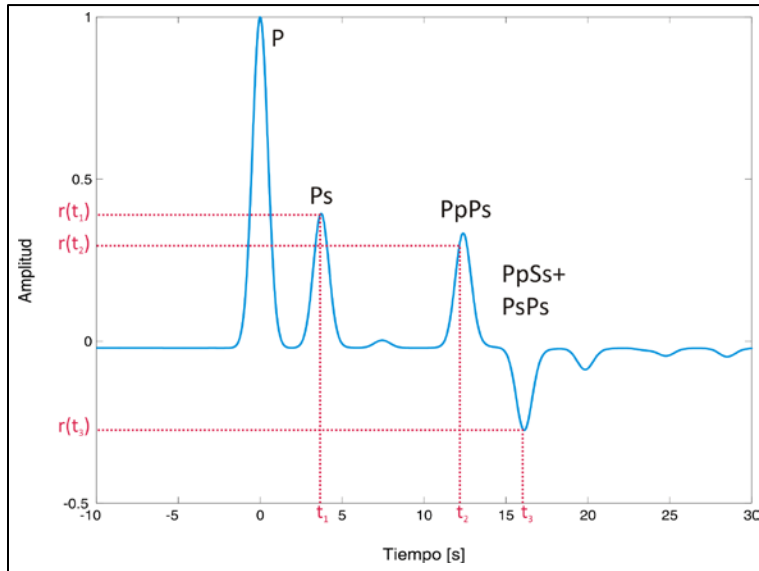


Figura 4.1. Amplitudes correspondientes a los tiempos teóricos calculados con las ecuaciones (4.1)-(4.3) para una función de receptor de onda P. La amplitud correspondiente a la Ecuación (4.4) deberá buscarse en la FRS.

El problema directo consiste en el cálculo de los sismogramas sintéticos en el dominio de la frecuencia para las componentes radial y vertical dado un modelo inicial de capas estratificadas con espesores H , la velocidad de onda P está en función de la velocidad de onda S como,

$$V_P = V_S \sqrt{2 \left(\frac{1-\nu}{1-2\nu} \right)}, \quad (4.6)$$

donde ν es el coeficiente de Poisson.

El cálculo de la función de receptor sintética, recordemos que, se realiza como la deconvolución de la componente radial entre la componente vertical (en el caso de las *FRP*).

Se propone entonces un modelo de capas sobre un semi-espacio homogéneo para evaluar el problema directo. Éste es una modificación del modelo de referencia de la Tierra IASP91 (Kennett y Engdahl, 1991), al que se le agregó una capa más, correspondiente a la placa de Cocos subduciendo por debajo de la placa de Norteamérica, dentro del manto continental. La Tabla 4.1 resume los valores de los parámetros de este modelo.

En la Figura 4.2 vemos la función de receptor obtenida para el modelo propuesto, se observan pulsos bien definidos para la mayor parte de la serie de tiempo gracias a que en el modelo los contrastes de velocidades son altos. Cada uno de los pulsos se relaciona con un cambio en las propiedades del medio, es decir, una interfase. Un pulso positivo, indica que la capa superior tiene menor velocidad de propagación que la inferior; de forma contraria, un pulso con amplitud negativa corresponde al contraste de velocidades en el que la capa superior tiene una velocidad mayor que la capa inferior.

Tabla 4.1. Parámetros del modelo inicial IASP91 modificado

V_S [km/s]	Esesor [km]	Q_P	Q_S	ν	Densidad [kg/m ³]
3.51	30.0	200	200	0.29	2360
4.62	75.0	200	200	0.27	2860
4.33	25.0	200	200	0.27	2730
3.77	07.0	200	200	0.27	2480
4.62	68.0	200	200	0.25	2860
4.33	∞	200	200	0.27	2730

V_S : velocidad de onda S ; Q_P y Q_S : factores de atenuación para P y S , respectivamente; ν : coeficiente de Poisson.

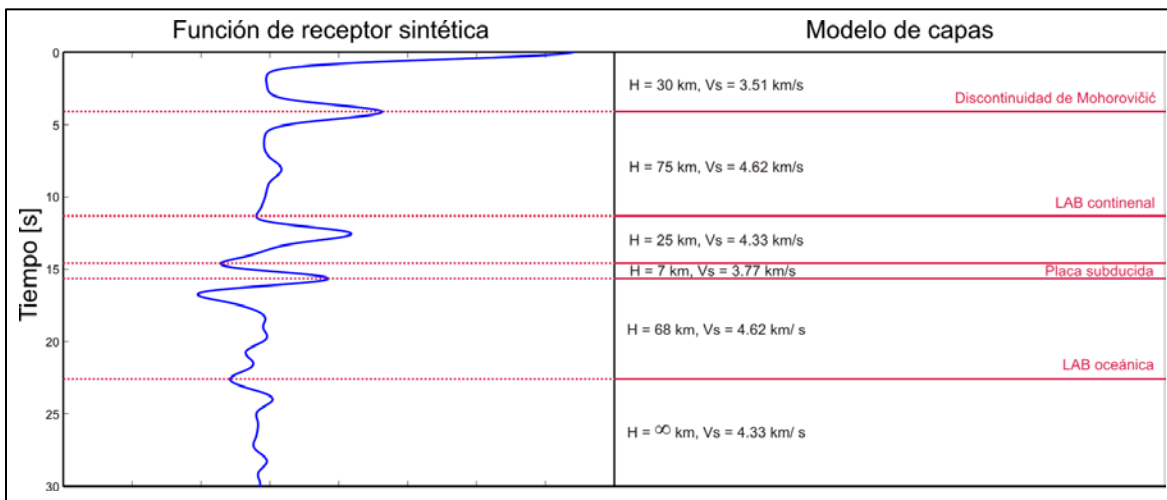


Figura 4.2. Función de receptor sintética (izquierda) y modelo de capas (derecha) sin escalar. Las líneas punteadas corresponden a los pulsos de las fases convertidas P y S en las discontinuidades correspondientes.

El primer pulso de la FR en $t = 0$ s corresponde a la onda P directa. El pulso que observamos aproximadamente en $t = 4$ s corresponde a la discontinuidad de Mohorovičić y es el pulso que tiene amplitud mayor a partir de P directa en $t = 0$ s. Con amplitud negativa, alrededor de $t = 12$ s, identificamos el pulso correspondiente a la frontera litósfera-asténósfera (LAB) continental. Los siguientes pulsos, negativo y positivo, localizados en los tiempos aproximados $t = 14.7$ s y $t = 15.7$ s, se le atribuyen al techo y base de la corteza subducida, respectivamente. El último pulso, en $t = 22.5$ s, cuya amplitud negativa es todavía considerable, es asignado a la conversión en LAB oceánica.

4.1.4. El problema inverso

La estimación de los parámetros del modelo, es decir, resolver el problema inverso, se logra cuando se minimiza el error entre los datos u observaciones y la respuesta teórica de un modelo.

4.1.4.1. Función de costo

Resolver el problema inverso involucra la búsqueda de los mejores parámetros cuya respuesta teórica brinde el menor error entre ese nuevo modelo y las observaciones. Ese desajuste o diferencia determina la función de costo del problema y se buscará el mínimo de la función que nos indique qué parámetros del modelo son los mejores. Generalmente la función de costo se calcula aplicando la familia de las normas

$$L_k = \|e\|_k = [\sum_{i=1}^n |e_i|^k]^{1/k} = [\sum_{i=1}^n |d_{obs} - d_{calc}|^k]^{1/k} = \sqrt[k]{[\sum_{i=1}^n |d_{obs} - d_{calc}|^k]}, \quad (4.7)$$

donde k es el número de la norma L , e es el error o diferencia entre los datos observador y los calculados o estimaciones, n es el número de datos o muestras que se tiene, d_{obs} son los datos observados u obtenidos mediante la medición, d_{calc} son los datos calculados o sintéticos obtenidos mediante la modelación del fenómeno.

Comúnmente se usa la norma L_2 para calcular la función de costo como una medida del error. Para medir la diferencia de nuestras señales en tiempo, empleamos la estimación del valor *RMS* (*root mean square*) o error cuadrático medio,

$$E = \text{Función de costo} = RMS = \sqrt{\frac{[\sum_{t=1}^n |RF(t)_{obs} - RF(t)_{calc}|^2]}{\sum_{t=1}^n |RF(t)_{obs}|^2}}. \quad (4.8)$$

RMS es una cantidad que nos permite conocer la magnitud de la variación de la amplitud en cada instante de tiempo.

4.1.4.2. Solución del problema inverso

La forma más general y sencilla de resolver un problema inverso está dada por la ecuación matricial,

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm}. \quad (4.9)$$

Siguiendo las reglas del álgebra matricial, podemos obtener para los parámetros

$$\mathbf{m}^{est} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d}, \quad (4.10)$$

donde \mathbf{G}^{-1} es la inversa del kernel de datos.

Dado que este apartado pretende dar una breve introducción de los métodos de solución del problema inverso se invita al lector a profundizar, si así lo requiriera, en la matemática y condiciones particulares de cada una de las técnicas que nos permiten estimar parámetros basada en la Ecuación (4.10) en el libro de Menke (1989).

Se resume en la Tabla 4.2 el método lineal para resolver el problema inverso y su solución. La descripción de cada método y la demostración de las soluciones se pueden consultar con más detalle en Menke (1989).

Tabla 4.2. Métodos para resolver el problema inverso lineal

Método	Solución
Mínimos cuadrados	$\mathbf{m}^{est} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}$
Mínimos cuadrados amortiguados	$\mathbf{m}^{est} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}$
Mínimos cuadrados pesados	$\mathbf{m}^{est} = (\mathbf{G}^T \mathbf{W}_e \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W}_e \mathbf{d}$
Longitud mínima	$\mathbf{m}^{est} = \hat{\mathbf{m}} + \mathbf{W}_M \mathbf{G}^T [\mathbf{G} \mathbf{W}_M \mathbf{G}^T]^{-1} [\mathbf{d} - \mathbf{G} \hat{\mathbf{m}}]$
Mínimos cuadrados pesados y amortiguados	$\mathbf{m}^{est} = \hat{\mathbf{m}} + [\mathbf{G}^T \mathbf{W}_e \mathbf{G} + \varepsilon^2 \mathbf{W}_M]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W}_e [\mathbf{d} - \mathbf{G} \hat{\mathbf{m}}]$

De la Tabla 4.2 se puede notar que un conjunto de matrices operan sobre el vector de datos y que existe diferencia para resolver el problema entre cada método en función de la cantidad de ecuaciones lineales simultáneas; es decir, para los sistemas sub-determinados, sobre-determinados, una combinación de ellos, o simplemente determinados. Generalizando el problema inverso lineal podemos escribir la solución para los parámetros como

$$\mathbf{m}^{est} = \mathbf{M} \mathbf{d}, \tag{4.11}$$

donde \mathbf{M} es el operador que actúa sobre los datos y puede ser visto como \mathbf{G}^{-g} , que suele ser llamado el inverso generalizado. Para el caso de mínimos cuadrados $\mathbf{G}^{-g} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T$. La Ecuación (4.11) se puede volver a escribir como

$$\mathbf{m}^{est} = \mathbf{G}^{-g} \mathbf{d}. \tag{4.12}$$

4.1.4.3. Métodos Heurísticos

Si imaginamos el espacio de soluciones con sólo un máximo (o mínimo), los métodos de inversión local funcionan sin mayor problema y es posible localizar ese punto que nos representa la mejor estimación para los parámetros y el tiempo. El costo computacional sería mínimo ya que las operaciones son sencillas y no involucran procesos iterativos. Si ahora ese espacio de soluciones tuviera dos o más máximos (o mínimos), un método de inversión local no aseguraría la correcta estimación de los parámetros ya que el rango de búsqueda estaría restringido a la información *a priori* y podría entonces quedarse dentro de un área circundante a un máximo, o mínimo, local y no al global, dado que están imposibilitados a aceptar un modelo que no mejore la función de costo.

Cuando la superficie del espacio de soluciones parece complicada (imaginando un espacio de tres dimensiones); es decir, que presente varios máximos y mínimos pensamos que se trata de un problema no lineal. La mejor estimación, aquella que minimiza el error entre los datos y el cálculo de predicciones con los valores estimados, es la que localizamos en el máximo global, por ello es necesario que el método de búsqueda sea capaz de localizar ese máximo.

Hablaremos de sólo un método de búsqueda global: re-cristalización simulada, propuesto por Kirkpatrick et al. (1983), basado en la formación de cristales a partir de minerales disueltos en

un medio mineral acuoso de alta temperatura. Este método realiza una búsqueda aleatoria dentro del espacio de soluciones.

4.1.4.4. Métodos lineales vs. Heurísticos

Con el conocimiento general de lo que implica resolver un problema inverso, nos enfrentamos ahora con la realidad de reconocer que en las diversas ramas de la geofísica los problemas son raramente lineales.

Atacar el problema mediante métodos heurísticos o de búsqueda global implica realizar procesos iterativos que requieren mayor capacidad de cómputo y tiempo para encontrar el conjunto de parámetros que minimicen el error. Si el problema no es muy complejo y no requiere resolver una gran cantidad de parámetros. El tiempo y memoria de cómputo, actualmente, no representa mayor problema, pues hoy contamos con equipos de cómputo con gran capacidad de procesamiento. En caso de que el problema sea bastante complejo se podría aplicar alguna optimización al código para que la convergencia de los parámetros se acelere y se reduzca el tiempo de cómputo. Podemos resumir las ventajas y desventajas en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3. Métodos lineales contra heurísticos

Lineales		Heurísticos	
Ventajas	Desventajas	Ventajas	Desventajas
Rapidez	Erróneos en caso multi-parámetros	Convergencia a la solución	Tiempo y memoria de cómputo
Implementación sencilla	No siempre hay aproximación lineal	Siempre se pueden resolver	Podrían requerir optimización

4.2. Inversión de las funciones de receptor

En geofísica es muy difícil enfrentarse con problemas lineales. En nuestro caso, las funciones de receptor son un caso fuertemente no-lineal. Dado que el modelo inicial planteado es también multi-paramétrico, intentar resolver el problema inverso lineal, mediante una parametrización, no asegura que los parámetros estimados sean los que se ajusten mejor a las observaciones. Por tal motivo, nos aventuramos a resolver el problema inverso mediante un método heurístico, el cual asegura la convergencia a una solución ya que explora todo el espacio de posibles soluciones y tiene la capacidad de discriminar máximos locales y continuar una búsqueda encauzada hacia el máximo global.

De tres métodos heurísticos frecuentemente utilizados en geofísica: algoritmos genéticos, AG; método de Montecarlo y re-cristalización simulada, SA por sus siglas en inglés, se eligió el último sobre los otros dos para resolver el problema inverso. Los tres métodos anteriores realizan una búsqueda aleatoria dentro del espacio de soluciones pero SA tiene la ventaja de brindar una mejor canalización de búsqueda de los parámetros. Como veremos en la siguiente sección,

conforme madura el proceso será cada vez más difícil aceptar un modelo que no mejore el error entre las observaciones y los datos calculados.

El método de Montecarlo sólo realiza una búsqueda aleatoria y no es capaz de encausar la búsqueda hacia el mínimo global. AG también brinda la característica de búsqueda estocástica pero falla, en comparación con SA, al explorar la vecindad del espacio de soluciones una vez estimados parámetros que mejoran el error. Dada la filosofía del método de AG, basada en la selección natural, se realiza una combinación entre dos modelos, afín a la reproducción sexual, que disminuyen el error entre nuestras observaciones y los datos calculados, sin canalizar efectivamente la búsqueda hacia el mínimo global.

4.2.1. Método de inversión

El método de búsqueda de re-cristalización simulada (SA) es global y es un símil del proceso físico de formación de cristales. En un fluido mineral tenemos en solución los distintos componentes. Las partículas se encuentran distribuidas aleatoriamente. Si el líquido se enfriara abruptamente formaría un vidrio como la obsidiana y no daría oportunidad al crecimiento de minerales, en caso contrario, que la temperatura fuera disminuyendo poco a poco, las partículas se organizarían en un estado de mínima energía siendo capaces de formar cristales (Kirkpatrick et al., 1983).

Entendamos lo anterior como sigue: si la diferencia entre los datos observados y datos sintéticos, que surge de la evaluación de un modelo cuyos parámetros son seleccionados aleatoriamente, disminuye, pensamos que nos acercamos a la vecindad de un máximo local o global. En el proceso de inversión, el parámetro T , regula la velocidad con la que se explora el espacio de soluciones y el parámetro P controla la probabilidad de aceptación de un modelo que no cumpla la disminución del error, logrando sacar al proceso de búsqueda aleatoria de un máximo local. Si T no permite al proceso explorar gran parte del espacio de soluciones, es decir, lo hace rápidamente, se corre el riesgo de quedar atrapado en un máximo local.

4.2.2. Modelo inicial

El modelo con el que se trabajó se presentó en el apartado 4.1.3. Para el primer problema inverso trabajamos con los parámetros H (espesores del modelo de capas), velocidad de onda V_p , y la relación de velocidades $\kappa = V_p/V_s$. Los rangos de búsqueda para los espesores de cinco capas se muestran en la Tabla 4.4. El paso de búsqueda se tomó cada 0.5 km. La búsqueda de κ varía entre 1.6-1.9 cada 0.01 y la velocidad de onda P se tomó constante con un valor V_p acorde para cada capa (Tabla 4.4).

Las conversiones principales, P_s y S_p , en las interfases superiores, tienen pulsos de mayor amplitud ya que las ondas llegan con mayor energía. Es por tal razón que los rangos de búsqueda deben ser limitados, de no hacerlo se corre el riesgo de estimar un espesor erróneo debido a que en el proceso de inversión la búsqueda podría usar un pulso que no corresponde a la discontinuidad de interés.

Tabla 4.4. Rangos de búsqueda de espesores; velocidad de ondas P , V_p , y coeficiente de Poisson, ν , asumidos para cada capa del modelo propuesto.

Capa	$H_{min} - H_{máx}$ [km]	V_p [km/s]	ν
1	25 – 35	6.5	0.29
2	70 – 80	8.0	0.27
3	20 – 30	7.8	0.27
4	5 – 10	6.8	0.27
5	70 – 80	8.0	0.25

Adicionalmente, para la inversión de la función de receptor completa por medio de la generación de sismogramas sintéticos usando la matriz propagadora, se empleó un cociente de Poisson, ν , constante (Tabla 4.4).

La información *a priori* que incluimos limita la búsqueda aleatoria de las posibles soluciones a sólo un espacio de búsqueda de valores físicamente posibles. Los valores aleatorios de espesores para cada capa varían entre los rangos establecidos en la Tabla 4.4.

Para el caso particular de las velocidades de propagación de las ondas, no se restringió el parámetro. Normalmente esperamos, para un modelo de capas superpuestas, que la velocidad en las capas aumente con la profundidad, en nuestro modelo no es el caso. Esperamos tres interfases cuya transición no cumpla con esa característica, es decir, para la LAB continental, oceánica y el techo de la corteza subducida esperamos que la capa, inmediatamente superior a esas interfases, tenga una velocidad mayor que la inferior, por tal razón V_S tuvo un rango de variación general entre 3.3-4.9 km/s.

4.2.3. Proceso de inversión

El proceso de inversión mediante re-cristalización simulada (Kirkpatrick et al., 1993) inicia estableciendo los parámetros del modelo inicial m_0 , criterio de aceptación de modelos T , factor de reducción de T , T_{red} , número de iteraciones máximas KT_{max} , número de modelo aceptados con una cierta probabilidad, definida por

$$P = e^{-\frac{\Delta E}{T}}, \quad (4.13)$$

KT_{acc} , y el parámetro mínimo de T , T_{min} . El proceso se puede seguir en el diagrama de flujo presentado en la Figura 4.3.

Con los parámetros iniciales m_0 , se evalúa el modelo directo y se obtiene una función de receptor sintética

$$d_{calc} = g(m_0) = RF(t)_{sint}. \quad (4.14)$$

A continuación se calcula el error asociado a los parámetros iniciales

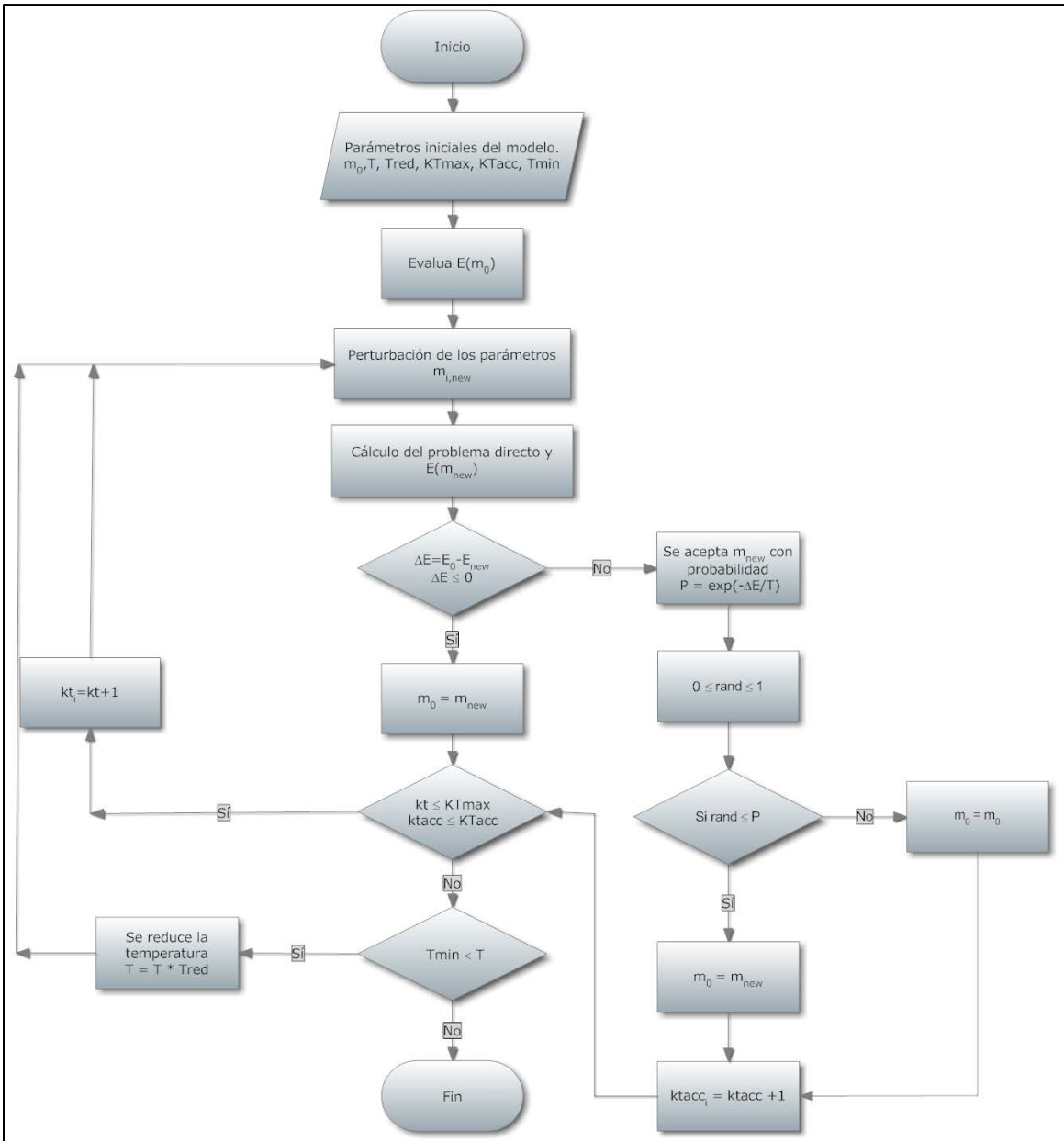


Figura 4.3. Diagrama de flujo del proceso de re-cristalización simulada.

$$E(m_0) = [\sum_{i=1}^n |e_i|^2]^{1/2} = [\sum_{i=1}^n |RF(t)_{obs} - RF(t)_{sint}|^2]^{1/2}. \quad (4.15)$$

A partir de este punto inicia el ciclo iterativo con la perturbación los parámetros. Los nuevos valores se obtienen como

$$m_{new} = m_0 + rand * (m_{max} - m_{min}), \quad (4.16)$$

asegurando que el parámetro se encuentren dentro de los límites establecidos con la información *a priori* (Tabla 4.4). Se calcula el error asociado a los nuevos parámetros $E(m_{new})$ y se obtiene la diferencia

$$\Delta E = E(m_{new}) - E(m_0). \quad (4.17)$$

Si el error es menor que el inicial se reemplazan los parámetros iniciales del modelo m_0 ; es decir

$$m_0 = m_{new}. \quad (4.18)$$

Si el error asociado al nuevo modelo es mayor que el inicial, m_{new} es aceptado dependiendo de una probabilidad establecida en la Ecuación (4.13). Aquí P controla si el modelo deberá conservarse sobre el nuevo modelo (criterio de Metrópolis).

Ahora se verifica que el número de iteraciones o el número de modelos aceptados sea menor al establecido al inicio del proceso, de ser así se perturban los parámetros y se repite el proceso. En caso de no ser así se evalúa si el parámetro T ha llegado al mínimo establecido. Si no se ha reducido hasta T_{min} , se reduce estableciendo un nuevo valor

$$T = T * T_{red} \quad (4.19)$$

y se perturban nuevamente los parámetros para continuar con una nueva iteración. Si T disminuye rápidamente hasta T_{min} , se correrá el riesgo de caer a un mínimo local; en caso contrario, el proceso tardará más pero se asegura localizar el mínimo global.

4.3. Análisis conjunto de funciones de receptor de ondas P y S (FRP y FRS)

En los apartados 3.3.1 y 3.3.2 se presentaron las *FRP* y *FRS*. Zhu y Kanamori (2000) proponen un método para determinar los parámetros H y κ en el que los pulsos correspondientes a la conversión en la discontinuidad de interés y sus múltiplos se suman (o se apilan). Donde esta suma es coherente, se determina la mejor estimación del espesor de la capa H , y la relación de velocidades κ .

La integración para el análisis de las *FRP* y *FRS* se detalla en las siguientes líneas. El análisis conjunto involucró para la primera capa, de la superficie a la discontinuidad de Mohorovičić, las conversiones de onda P a S (Ps , $PpPs$ y $PsPs + PpSs$) y de S a P (Sp), sólo para esta primera capa se tomó la contribución de los múltiplos de P , esquemáticamente presentados en la Figura 3.1. Para las siguientes cuatro capas sólo se tomó la contribución de las conversiones principales (Ps y Sp). Esto porque para el caso particular de la placa subducida, los múltiplos, generados entre el manto continental y el oceánico, llegaban tan cerca entre ellos que las amplitudes, positiva y negativa, no eran suficientemente grandes para reconocerse o parecía que se sumaban entre ellos, por tal razón no fue posible determinar esos dos pulsos por separado en la *FR*. Un factor más para no emplear los múltiplos de las capas inferiores es que en tiempos mayores, la *FR* ya no tiene amplitud suficiente o está contaminada por arribos de conversiones en discontinuidades en el manto superior.

Con las ecuaciones (4.1)-(4.4) podemos estimar los tiempos de arribo teóricos para cada fase. Zhu y Kanamori (2000) proponen

$$s(H, k) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3) \quad (4.20)$$

Estructura sísmica

para realizar el apilado, donde $r(t)$ es la amplitud de la función de receptor. t_1 , t_2 y t_3 están dados por las ecuaciones 4.1-4.3; y w_i son factores de peso para cada arribo. La suma de ellos debe ser igual que uno.

En nuestro estudio conjuntamos la información de las **FRP**

$$s_p(H, k) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3) \quad (4.21)$$

con la de las **FRS**

$$s_s(H, k) = w_4 r(t_4).$$

donde t_4 está dada por la Ecuación 4.4. (4.22)

De tal forma que obtenemos

$$s(H, k) = 0.7 * s_p(H, k) + 0.3 * s_s(H, k), \quad (4.23)$$

la cual tiene la contribución de las fases mostrada en la Figura 3.1. Damos más peso a $s_p(H, k)$. En el caso de la estimación del espesor de la primera capa, los múltiplos de las **FRP** proporcionan más información, dándole robustez a la estimación del parámetro. Se mantiene el peso de $s_p(H, k)$ para las siguientes capas ya que las **FRS** suelen ser más ruidosas, así le brindamos un balance al apilado y aseguramos una mejor estimación de los espesores.

El problema abordado con la metodología de Zhu y Kanamori (2000) y empleado por Persaud et al. (2007), incluye un re-muestro con la técnica de Bootstrap, el cual toma muestras aleatorias con reemplazo de la población original, construye una población hipotética y es posible determinar características importantes de la población, en nuestro caso, la mediana y los intervalos de confianza al 90%. Cada capa incluye 200 muestras para la estimación de los parámetros.

Resolvemos entonces los parámetros H y κ con la función BestHk_PS.m, modificada de BestHk_bAzim.m, escrita en Matlab por X. Pérez-Campos (2003). Esta función realiza el apilado que propone Zhu y Kanamori (2000) para una capa sobre un semi-espacio homogéneo; resuelve el problema inverso con re-cristalización simulada y estima la incertidumbre para determinar los parámetros H y κ . El resultado es el valor de la mediana y el intervalo de confianza al 90% de la distribución de soluciones para los parámetros H y κ .

El programa modificado calcula el apilado propuesto en la Ecuación (4.23) para un modelo de capas mediante un proceso iterativo; es decir, estima los parámetros para la primera capa y éstos entran como dato para la estimación de la siguiente capa; entonces toma como entrada los parámetros estimados de las dos capas anteriores para estimar los de la tercera y el proceso continua hasta la capa n .

Se usan las ecuaciones (4.1)-(4.4) para calcular las diferencias de los tiempos de arribo de las fases directas y las convertidas en la primera discontinuidad; es decir, el parámetro obtenido

Estructura sísmica

H_1 corresponderá al espesor de la primera capa y el parámetro κ_1 , a la relación de velocidades P y S de la misma primera capa. Para calcular los parámetros correspondientes a la capa entre la primera y la segunda discontinuidad (H_2 y κ_2), usamos

$$t_{1_2} = t_{p_{S_2}} - t_p = H_1 \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_{P1}}{\kappa_1}\right)^2} - p_p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{P1}^2} - p_p^2} \right) + H_2 \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_{P2}}{\kappa_2}\right)^2} - p_p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{P2}^2} - p_p^2} \right)$$

y

$$t_{4_2} = t_{s_{P_2}} - t_s = H_1 \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_{P1}}{\kappa_1}\right)^2} - p_s^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{P1}^2} - p_s^2} \right) + H_2 \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_{P2}}{\kappa_2}\right)^2} - p_s^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{P2}^2} - p_s^2} \right).$$

En esta segunda capa H_1 y κ_1 son las estimaciones dadas por la mediana de la distribución de los parámetros obtenidos para la primera capa. Para la siguiente capa, la tercera, los parámetros H_1 , H_2 , κ_1 y κ_2 , son ahora constantes y se estiman H_3 y κ_3 , y así sucesivamente. De tal forma que podemos generalizar como:

$$\begin{aligned} t_{1_n} &= t_{p_{S_n}} - t_p = \\ &= \sum_{i=1}^{n-1} H_i \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_{Pi}}{\kappa_i}\right)^2} - p_p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{Pi}^2} - p_p^2} \right) + H_n \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_{Pn}}{\kappa_n}\right)^2} - p_p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{Pn}^2} - p_p^2} \right), \end{aligned} \quad (4.24)$$

$$\begin{aligned} t_{4_n} &= t_{s_{P_n}} - t_s = \\ &= \sum_{i=1}^{n-1} H_i \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_{Pi}}{\kappa_i}\right)^2} - p_s^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{Pi}^2} - p_s^2} \right) + H_n \left(\sqrt{\frac{1}{\left(\frac{V_{Pn}}{\kappa_n}\right)^2} - p_s^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{Pn}^2} - p_s^2} \right), \end{aligned} \quad (4.25)$$

donde n corresponde al número de capas del modelo, sin contar el semi-espacio. Cuando $n = 1$, se usan los múltiplos de P ; es decir, además empleamos las Ecuaciones (4.2) y (4.3), así como la (4.21) para el apilado $s_p(H, k)$. Para n mayor de 1,

$$s_p(H, k) = r(t_{1_n}). \quad (4.26)$$

Dividimos la inversión de los parámetros para las FRP en rangos de azimut cada 90° y realizamos una inversión más que incluye las FR del rango completo de 0° - 360° ; es decir, obtuvimos cinco estimaciones de cada parámetro en total. La ventana de tiempo para la búsqueda de las fases se seleccionó de 30 s, tiempo suficiente para estimar los espesores de las capas propuestas en nuestro modelo inicial. La Figura 4.4 muestra uno de los grupos de las FRP , en el cual, mediante inspección visual, se determinaron los pulsos correspondientes a las interfases de interés.

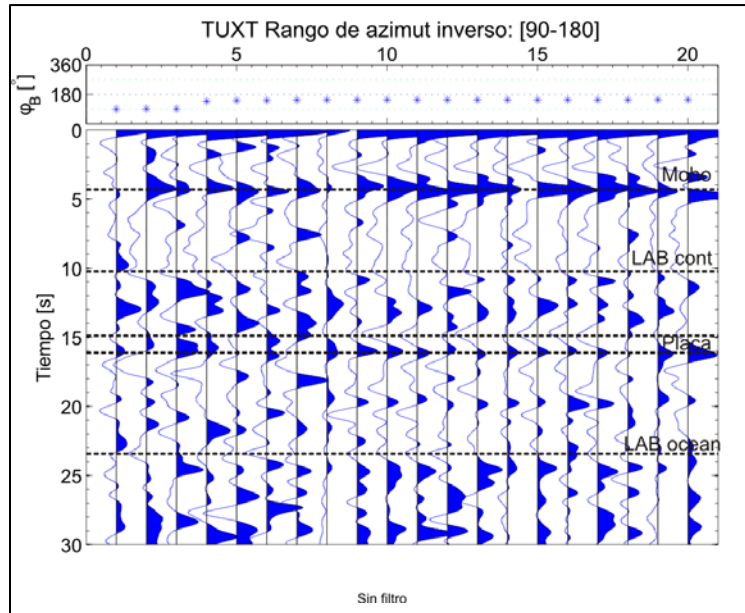


Figura 4.4. Funciones de receptor P para el grupo de azimut inverso de 90° - 180° . La ventana muestra 30 s de las series de tiempo. Las líneas discontinuas en color negro indican los pulsos, identificados visualmente, correspondientes a las siguientes interfases, de arriba hacia abajo, discontinuidad de Mohorovičić (Moho), LAB continental, techo y base de la corteza subducida y LAB oceánica.

La Figura 4.5 muestra, para uno de los grupos (90° - 180°), el modelo de velocidades obtenido mediante el análisis conjunto. Las profundidades de las discontinuidades de interés, identificadas en la Figura 4.4, se representan por las líneas rojas. La línea roja continua determina la mediana y las líneas rojas discontinuas su intervalo de confianza al 90 %. También vemos en línea azul continua el valor de la mediana y en línea azul discontinua los intervalos de confianza de V_S determinada a partir de la relación de velocidades κ estimada en la inversión.

Por otro lado, resolvimos el problema inverso con las FRP , a partir de la generación de sintéticos como se describió en el Apartado 4.1.3, determinando un modelo de velocidades alterno, lo cual nos permite realizar una comparación con los resultados obtenidos del apilado de fases. Se trabajaron los mismo grupos de azimut y para cada uno de ellos se apilaron las FRP , obteniendo una sola traza con la que se comparó el sintético obtenido en el proceso de inversión. En este caso se empleó el programa `FRP_synt.m`, proporcionado en su forma original por V. M. Cruz Atienza (Cruz Atienza, 2000), código escrito en Fortran.

En la Figura 4.6 se muestra en color rojo la FRP observada, en azul el sintético, producto de la estimación de los parámetros en la inversión, y en gris el espacio de posibles soluciones que explora aleatoriamente el algoritmo de inversión. El modelo de velocidades se muestra en la Figura 4.7, la línea en color rojo representa el modelo inicial y corresponde a los valores de la Tabla 4.1, en color azul el modelo sintético que resulta de la estimación de los parámetros en la inversión y en gris el espacio de posibles soluciones. Nuevamente corresponde al grupo que contiene FRP entre 90° - 180° de azimut inverso.

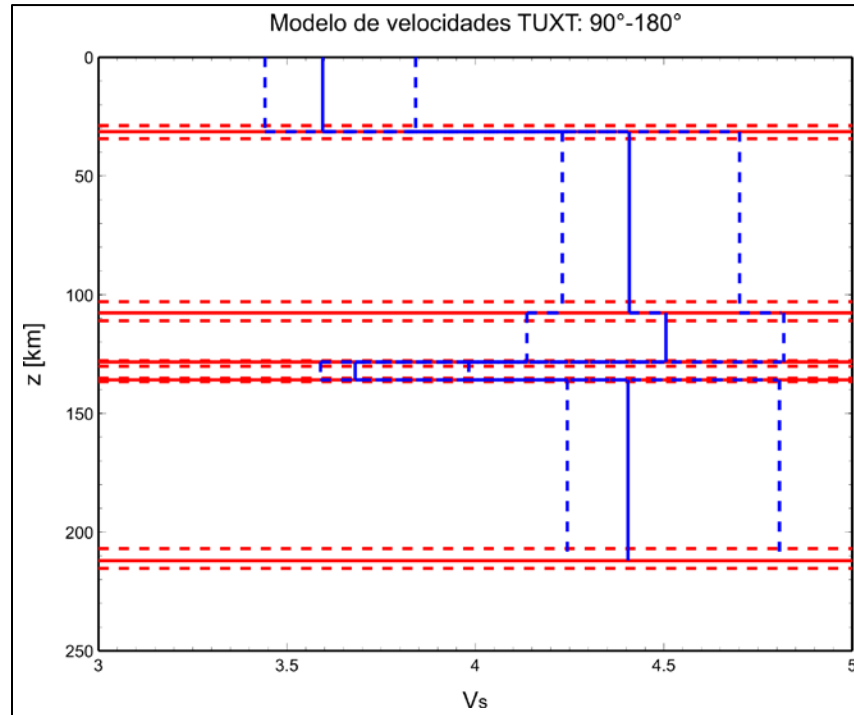


Figura 4.5. Modelo de velocidades obtenido del análisis conjunto de *FRP* y *FRS*, basado en la metodología propuesta por Zhu y Kanamori (2000), y modificado para n capas. Las líneas rojas continuas horizontales determinan la mediana de las discontinuidades de interés y la línea roja discontinua los percentiles 5 y 95. Las líneas azules continuas verticales determinan la mediana de κ y las líneas azules discontinuas los percentiles 5 y 95.

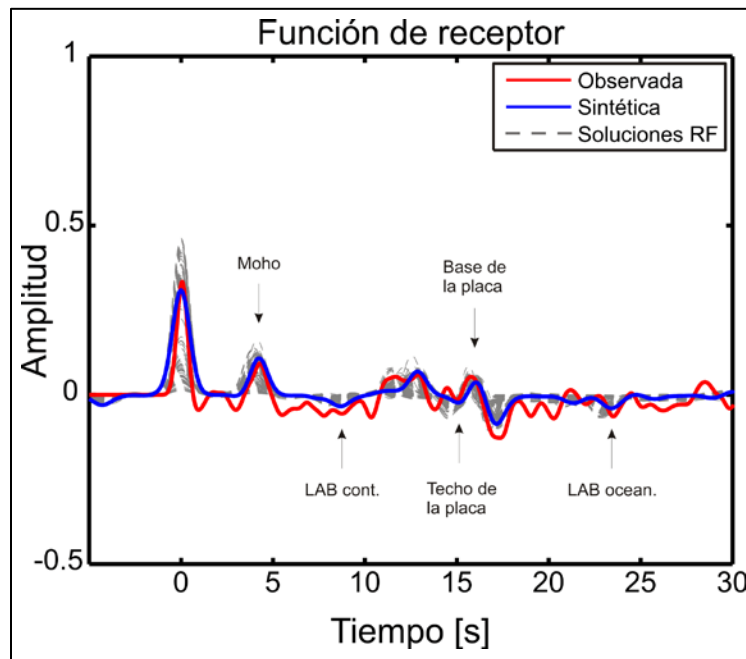


Figura 4.6. Funciones de receptor. El sintético representa las discontinuidades de interés.

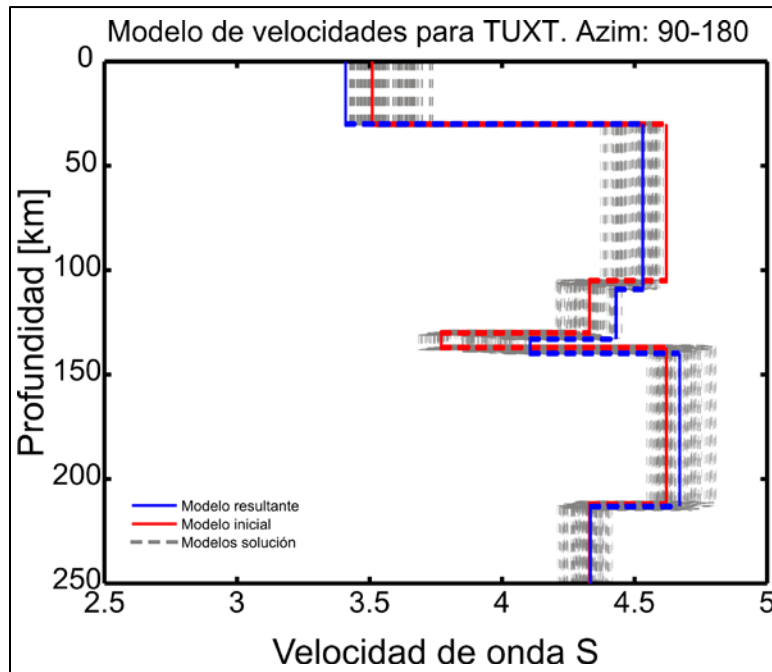


Figura 4.7. Modelos de velocidades; en color rojo, el modelo inicial; en color azul, el modelo resultado de la mejor estimación para los parámetros; y el espacio de posibles soluciones, en color gris.

Los resultados obtenidos a partir del análisis conjunto del apilado propuesto por Zhu y Kanamori (2000), para los espesores H_i y la relación de velocidades κ_i de cada una de las capas, se resumen en la Tabla 4.5. En la Tabla 4.6 se condensan los resultados obtenidos al resolver el problema inverso con las FRP y la generación de sintéticos. Éstos se analizarán y discutirán en el siguiente capítulo.

Tabla 4.5. Espesores H [km] y relaciones de velocidades κ por capa para el modelo de la Tabla 4.1, obtenidos mediante el apilado que proponen Zhu y Kanamori (2000).

BestHk					k				
H [km]					k				
Azimut (°)	Capa	5 percentil	Mediana	95 percentil	Azimut (°)	Capa	5 percentil	Mediana	95 percentil
0-90	1	29.3	31.7	34.1	0-90	1	1.70	1.83	1.89
	2	70.3	73.0	77.9		2	1.61	1.71	1.81
	3	26.4	28.8	29.8		3	1.67	1.81	1.88
	4	5.0	5.2	5.5		4	1.60	1.66	1.80
	5	71.9	76.5	79.7		5	1.68	1.82	1.88
90-180	1	28.9	31.4	34.4	90-180	1	1.69	1.81	1.89
	2	71.6	76.3	79.6		2	1.70	1.81	1.89
	3	20.1	20.7	22.6		3	1.62	1.73	1.89
	4	6.9	7.5	8.2		4	1.71	1.85	1.89
	5	71.0	76.1	79.5		5	1.66	1.82	1.89
180-270	1	27.3	30.1	32.8	180-270	1	1.73	1.84	1.90
	2	70.4	72.9	78.7		2	1.61	1.68	1.80
	3	20.1	20.8	22.3		3	1.61	1.67	1.78
	4	6.0	6.5	7.0		4	1.69	1.81	1.89
	5	71.5	76.8	79.5		5	1.60	1.68	1.80
270-360	1	27.2	30.3	33.2	270-360	1	1.71	1.84	1.90
	2	70.3	73.3	78.9		2	1.61	1.68	1.80
	3	26.7	28.9	29.9		3	1.71	1.83	1.89
	4	8.8	9.6	10.0		4	1.70	1.83	1.90
	5	70.3	72.6	77.9		5	1.61	1.66	1.79
0-360	1	28.2	30.6	33.6	0-360	1	1.70	1.84	1.89
	2	70.2	73.1	78.4		2	1.61	1.68	1.82
	3	25.5	27.8	29.8		3	1.70	1.83	1.90
	4	8.8	9.6	10.0		4	1.71	1.83	1.90
	5	70.8	75.8	79.4		5	1.70	1.82	1.89

Tabla 4.6. Espesores H [km] por capa para el modelo de la Tabla 4.1 obtenidos de la inversión con re-cristalización simulada.

H [km]			H [km]		
Azimut (°)	Capa	Mejor estimación	Azimut (°)	Capa	Mejor estimación
0-90	1	31.2	180-270	1	30.7
	2	78.4		2	76.3
	3	24.0		3	18.1
	4	6.9		4	6.6
	5	70.7		5	81.2
90-180	1	29.9	270-360	1	30.2
	2	79.2		2	76.1
	3	23.9		3	18.9
	4	6.9		4	7.4
	5	73.3		5	73.5
0-360	1	28.4			
	2	74.3			
	3	23.6			
	4	7.5			
	5	78.2			

5. Discusión y conclusiones

En los capítulos anteriores tuvimos la oportunidad de presentar el actual proyecto de investigación. Hablamos un poco sobre la geología de Tuxtepec, Oaxaca, y la zona de Veracruz que se encuentra próxima a la estación. Mencionamos también la tectónica general de la zona y nos enfocamos principalmente en el proceso de subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica.

Uno de los objetivos propuestos en este proyecto consiste en determinar la estructura sísmica que yace justo debajo de la estación, es decir, la profundidad a la que encontramos la discontinuidad de Mohorovičić (Moho), la profundidad de la placa subducida y la localización de LAB continental y oceánica.

Individualmente las *FRP* resultan bastante confiables cuando deseamos determinar la profundidad del Moho y la relación de velocidades κ pues en la estimación de los parámetros se incluye también la contribución de los múltiplos que rebotan entre esta discontinuidad y la superficie libre. Un inconveniente es que la serie de tiempo se contamina de estas fases que rebotan conforme la señal aumenta en el tiempo. Usar individualmente las *FRS* no resulta tan robusto, como con las *FRP*, ya que éstas se encuentran libres de múltiplos que reverberan dentro de las capas, por lo que no es posible usar esta información para un apilado como el propuesto para las *FRP* por Zhu y Kanamori (2000); sin embargo, esta misma ausencia de múltiplos es la ventaja de su uso pues es posible identificar pulsos correspondientes a discontinuidades más profundas y que en las *FRP* podrían estar enmascarados por los múltiplos, como es la frontera litósfera-astenosfera.

Para darle robustez al procedimiento, el algoritmo empleado en este trabajo y descrito en el Capítulo 4, utiliza las *FRP* y *FRS* conjuntamente de tal forma que se sea posible mapear discontinuidades a mayor profundidad.

En la Figura 5.1 se muestra una imagen condensada con los datos de los espesores de las Tablas 4.5 y 4.6. Es posible observar variaciones azimutales, en su mayoría, consistentes entre el método propuesto por Zhu y Kanamori (2000) y adaptado para varias capas superpuestas, y la inversión usando re-cristalización simulada para estimar los modelos de velocidades.

Las posibles variaciones entre grupos y métodos utilizados se analizaron cuantitativamente realizando pruebas de hipótesis. La hipótesis nula se planteó igual al valor obtenido para el grupo de 0° - 360° , en el que todas las funciones de receptor brindan información y es posible considerarlo como el valor promedio para todo el rango de azimut inverso. En caso de que alguno de los valores estimados, perteneciente a alguno de los grupos planteados, discrepe considerablemente del resto, la hipótesis nula toma ese valor.

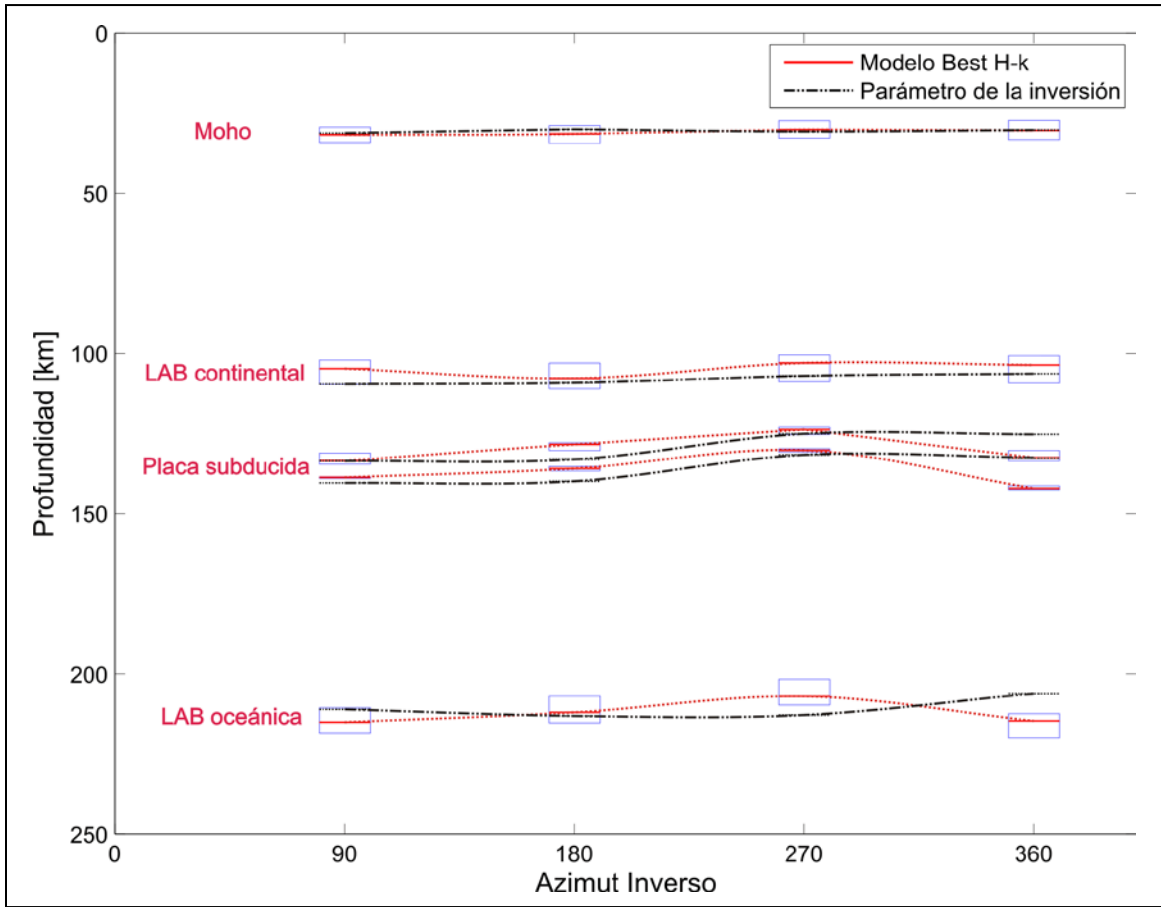


Figura 5.1. Modelo de capas para cada grupo de azimut inverso. Los rectángulos azules representan la distribución de la profundidad estimada para cada discontinuidad, las aristas superior e inferior denotan los percentiles 5 y 95, respectivamente. La línea roja continua, dentro del rectángulo azul, es el valor de la mediana y en color negro corresponde a la mejor estimación que resultó de la inversión. Las líneas discontinuas que abarcan todo el rango de azimut nos ayuda a visualizar las variaciones en la profundidad estimada y los espesores de las capas entre grupos.

Cuando determinamos los intervalos de confianza como los percentiles 5 y 95 y la mediana como valor de tendencia central, intrínsecamente determinamos el nivel de confianza (90%) pues los intervalos se construyen como se muestra en la ecuación

$$\left[\hat{\theta}_{\frac{\alpha}{2}}, \hat{\theta}_{1-\frac{\alpha}{2}} \right] = \tilde{\theta} \pm \hat{\theta} \cdot \widehat{std}, \quad (15.1)$$

donde $\hat{\theta}$ es el valor que toma el estadístico en los percentiles 5 y 95. De forma general, al rechazar o no una hipótesis nula, lo hacemos en todos los casos con un nivel de significancia del 10%, y entendemos esto como la probabilidad de cometer el error de rechazar una hipótesis nula cuando ésta es verdadera. Tomando los intervalos de confianza, concluir si se rechaza o no la hipótesis nula H_0 resulta equivalente a determinar si H_0 queda entre los límites inferior y superior del intervalo de confianza, si lo anterior se cumple la hipótesis nula no se rechaza. En caso de que el

Discusión y conclusiones

valor de H_0 no caiga dentro del intervalo, la hipótesis se rechaza en favor de la hipótesis alterna, H_1 . Gráficamente ejemplificamos el proceso en la Figura 5.2.

En las Tabla 5.1-5.3 se resumen las conclusiones obtenidas de las pruebas de hipótesis ordenadas por método y grupo.

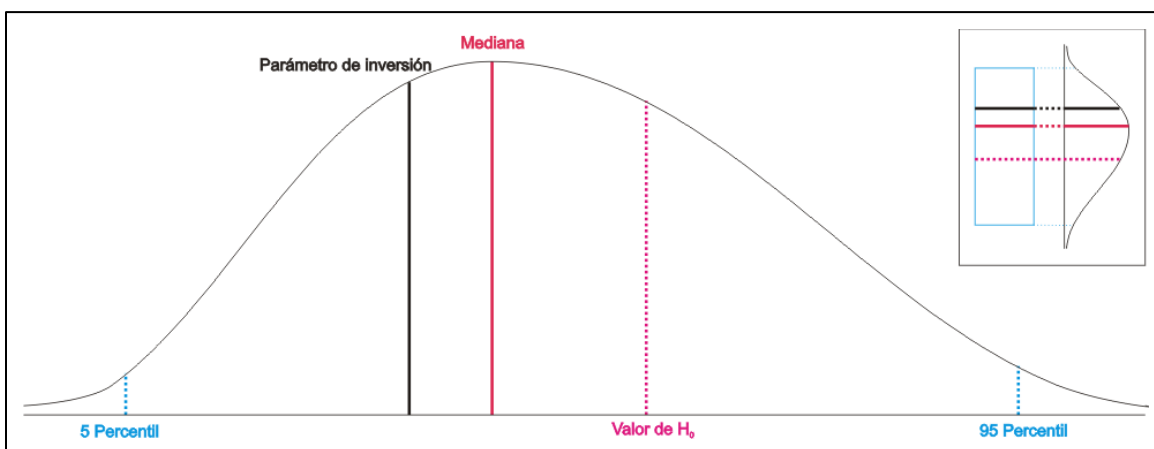


Figura 5.2. Esquema de distribución de probabilidad de uno de los parámetros obtenidos mediante el apilado. Los percentiles 5 y 95 están marcados por una línea discontinua azul, la mediana por una línea roja continua, el parámetro de inversión por una línea continua negra y en línea discontinua magenta el valor de la hipótesis nula H_0 . En ese caso la prueba paramétrica no rechaza H_0 pues cae dentro de los intervalos de confianza del parámetro (5 y 95 percentiles, líneas discontinuas azules).

Tabla 5.1. Pruebas de hipótesis realizadas para los espesores H_i de la Tabla 4.5.

Pruebas de hipótesis. BestHk										
H : Espesor [km]										
α : Nivel de significancia = 10 %										
Azímuth (°)	Capa	$H_0 =$	$H_1 \neq$	Conclusión	Azímuth (°)	Capa	$H_0 =$	$H_1 \neq$	Conclusión	
0-90	1	30.6	30.6	No se rechaza H_0	270-360	1	30.6	30.6	No se rechaza H_0	
	2	76.3	76.3	No se rechaza H_0		2	76.3	76.3	No se rechaza H_0	
	3	27.8	27.8	No se rechaza H_0		3	27.8	27.8	No se rechaza H_0	
	4	9.6	9.6	Se rechaza H_0 en favor de H_1		4	9.6	9.6	No se rechaza H_0	
	5	72.6	72.6	No se rechaza H_0		5	72.6	72.6	No se rechaza H_0	
Azímuth (°)	Capa	$H_0 =$	$H_1 \neq$	Conclusión	Azímuth (°)	Capa	$H_0 =$	$H_1 \neq$	Conclusión	
90-180	1	30.6	30.6	No se rechaza H_0	0-360	1	30.6	30.6	No se rechaza H_0	
	2	76.3	76.3	No se rechaza H_0		2	76.3	76.3	No se rechaza H_0	
	3	27.8	27.8	Se rechaza H_0 en favor de H_1		3	27.8	27.8	No se rechaza H_0	
	4	9.6	9.6	Se rechaza H_0 en favor de H_1		4	9.6	9.6	No se rechaza H_0	
	5	72.6	72.6	No se rechaza H_0		5	72.6	72.6	No se rechaza H_0	
Azímuth (°)	Capa	$H_0 =$	$H_1 \neq$	Conclusión	180-270	1	30.6	30.6	No se rechaza H_0	
1	30.6	30.6	No se rechaza H_0	2		76.3	76.3	No se rechaza H_0		
2	76.3	76.3	No se rechaza H_0	3		27.8	27.8	Se rechaza H_0 en favor de H_1		
3	27.8	27.8	Se rechaza H_0 en favor de H_1	4		9.6	9.6	Se rechaza H_0 en favor de H_1		
4	9.6	9.6	Se rechaza H_0 en favor de H_1	5		72.6	72.6	No se rechaza H_0		
5	72.6	72.6	No se rechaza H_0							

Tabla 5.2. Pruebas de hipótesis realizadas para κ de la Tabla 4.5

Pruebas de hipótesis. BestHk									
κ = Relación de velocidades Vp/Vs									
α : Nivel de significancia = 10 %									
Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión	Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión
0-90	1	1.84	1.84	No se rechaza H ₀	270-360	1	1.84	1.84	No se rechaza H ₀
	2	1.81	1.81	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		2	1.81	1.81	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	3	1.67	1.67	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		3	1.67	1.67	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	4	1.66	1.66	No se rechaza H ₀		4	1.66	1.66	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	5	1.66	1.66	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		5	1.66	1.66	No se rechaza H ₀
Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión	Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión
90-180	1	1.84	1.84	No se rechaza H ₀	0-360	1	1.84	1.84	No se rechaza H ₀
	2	1.81	1.81	No se rechaza H ₀		2	1.81	1.81	No se rechaza H ₀
	3	1.67	1.67	No se rechaza H ₀		3	1.67	1.67	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	4	1.66	1.66	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		4	1.66	1.66	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	5	1.66	1.66	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		5	1.66	1.66	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión	180-270	1	1.84	1.84	No se rechaza H ₀
180-270	2	1.81	1.81	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		2	1.81	1.81	No se rechaza H ₀
	3	1.67	1.67	No se rechaza H ₀		3	1.67	1.67	No se rechaza H ₀
	4	1.66	1.66	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		4	1.66	1.66	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	5	1.66	1.66	No se rechaza H ₀		5	1.66	1.66	No se rechaza H ₀

Tabla 5.3. Pruebas de hipótesis realizadas para los espesores de la Tabla 4.6

Pruebas de Hipótesis. Inversión									
H: Espesor [km]									
α : Nivel de significancia = 10 %									
Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión	Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión
0-90	1	30.6	30.6	No se rechaza H ₀	270-360	1	30.6	30.6	No se rechaza H ₀
	2	76.3	76.3	No se rechaza H ₀		2	76.3	76.3	No se rechaza H ₀
	3	27.8	27.8	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		3	27.8	27.8	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	4	9.6	9.6	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		4	9.6	9.6	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	5	72.6	72.6	No se rechaza H ₀		5	72.6	72.6	No se rechaza H ₀
Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión	Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión
90-180	1	30.6	30.6	No se rechaza H ₀	0-360	1	30.6	30.6	No se rechaza H ₀
	2	76.3	76.3	No se rechaza H ₀		2	76.3	76.3	No se rechaza H ₀
	3	27.8	27.8	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		3	27.8	27.8	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	4	9.6	9.6	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		4	9.6	9.6	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	5	72.6	72.6	No se rechaza H ₀		5	72.6	72.6	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
Azimut (°)	Capa	H ₀ =	H ₁ ≠	Conclusión	180-270	1	30.6	30.6	No se rechaza H ₀
180-270	2	76.3	76.3	No se rechaza H ₀		2	76.3	76.3	No se rechaza H ₀
	3	27.8	27.8	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		3	27.8	27.8	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	4	9.6	9.6	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		4	9.6	9.6	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁
	5	72.6	72.6	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁		5	72.6	72.6	Se rechaza H ₀ en favor de H ₁

En las Figuras 5.3 y 5.4 mostramos los resultados generales de las pruebas de hipótesis realizadas para cada una de las capas y ordenadas por azimut inverso. Los rectángulos azules corresponden a la distribución desde el percentil 5 hasta el 95, la mediana se muestra en línea continua roja, el resultado de la inversión en línea continua negra y en color magenta la hipótesis nula H₀. Los recuadros en las figuras no tienen la misma escala sobre el eje de la profundidad (eje de las ordenadas) de tal forma que se pudieran resaltar las características detalladas anteriormente si es que se rechaza H₀.

El hecho de no rechazar H₀, para las profundidades estimadas a partir de los espesores H_i, nos permite concluir, dadas las estimaciones para cada grupo, que la discontinuidad es horizontal. En caso de que se rechace H₀, en favor de la hipótesis alterna, significaría que en ese cuadrante la profundidad varía en función del azimut y es posible calcular un ángulo de inclinación, dependiendo del modelo o la situación tectónica del sitio. Por ejemplo, en el proceso de

Discusión y conclusiones

subducción se espera observar variaciones azimutales que reflejen la inclinación de la placa subducida.

En el caso de las pruebas de hipótesis realizadas para κ , el planteamiento y rechazo de H_0 , relaciona directamente las propiedades del medio. Dado que H_0 se eligió como valor estimado para el grupo completo, de 0° - 360° , el no rechazar H_0 implica que la relación de velocidades no varía significativamente en la capa inmediata superior a la discontinuidad de interés. En caso de que se rechace H_0 en favor de H_1 podríamos pensar, antes de aseverar que las propiedades del medio cambian radicalmente, que en realidad se están estimando propiedades en una zona diferente.

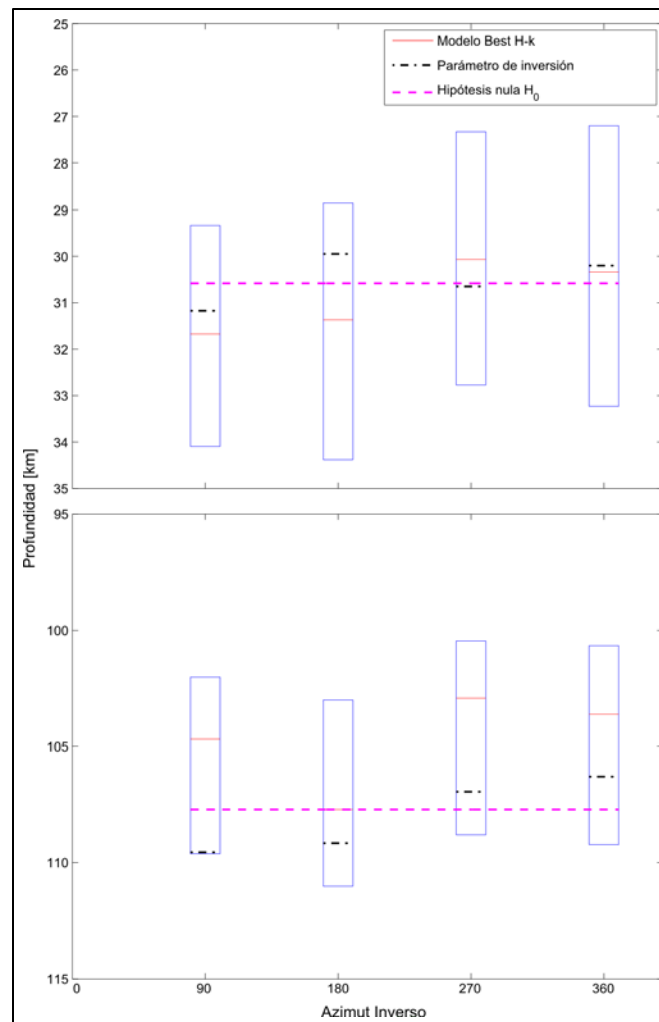


Figura 5.3. Pruebas de hipótesis correspondientes a la zona continental del modelo de velocidades. El recuadro superior corresponde a la discontinuidad de Mohorovičić y el recuadro inferior a LAB continental. Para observar los detalles de las pruebas de hipótesis las escalas son diferentes. Los rectángulos azules representan la distribución de la profundidad estimada para cada discontinuidad, las aristas superior e inferior denotan los percentiles 5 y 95, respectivamente. H_0 no se rechaza para ningún grupo de azimuts.

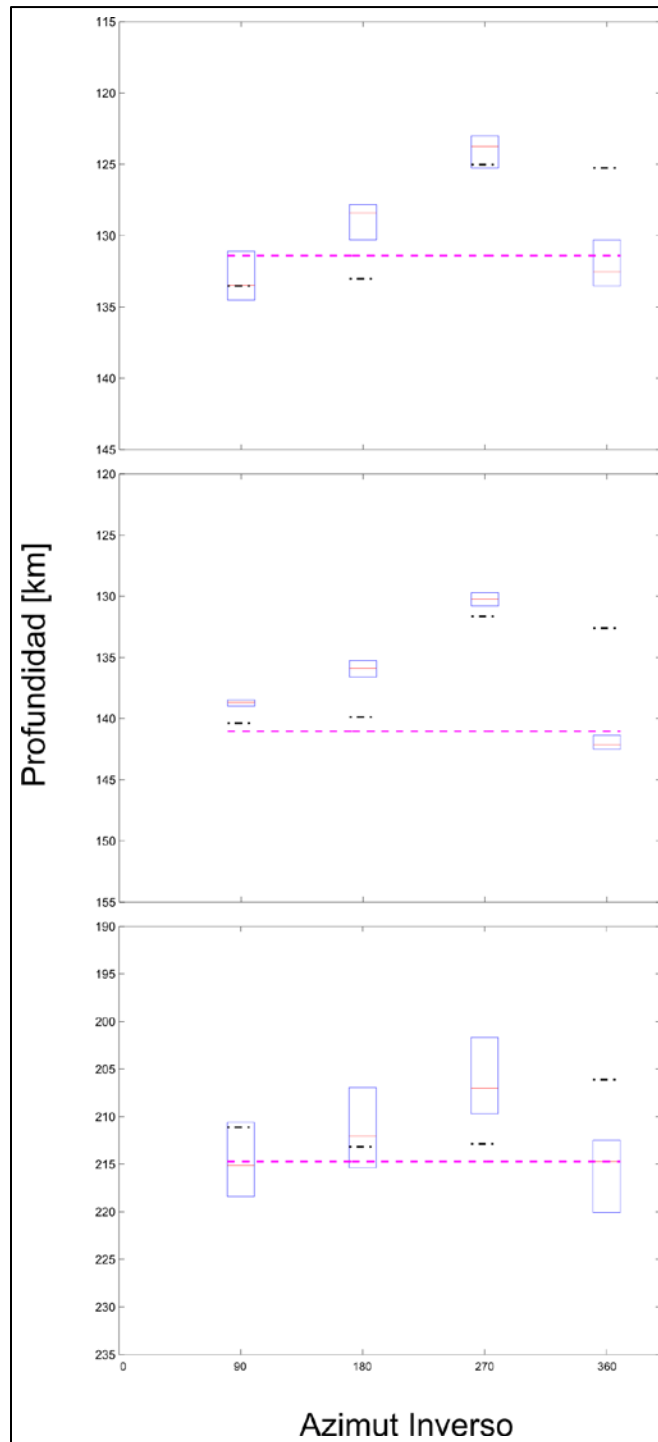


Figura 5.4 Pruebas de hipótesis correspondientes a la zona oceánica del modelo de velocidades. Los recuadros superior e intermedio corresponden al techo y base de la placa subducida, respectivamente, y el recuadro inferior corresponde a LAB oceánica. Para observar los detalles de las pruebas de hipótesis las escalas son diferentes. Los rectángulos azules representan la distribución de la profundidad estimada para cada discontinuidad, las aristas superior e inferior denotan los percentiles 5 y 95, respectivamente. Al rechazarse H_0 implica que se tienen diferentes profundidades para ese grupo de azimuts.

5.1. Discontinuidad de Mohorovičić

Identificamos la discontinuidad entre la corteza y el manto superior (Moho) a los 30.6 (28.2, 33.6) km de profundidad. De las pruebas de hipótesis realizadas, ninguna rechaza la hipótesis nula, de tal forma que apoyamos estadísticamente el parecido en los resultados para cada uno de los grupos, concluyendo que Moho por debajo de la estación TUXT puede representarse como una discontinuidad horizontal. La relación de velocidades κ se estimó en 1.84 (1.70, 1.89) y las pruebas de hipótesis tampoco rechazan H_0 en ningún caso, apoyando también su parecido, concluyendo en este caso, que la corteza continental podría estar hidratada dado que el valor κ es un poco alto.

El resultado obtenido en este trabajo para la estación TUXT, aunque se encuentra fuera de la línea principal del perfil VEOX, es congruente con los espesores de la corteza continental, entre 30-50 km, reportados por Melgar y Pérez-Campos (2011). También lo es con los espesores estimados por Espíndola-Castro (2009) en las estaciones del Servicio Sismológico Nacional TPIG (Tehuacán, Puebla) al noroeste de TUXT, OXIG (Oaxaca, Oaxaca) al suroeste y TUIG (Tuzandepetl, Veracruz) aproximadamente al este, con valores de 35.9, 41.8 y 23.7 km, respectivamente.

En la Figura 5.5 se muestra un mapa con las curvas de iso-profundidad del Moho donde se integra nuestra estimación con los resultados que presentan Melgar y Pérez-Campos (2011) y Espíndola-Castro (2009).

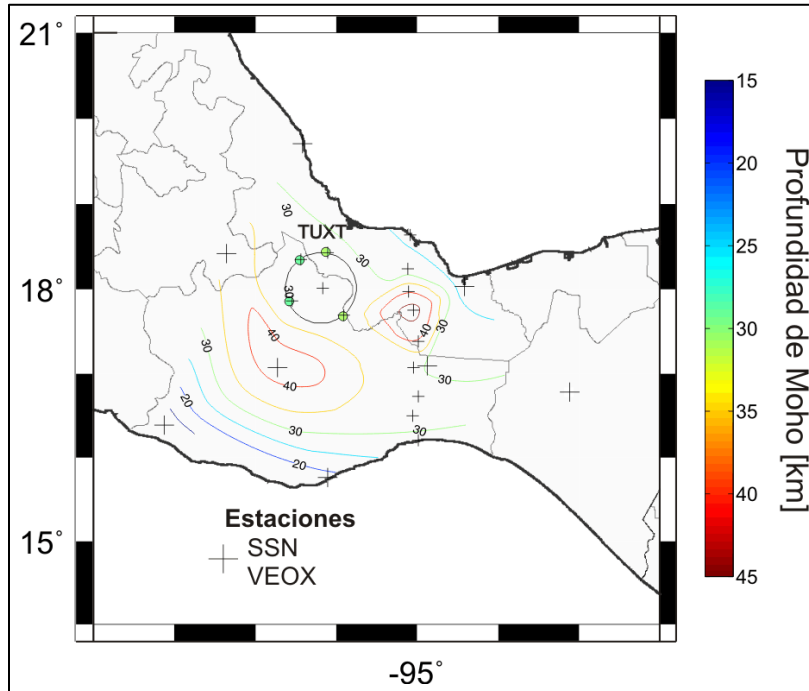


Figura 5.5. Curvas de iso-profundidad del Moho para el área circundante a TUXT. El círculo en línea negra alrededor de TUXT denota la distancia horizontal donde se llevan a cabo las conversiones de las fases en las discontinuidades. Los círculos pequeños en color verde denotan la profundidad estimada en función del azimut inverso.

5.2. Placa subducida

Estimamos un espesor de 9.6 (8.8, 10.0) km para la corteza oceánica de la placa de Cocos, localizando los pulsos correspondientes al techo y la base. La localización de la base de la corteza oceánica se estimó a 141.0 (132.7, 151.7) km de profundidad. Podemos identificar una pequeña variación azimuthal, posiblemente debida a la inclinación que tiene la placa en subducción. En la Figura 5.1 observamos que la parte más somera de la placa se ubica en el cuadrante correspondiente al grupo de 180°-270° y es congruente entre los métodos con los que obtuvimos los parámetros de los modelos de velocidades.

Espíndola-Castro (2009) también reporta la profundidad de la base de la placa a 68.4 y 67.5 km para las estaciones TPIG y OXIG, respectivamente. Desafortunadamente no reporta la localización para la estación TUIG pero reporta para la estación CMIG (Matías Romero, Oaxaca) una profundidad de ~150 km. Melgar y Pérez-Campos (2011) reportan un echado de ~26° y una profundidad entre ~125 km y ~150 km para la placa de Cocos por debajo del perfil VEOX. En la Figura 5.6 se muestra un mapa de la geometría de la placa integrando nuestra estimación.

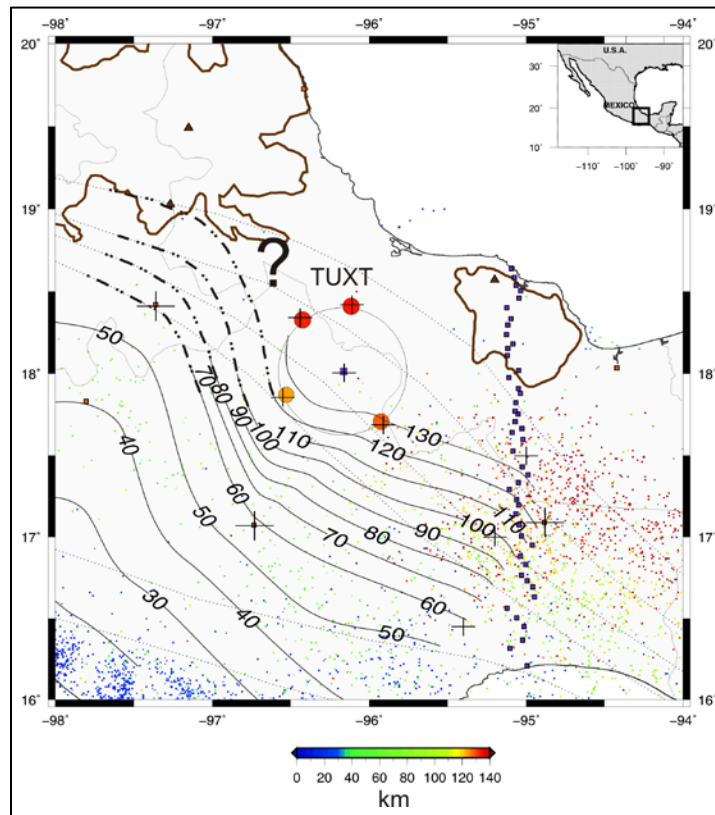


Figura 5.6. Geometría de la placa de Cocos en la región cercana a Tuxt. La circunferencia en línea negra representa la distancia horizontal en donde se llevan a cabo las conversiones P_s . Los pequeños círculos sobre la circunferencia denotan el valor de la profundidad del techo de la corteza oceánica en función del azimut inverso.

Con los resultados anteriores concluimos que la placa de Cocos por debajo de la estación TUXT se encuentra en una zona de transición y presenta una geometría compleja del fenómeno. Por un lado, hacia el oeste de Oaxaca colindando con Guerrero, la placa se hunde de manera subhorizontal con una dirección perpendicular a la trinchera (Pérez-Campos et al., 2008), para luego subducir con un ángulo $\sim 75^\circ$ por debajo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Husker y Davis, 2009). Por otro lado, por debajo del Istmo de Tehuantepec la placa tiene un ángulo constante de $\sim 26^\circ$ (Melgar y Pérez-Campos, 2011). Imaginarse la geometría entre estas dos áreas de estudio es complicado porque ese cambio abrupto es posible explicarlo si pensamos que la placa sufrió una rotura. La cobertura de estaciones no permite esclarecer perfectamente la transición entre los resultados de los proyectos MASE y VEOX. Nuestro estudio propone una transición sutil, sólo dentro de un radio de 150 km alrededor de la ubicación de TUXT, dada la distancia horizontal que es capaz de mapear el método de las *FRP*. En la Figura 5.6 mostramos un área, marcada con un signo de interrogación, en donde no es clara la geometría de la placa. Esa zona requiere de mayor atención y estudio.

La hipótesis nula para el espesor de la corteza oceánica se tomó como $H_0: \widetilde{\mu}_H = 9.6$ km, valor estimado para el grupo que contiene todas las funciones de receptor. Sólo para el grupo de 270° - 360° no se rechaza la hipótesis nula. De aquí suponemos que este grupo tiene una mayor contribución cuando se realiza la estimación de los parámetros para el grupo completo.

Las pruebas de hipótesis realizadas para κ de la corteza oceánica rechazan $H_0: \widetilde{\mu}_\kappa = 1.66$ para todos los grupos, valor obtenido para el grupo de 0° - 90° . Concluimos entonces que el valor de κ es 1.83 (1.71, 1.90), el cual es el valor promedio para el grupo. Un valor pequeño de κ podría deberse a la deshidratación de la capa. En este caso el valor favorecido de 1.83 puede atribuirse a una baja presión de poro.

5.3. Frontera litósfera-astenosfera (LAB) continental y oceánica

Localizamos LAB continental a 103.6 (98.4, 111.9) km de profundidad sin presentar una variación azimutal considerable para los grupos estudiados. Las pruebas de hipótesis realizadas para la capa comprendida entre el Moho y LAB continental no rechazan la hipótesis nula $H_0: \widetilde{\mu} = 76.3$ km para el espesor de la capa. Tanto la hipótesis nula como los parámetros de inversión caen dentro de la región de aceptación de las distribuciones obtenidas para cada grupo. Con este análisis definimos que los métodos, usados para definir un modelo de velocidades, son congruentes entre sí.

El caso de LAB oceánica es un poco más complejo. Observamos una ligera variación azimutal, congruente con la que presenta la capa correspondiente a la corteza subducida. El cuadrante con la estimación que atribuye una capa más somera corresponde, al igual que el de la corteza subducida, al grupo de 180° - 270° , localizando a LAB oceánica a 207.0 (195.2, 220.4) km de profundidad y en la parte más profunda 216.8 (203.5, 231.1) km, las diferencias en profundidad son similares a los de la placa subducida. Nuestros resultados son congruentes dado el mecanismo de subducción que presenta la placa. Las pruebas de hipótesis, planteando $H_0: \widetilde{\mu} = 72.6$ km para el espesor de la capa entre el Moho y LAB oceánica, no rechazan en favor de H_1 para ningún

grupo, excepto para el valor estimado mediante la inversión del grupo de 180° - 270° el cual presenta una diferencia de ~ 10 km comparada con el resto de los grupos y métodos. Desafortunadamente el caso de κ es más complejo ya que los intervalos de confianza estimados se encuentran casi en los límites permitidos para la búsqueda del parámetro. Además los primeros dos grupos (0° - 90° y 90° - 180°) estiman un valor alto ~ 1.82 y los dos restantes ~ 1.67 . La justificación de estas tendencias puede deberse a la distancia horizontal donde se llevan a cabo las conversiones de las fases. Si LAB oceánica se encuentra a más de 200 km de profundidad, la distancia entre el receptor y el punto donde se llevan a cabo las conversiones se encuentre a una distancia mayor de 150 km, por lo que para los primeros dos grupos (0° - 180°) es probable que en realidad de esté mapeando una región hacia el este y para los dos grupos restantes (180° - 360°) una región diferente hacia el oeste.

5.4. Modelo de velocidades

Tras haber discutido y analizado los resultados obtenidos presentamos ahora el modelo de velocidades que define la estructura sísmica debajo de la estación TUXT en Tuxtepec, Oaxaca.

La discontinuidad de Mohorovičić continental se localiza a una profundidad de 30.6 (28.2, 33.6) km sin mostrar variación de espesor dependiente del azimut. La relación de velocidades κ para la corteza continental se estimó en 1.84 (1.70, 1.89). La frontera litósfera-asténósfera continental se localizó a los 103.6 (98.4, 111.9) km de profundidad y tampoco muestra variación azimutal; la relación de velocidades para la capa entre Moho y LAB continental se estimó en 1.68 (1.61, 1.82). La base de la corteza subducida se localizó a una profundidad de 141.0 (132.7, 151.7) km y se obtuvo para κ de la corteza oceánica un valor de 1.83 (1.71, 1.90). Localizamos la frontera litósfera-asténósfera oceánica a una profundidad de 216.8 (203.5, 231.1) km con un valor de κ , entre el Moho y LAB oceánica, de 1.66 (1.60, 1.80). La Figura 5.7 muestra el modelo que acabamos de describir.

Para darle mayor validez al modelo propuesto, particularmente para establecer que la profundidad a la que encontramos la corteza subducida es razonable, revisamos el catálogo del Servicio Sismológico Nacional (<http://www.ssn.unam.mx>). La zona de búsqueda se restringió entre las latitudes $16^{\circ}00'00''$ y $18^{\circ}00'00''$ y las longitudes $-98^{\circ}00'00''$ y $-94^{\circ}00'00''$, para sismos con magnitudes mayor de 3.0 y el periodo de búsqueda abarcó desde el día 1° de enero de 2006 hasta el 9 de marzo de 2013. Obtuvimos un histograma de los eventos que cumplieron con las condiciones anteriores de tal forma que podemos detectar características importantes de la distribución de los sismos.

Observamos tres tendencias importantes. Se tiene un primer grupo de sismos, con el mayor número de eventos, 470. Estos tienen una profundidad entre 15 y 30 km; dada su profundidad, son sismos que sucedieron dentro de la corteza continental. Un segundo grupo muestra eventos más profundos pero en menor cantidad, 190. Estos probablemente sean sismos inter-placa, ubicados aproximadamente hasta 150 km desde de la trinchera, dentro del territorio mexicano, y podrían ser atribuidos a la interacción de las placas de Cocos y Norteamericana. El

Discusión y conclusiones

tercer grupo, con un número considerable de eventos, aproximadamente 500, se localiza entre dos intervalos de frecuencia correspondientes cuya profundidad varía entre 112 y 140 km. Los hipocentros de este último grupo parecen ser congruentes con la localización de la placa que presentamos en el modelo de velocidades.

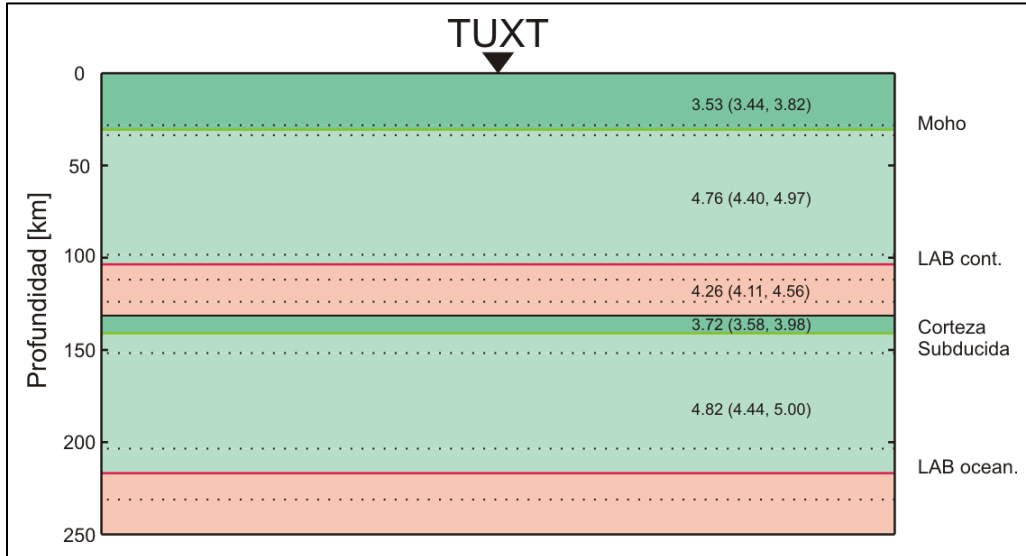


Figura 5.7. Modelo de velocidades en función de V_S determinado en el presente proyecto. Las líneas continuas representan el valor de la mediana para la profundidad estimada y las líneas discontinuas son sus intervalos de confianza al 90%.

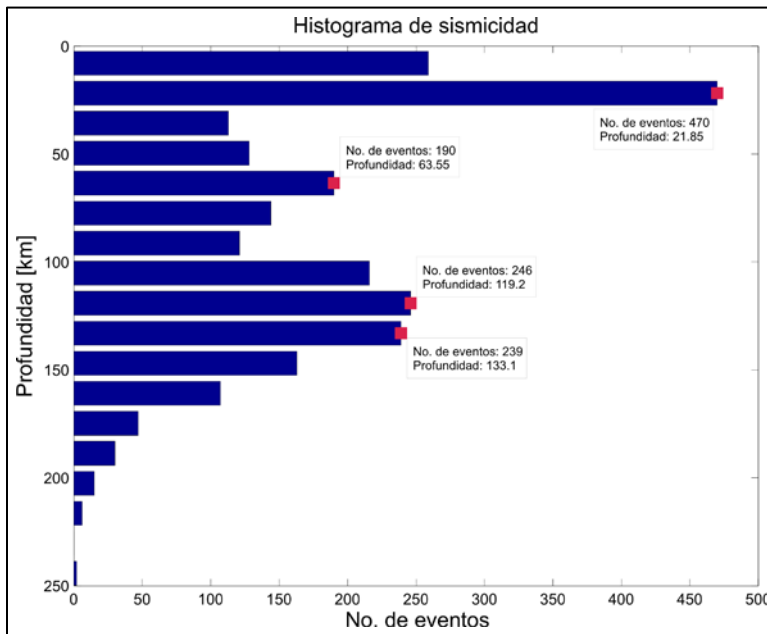


Figura 5.8. Histograma obtenido a partir de sismos con magnitud mayor de 3.0 registrados en la zona alrededor de TUXT entre latitudes 16°00'00" y 18°00'00" y las longitudes -98°00'00" y -94°00'00".

Discusión y conclusiones

En la Figura 5.9 se muestra un histograma de los sismos que se localizaron dentro del círculo alrededor de Tuxtla (Tuxt) mostrado en la Figura 5.6. Aunque la sismicidad es baja, existe y no debe ignorarse. Es difícil concluir si alguna de las barras corresponde a la profundidad de la placa, techo o base, dado que tenemos muy pocos eventos, además que tampoco se cuenta con demasiada información sobre sus mecanismos. Sin embargo, su profundidad es consistente con las profundidades que determinamos para la placa, 131.4 (123.9, 141.7) km para el techo y 141.0 (132.7, 151.7) km para la base de la corteza oceánica.

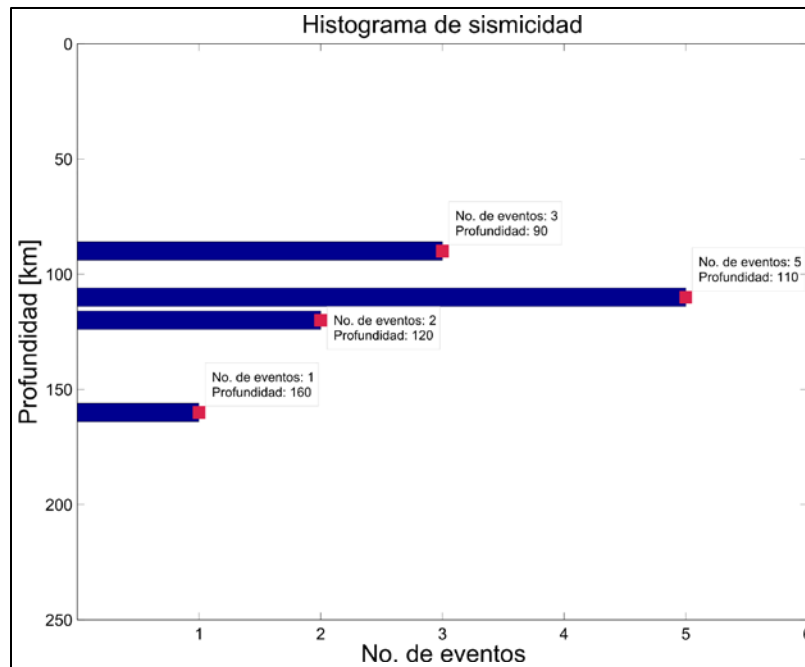


Figura 5.9. Histograma obtenido a partir de sismos con magnitud mayor a 3.0 registrado en la zona alrededor de Tuxt dentro del círculo dibujado en la Figura 5.6.

5.5. Conclusiones

Retomando el Capítulo 2 donde hablamos del sitio donde se encontró la estación temporal, determinamos que los niveles de ruido, aunque no son despreciables, muestran una tendencia hacia la curva de ruido bajo propuesta por Peterson (1993). De ser posible, el sitio es ideal para instalar una estación permanente. Será importante alejarse de las fuentes de ruido cultural donde sea constante el uso de maquinaria y tránsito, tanto vehicular como peatonal. Sin duda el tipo de instalación de las estaciones de banda ancha del SSN ayudará a reducir estas contribuciones de ruido. Así mismo será vital buscar un sitio en roca dura, recordemos que Tuxtepec se encuentra cerca de la cuenca del río Papaloapan donde los sedimentos se encuentran poco consolidados.

Proponemos un modelo de la estructura sísmica por debajo de la estación en el cual identificamos cuatro discontinuidades de interés: Moho y LAB, continentales y oceánicas. En la Figura 5.5 pudimos observar la localización de esas interfases. El modelo obtenido es congruente con estudios previos de la corteza (Melgar Moctezuma, 2009; Melgar y Pérez-Campos, 2011;

Discusión y conclusiones

Espíndola-Castro, 2009) del área próxima a Tuxtepec, Oaxaca. La geometría de la placa no se esclarece con la información que proporcionamos. En nuestro caso observamos que la base de la placa se encuentra a 141.0 km. Por debajo de TUXT parece que la transición es continua hacia el Istmo de Tehuantepec donde la placa subduce con un ángulo de 26° (Melgar Moctezuma, 2009; Melgar y Pérez-Campos, 2011). Justo el eje que atraviesa las líneas discontinuas en la Figura 5.6, identificadas con el signo de interrogación, determinaría si la transición sigue siendo continua o se presenta una rotura en la placa.

A pesar de que la metodología de las funciones de receptor de onda P y onda S son usadas frecuentemente para determinar la estructura de la corteza y el manto superior, cada una tiene sus ventajas y desventajas. En las FRP los múltiplos en la corteza nos sirven para determinar con mayor certidumbre el espesor y la relación de velocidades de la primera capa, mientras que usamos las FRS cuando tenemos la sospecha de que esos múltiplos pueden enmascarar los pulsos correspondientes a discontinuidades más profundas.

En este proyecto nos aventuramos a realizar un análisis conjunto para tratar de cubrir los huecos que entre metodologías se presentan. Los resultados son congruentes entre los métodos implementados.

Sin importar el alcance de uno u otro método, a veces los problemas recaen en la información que se puede obtener de la naturaleza. Mencionamos esto porque dada la escasa cobertura azimutal que se tuvo, sobre todo de la zona correspondiente al grupo de 0° a 90° , se obtuvieron muy pocas funciones de receptor, lo cual dificultó determinar con claridad qué sucede con discontinuidades que presentan geometrías complejas, como es el caso la placa subducida. Desafortunadamente nuestro trabajo no pudo resolver completamente la geometría de la placa de Cocos. Sin embargo, brinda nueva información sobre un área que estaba poco estudiada, probablemente porque los métodos tradicionales no eran capaces de determinar la estructura por debajo del sitio. A pesar de ello, con los algoritmos descritos la respuesta de los métodos fue buena y quedamos satisfechos con nuestros resultados.

Los procesos realizados podrán ser útiles como base para el estudio de otros sitios. Proponemos estimar los niveles de ruido en la estación de tal forma que podamos conocer la relación señal-ruido en el sitio. El siguiente proceso será obtener las FRP y FRS y analizarlas individual o conjuntamente como propone Zhu y Kanamori (2000). En este estudio concluimos que el análisis conjunto brinda estimaciones más robustas. En el siguiente proceso proponemos la inversión de las FRP de tal forma que podamos comparar los resultados obtenidos del análisis conjunto. Como último paso, sugerimos un análisis estadístico mediante pruebas de hipótesis. Éste último proceso permitirá determinar cuantitativamente la variación de la profundidad en función del azimut inverso.

Mostramos que el análisis conjunto de FRP y FRS , como propone Zhu y Kanamori (2000), ofrece buenos resultados para estimar un modelo de velocidades. Dado el alcance de la tesis, no se pudo incluir la inversión de FRS . Llevar a cabo este proceso o incluso una inversión conjunta de

Discusión y conclusiones

FRP y *FRS*, mediante *SA*, podría brindar modelos de velocidades más robustos que los obtenidos en este proyecto.

El siguiente paso será estudiar la zona en la que todavía no se ha esclarecido cómo es la transición de la placa. El método de funciones de receptor es una excelente opción para cumplir éste objetivo.

Además, un perfil que abarque un eje con dirección N 20° E y que pase por Oaxaca y el sur de Puebla, hacia Veracruz, que cubra esa zona aún sin resolver, podría brindar información importante sobre la transición en el ángulo con que subduce la placa de Cocos. Aunado al perfil, se propone un análisis de anisotropía que nos ayude a determinar alguna dirección de flujo o identificar patrones que nos sugieran una rotura.

Bibliografía

Ammon, C. J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81 (6), 2504-2510.

Clayton, R. y Wiggins, R., 1976. Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 47 (1). 151-177.

CONAGUA, 2002. Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero cuenca río Papaloapan, estado de Veracruz. Gerencia de Aguas Subterráneas. Comisión Nacional del Agua. 11 pp.

Cooley, J., y Tukey, J., 1965. An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series. *Mathematics of Computation*, 19, 297–301.

Cruz Atienza, V., 2000. Inversión global con Algoritmos Genéticos y Cristalización Simulada, aplicada a funciones de receptor: modelos estructurales de velocidades para la corteza en la República Mexicana. Facultad de Ingeniería. UNAM. Tesis de licenciatura. 215 pp.

DeMets, C., Gordon, R., y Argus, D., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 80 pp.

Dougherty, S., Clayton, R. y Helmberger, D., 2012. Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate. *Journal of Geophysical Research*. 17 pp.

Espíndola Castro, V., 2009. Modelos de velocidad cortical en México utilizando funciones de receptor en las estaciones de la red nacional de banda ancha. Instituto de Geofísica. UNAM. Tesis de Doctorado. 120 pp.

Husker, A. y Davis, P., 2009. Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City, *Journal of Geophysical Research*, 114, 15 pp.

Kennet, B. y Engdahl, E., 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophysic Journal International*, 105, 429-465.

Kennett, B., 2000. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*. ANU E Press. Australia. 288 pp.

Kirkpatrick, S., Gelatt, C.D., and Vecchi, M.P., 1983. Optimization by Simulated Annealing. *Science*, 220, 671–680.

Langston, C., 1979. Structure under Mount Rainer, Washington, Inferred by teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749-4762.

Bibliografía

Ma, Y., Loures, L. y Margrave, G., 2004. Seismic modeling with the reflectivity method. CREWES Research Report, 16, 7 pp.

Mammerickx, J. y Klitgord, K., 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *Journal of Geophysical Research*, 87 (B8), 6,751-6,759.

McNamara, D., Buland, R., 2004. Ambient Noise Levels in the continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94 (4), 1517-1527.

Melgar Moctezuma, D., 2009. El proceso de subducción en la Zona del Istmo de Tehuantepec a partir de funciones receptor. Facultad de Ingeniería. UNAM. Tesis de Licenciatura. 143 pp.

Melgar, D. y Pérez-Campos, X., 2011. Imaging the Moho and Subducted Oceanic Crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from Receiver Functions. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1449-1460.

Menke, W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, Inc. USA. 285 pp.

Müller, D. Sdrolías, M., Gaina, C., Roest, W., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (4), 19 pp.

Nelson, S., González-Caver, E. y Kyser, K., 1995. Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contrib Mineral Petrol*, 12, 191-211.

Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la mixteca baja. *Revista. Instituto de Geología, UNAM*, 2 (2), 112-131.

Pardo, M. y Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B7), 12,357-12,373.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis P.M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S. K., Manea, V. C., and Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico, *Geophysical Research Letters*, 35, 6 pp.

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L., Gómez-Tuena, A. y Martens, U., 2009. Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstructions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. UNAM*, 26 (1), 201-221.

Persaud, P., Pérez-Campos, X. y Clayton, R., 2007. Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions. *Geophysics Journal International*, 170 (2), 687-699.

Peterson, J., 1993. Observations and modeling of seismic background noise, open-file report (93-322). U.S. Geological Survey, Albuquerque, New Mexico. 95 pp.

Rodríguez, S. y Morales, W., 2010. *Geología. Gobierno del Estado de Veracruz. México*, 43-64.

Bibliografía

Santana, J., Ortíz, M., Mah Eng, M., 2007. Análisis morfo estructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM, 68, 7-24.

Silva-Romo, G. y Mendoza-Rosales, C., 2009. Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del bloque de Chortís. Revistas Mexicana de Ciencias Geológicas, 26 (1), 165-176.

Soudou, F., 2005. Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions. GeoForschungsZentrum Potsdam, Stiftung des öffentlichen rechts. Tesis doctorado. 170 pp.

Suárez, G. y Jiménez, Z., 1987. Sismo en la Ciudad de México y el terremoto del 19 de septiembre de 1985. Cuadernos del Instituto de Geofísica. Instituto de Geofísica. UNAM. 52 pp.

UNAVCO Plate Motion Calculator. UNAVCO [en línea]. Actualizado 06 de octubre de 2012. [Fecha de consulta: 21 de marzo 2013]. Disponible en http://www.unavco.org/community_science/science-support/crustal_motion/dxdt/model.html

Zhu, L., Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. Journal of Geophysical Research, 105 (B2), 2969-2980.

Apéndices

Apéndices

Apéndice A. Catálogo de eventos telesísmicos para *FRP*

Evento	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Segundo	Latitud	Longitud	Profundidad
1	2007	8	15	23	40	57.89	-13.39	-76.6	39
2	2007	8	16	5	16	56.15	-14.28	-76.13	23
3	2007	8	16	11	35	30.33	-14.35	-76.13	35
4	2007	8	17	13	18	13.22	-13.6	-76.6	48
5	2007	8	18	2	52	35.4	-13.81	-76.29	30
6	2007	8	19	1	22	40.66	-13.63	-76.62	26
7	2007	8	20	22	42	29.18	8.04	-39.25	10
8	2007	8	26	12	37	31.19	-17.46	-174.34	127
9	2007	10	2	18	0	6.86	54.53	-161.71	32
10	2007	10	2	18	3	54.99	54.42	-161.7	48
11	2007	11	14	15	40	50.59	-22.23	-69.88	40
12	2007	11	15	15	3	8.59	-22.84	-70.32	27
13	2007	11	15	15	5	58.24	-22.92	-70.19	26
14	2007	11	17	17	54	33	-23.06	-70.58	16
15	2007	11	19	23	30	28.9	-22.79	-70.77	29
16	2007	11	20	17	55	52.14	-22.9	-70.41	19
17	2007	11	21	12	55	5.52	-24.82	-68.44	115
18	2007	11	29	19	0	19.65	14.97	-61.26	147
19	2007	12	16	8	9	17.93	-22.95	-70.18	45
20	2007	12	19	9	30	27.26	51.36	-179.52	29
21	2007	12	26	22	4	56.19	52.58	-168.2	35
22	2008	1	5	11	1	5.35	51.26	-130.75	10
23	2008	2	8	9	38	14.1	10.67	-41.9	9
24	2008	2	21	2	46	17.88	77.08	18.57	10
25	2008	3	22	21	24	11.27	52.18	-178.72	132
26	2008	3	24	20	39	7.63	-20.04	-68.96	120
27	2008	4	15	22	59	51.41	51.87	-179.36	10
28	2008	4	16	5	54	19.66	51.87	-179.16	13
29	2008	5	2	1	33	37.24	51.86	-177.53	14
30	2008	6	15	8	37	17.2	-36.62	-107.45	10
31	2008	6	22	23	56	30.03	67.7	141.28	18
32	2008	6	26	21	19	15.58	-20.77	-173.34	38
33	2008	7	5	2	12	4.48	53.88	152.89	632
34	2008	7	8	9	13	7.46	-15.99	-71.75	123
35	2008	7	19	22	39	52.7	-17.34	-177.31	391
36	2008	7	24	1	43	16.14	50.97	157.58	27
37	2008	7	25	0	29	22.97	51.28	178.98	21
38	2008	8	19	16	30	13.21	-15.09	-173.48	8
39	2008	8	26	21	0	36.61	-7.64	-74.38	154
40	2008	9	10	13	8	14.94	8.09	-38.72	10
41	2008	10	19	5	10	33.91	-21.86	-173.82	29
42	2008	11	24	9	2	58.76	54.2	154.32	492
43	2008	12	24	9	11	34.29	-17.29	-171.91	9

Apéndices

44	2009	1	15	17	49	39.07	46.86	155.15	36
45	2009	2	18	21	53	45.16	-27.42	-176.33	25
46	2009	3	6	10	50	29.15	80.26	-1.8	9

Apéndice B. Catálogo de eventos telosísmicos para *FRS*

Evento	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Segundo	Latitud	Longitud	Profundidad
1	2007	10	31	3	30	17.31	18.90	145.36	223
2	2007	11	20	12	52	59.20	-6.91	155.67	52
3	2007	11	27	11	49	58.27	-10.95	162.15	16
4	2007	12	9	7	28	20.09	-26.00	-177.51	152
5	2007	12	19	9	30	27.19	51.36	-179.52	29
6	2008	2	10	12	22	2.10	-60.80	-25.59	8
7	2008	2	14	10	9	22.14	36.50	21.67	29
8	2008	3	3	9	31	2.03	46.41	153.18	10
9	2008	3	14	22	32	9.14	26.99	142.60	11
10	2008	3	18	8	22	47.18	-29.25	-177.44	25
11	2008	3	22	21	24	11.22	52.18	-178.72	132
12	2008	4	9	11	13	17.09	-20.17	168.86	13
13	2008	4	9	11	23	40.09	-20.18	168.90	35
14	2008	4	9	12	46	12.09	-20.07	168.89	33
15	2008	4	15	22	59	51.15	51.87	-179.36	10
16	2008	4	16	5	54	19.16	51.87	-179.16	13
17	2008	4	24	12	14	49.24	-1.23	-23.50	10
18	2008	6	13	23	43	45.13	39.03	140.88	7
19	2008	6	22	23	56	30.22	67.70	141.28	18
20	2008	6	30	6	17	44.30	-58.22	-22.10	19
21	2008	7	3	3	2	37.03	-23.37	-179.78	581
22	2008	7	5	2	12	4.05	53.88	152.89	632
23	2008	7	23	15	26	19.23	39.80	141.46	108
24	2008	7	24	1	43	16.24	50.97	157.58	27
25	2008	7	25	0	29	22.25	51.28	178.98	21
26	2008	8	19	16	30	13.19	-15.09	-173.48	8
27	2008	9	1	4	0	39.01	-25.39	-177.64	171
28	2008	9	4	16	9	51.04	-31.56	-177.81	26
29	2008	9	11	0	20	50.11	41.89	143.75	25
30	2008	9	29	15	19	31.29	-29.75	-177.68	36
31	2008	10	19	5	10	33.19	-21.86	-173.82	29
32	2008	11	7	7	19	35.07	-14.83	168.03	13
33	2008	11	24	9	2	58.24	54.20	154.32	492
34	2008	12	17	10	55	59.17	-17.74	-178.37	530
35	2008	12	20	10	29	23.20	36.54	142.43	19
36	2008	12	21	9	16	44.21	36.54	142.32	13
37	2008	12	24	9	11	34.24	-17.29	-171.91	9
38	2009	1	15	7	27	20.15	-22.35	170.63	27
39	2009	1	15	17	49	39.15	46.86	155.15	36
40	2009	2	18	21	53	45.18	-27.42	-176.33	25
41	2009	2	28	14	33	5.28	-60.47	-24.75	10
42	2009	3	6	7	1	47.06	-15.19	-173.29	3
43	2009	3	19	18	17	40.19	-23.04	-174.66	31

Apéndices

44	2009	9	29	17	48	10.29	-15.49	-172.10	18
45	2009	10	1	6	13	32.01	-15.39	-173.25	10
46	2009	10	2	15	47	9.02	-17.02	174.51	10
47	2009	10	7	22	3	14.07	-13.01	166.51	45
48	2009	10	10	21	24	38.10	47.85	152.46	112
49	2009	11	9	10	44	54.09	-17.24	178.34	590
50	2009	11	24	12	47	15.24	-20.71	-174.04	18
51	2009	12	10	2	30	52.10	53.42	152.76	656
52	2010	1	5	12	15	32.05	-9.02	157.55	15
53	2010	2	13	2	34	28.13	-21.90	-174.77	11
54	2010	2	19	11	13	19.19	-21.84	-175.12	10
55	2010	2	22	7	0	52.22	-23.64	-176.04	25
56	2010	3	4	14	2	27.04	-13.57	167.23	176
57	2010	5	6	11	35	29.06	-55.72	-127.94	10
58	2010	6	26	5	30	19.26	-10.63	161.45	35
59	2010	6	28	12	7	30.28	30.67	141.54	41
60	2010	7	4	21	55	51.04	39.70	142.37	27
61	2010	7	18	5	56	44.18	52.88	-169.85	14
62	2010	8	4	4	46	20.04	-26.92	-177.24	18
63	2010	8	4	12	58	24.04	51.42	-178.65	27