



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

**TRANSICIÓN DEL ÁNGULO DE SUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE COCOS EN LA ZONA
CENTRO-SUR DE MEXICO**

TESIS

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

PRESENTA:

MIGUEL ÁNGEL RODRÍGUEZ DOMÍNGUEZ

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. XYOLI PÉREZ CAMPOS
(Instituto de Geofísica, UNAM)

MIEMBROS DEL JURADO:

DR. RAÚL CASTRO ESCAMILLA (CICESE)
DR. ALLEN LEROY HUSKER (IGEOF, UNAM)
DR. ARTURO IGLESIAS (IGEOF, UNAM)
DR. LUCA FERRARI (CGEO, UNAM)

CIUDAD DE MÉXICO, AGOSTO DE 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Contenido

Resumen.....	1
Abstract	3
1. Introducción.....	4
2. Región Centro-Sur de México	7
2.1. Tectónica	7
2.2. Geología.....	10
2.2.1. Terreno Xolapa.....	12
2.2.2. Terreno Mixteco.....	12
2.2.3. Terreno Oaxaca	12
2.2.4. Terreno Juárez.....	12
2.2.5. Terreno Maya.....	12
2.2.6. Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)	12
3. Procesamiento de datos.....	14
3.1. Preparación de datos	14
3.1.1 Catálogo de datos	14
3.1.2 Selección automática de fases (SAF).....	16
3.2. Rotación de las componentes.....	23
3.3. Ecuación.....	23
3.3.1. Función de receptor.....	24
4. Análisis de funciones de receptor	28
4.1. Inversión $H - \kappa$	29
4.1.1. Resultados de la inversión $H - \kappa$	34
4.2. Descomposición empírica de modos ensamblada, complementaria y automatizada (ACEEMD).....	37
4.2.1. Resultados de la retroproyección con ACEEMD	41
5. Discusión y conclusiones	47
5.1. Discontinuidad de Mohorovičić (Moho).	47
5.2. Geometría de la placa de Cocos	50
5.3. Conclusiones.....	53
5.4. Recomendaciones.	54

Contenido

Bibliografía	56
Apéndice I. Funciones de receptor normalizadas y retroproyectadas	63
Apéndice II. Red de estaciones utilizadas	68

Resumen

El centro-sur de México es una región tectónicamente compleja. En esta zona la placa de Cocos presenta un cambio en el ángulo de subducción. En el centro de México la placa de Cocos subduce con un ángulo suave hasta aproximadamente 75 km desde la trinchera; después subduce horizontalmente hasta aproximadamente 250 km desde la costa y finalmente entra con un ángulo más pronunciado por debajo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Hacia el sur del país, la subducción de la placa es moderadamente inclinada sin presentar alguna variación. La transición entre estas dos geometrías en el centro-sur de México aún no se ha resuelto por completo.

Para determinar cómo se está llevando a cabo esta transición obtuvimos, mediante un proceso automático, las funciones de receptor de un arreglo de estaciones sismológicas conformado por cinco redes: la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN); la Red Sísmica de Veracruz (UV); la red de Oaxaca (OxNet); el perfil Veracruz-Oaxaca (VEOX); y el arreglo enfocado en el estudio de la geometría de la placa de Cocos (GECO), distribuidas en los estados de Oaxaca, Puebla y Veracruz.

A partir de un apilado de las funciones de receptor, tanto de onda P como de onda S , obtenemos la topografía de la discontinuidad entre la corteza y el manto (Moho) y la profundidad de la placa de Cocos. También, reconstruimos las funciones de receptor, usando una descomposición empírica de modos. Esta técnica permite seleccionar un número determinado de funciones para resaltar distintas discontinuidades. Retroproyectamos las amplitudes obtenidas de la descomposición sobre perfiles perpendiculares y paralelos a la trinchera Mesoamericana con el objetivo de delinear las discontinuidades de interés: Moho continental y oceánico; así como la frontera litósfera-astenosfera.

El espesor de la corteza estimado en la región muestra variaciones relacionadas con los terrenos tectonoestratigráficos. Cerca de la costa del océano Pacífico observamos los espesores menores, al igual que en la región cercana al Golfo de México. Los espesores mayores se observan en la región central del estudio y por debajo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

La retroproyección de las funciones de receptor sobre dos perfiles cercanos a la zona de transición en la geometría de la placa, muestra una variación del ángulo de subducción y de la profundidad de la placa de Cocos. En conjunto con la profundidad estimada a partir de la variación acimutal de las funciones de receptor, obtenemos una imagen de la geometría de la placa en donde se delinea su continuidad.

El análisis de la sismicidad histórica, principalmente de eventos de profundidad intermedia, intraplaca y mecanismo de falla normal cercanos a la zona de transición, la disminución aparente de ésta, aunada con la continuidad observada del análisis de las

Resumen

funciones de receptor, sugieren que la placa presenta una ruptura en desarrollo en la frontera noreste de Oaxaca, cerca de Tuxtepec, y Veracruz.

Abstract

The south-central region of Mexico is tectonically complex. Particularly, Cocos plate changes its dip along the convergent margin. The transition of the slab geometry from horizontal to steep, in central Mexico, to gently steeping, in the south, has not been entirely resolved. To define how this process is taking place we compute, through the implementation of an automatic process, receiver functions from stations belonging to five seismic networks: the broadband network of Servicio Sismológico Nacional (SSN), the Veracruz Seismic Network (UV), the Oaxaca Network (OxNet), the Veracruz-Oaxaca array (VEOX), and the Geometry of Cocos array (GECO), which are deployed in the Oaxaca, Puebla and Veracruz states.

By stacking the receiver functions obtained from P and S waves, we get the topography of the continental Moho and the location of the Cocos plate at depth. We also reconstruct the RF through an empirical mode decomposition. This technique allows us to select a certain amount of functions to enhance several discontinuities. We backproject the amplitudes obtained from the decomposition along profiles perpendicular and parallel to the Middle American Trench to identify the continental and oceanic Moho and the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB).

The crustal thickness estimated for the studied area shows variations that correlate with tectonostratigraphic terrains. Near the Pacific coast and in the region close to the Gulf of Mexico (Veracruz state) we observe the crust is thin. In contrast, in central Oaxaca and below the Trans-Mexican Volcanic Belt we observe a thicker crust.

Backprojection of the RF over two profiles in the zone of transition, between flat to moderately dipping, the slab geometry shows a slight variation of the plate's dip. Combined with the depth estimated from the azimuthal variation of the receiver functions, we obtain an image of the slab geometry that shows its continuity.

An analysis of the historical intermediate depth seismicity (mainly intraplate events with normal mechanisms), its apparent decrease, combined with the continuity observed from the receiver functions, suggest that a tear might be currently developing in the zone where the plate changes its geometry, at the northern boundary of Oaxaca, nearby Tuxtepec, and Veracruz.

1. Introducción

México es un país con una gran diversidad de estructuras geológicas. En su territorio encontramos cadenas montañosas, volcánicas y una considerable variedad de unidades litológicas, huella del pasado de la Tierra. Tal diversidad es el resultado de la complejidad tectónica generada por los diferentes tipos de interacción que existen entre las placas de Norteamérica, del Pacífico, de Cocos, de Rivera y del Caribe.

La complicada geometría que presenta la subducción de la placa de Cocos ha motivado a la comunidad científica, en respuesta con la sociedad civil, a evaluar el peligro sísmico y volcánico asociado con la subducción de ésta. Dado que la evaluación del peligro depende fuertemente del conocimiento que se tenga de la mecánica de las placas, es de interés científico conocer con mayor detalle características como la geometría y localización de la placa de Cocos, el grado de acoplamiento en la zona sismogénica, la sismicidad regional, los estados de esfuerzos y la relación con aspectos más complejos como la fuente sísmica, dinámica de ruptura de eventos importantes, flujo de calor en el manto, por mencionar algunos.

La placa de Cocos subduce por debajo de la placa de Norteamérica con una geometría compleja. Frente a las costas del estado de Michoacán, la placa subduce con un ángulo aproximado de 25° (Pardo y Suárez, 1995). Yang et al. (2009) estudiaron la tectónica en este margen entre Cocos y Rivera y mediante inversión tomográfica de arribos de onda *P* determinaron que la placa de Rivera subduce con un ángulo más pronunciado comparado con el ángulo con que subduce Cocos, además a partir de los 150 km de profundidad observan una brecha en la imagen tomográfica que interpretan como una ruptura que separa las dos placas en profundidad.

Por otra parte, Dougherty et al. (2012) modelaron la estructura sísmica de las placas de Rivera y Cocos enfocándose principalmente en la transición entre el segmento de subducción normal (con echado moderado) y el segmento horizontal de la placa de Cocos, que se ubica hacia el centro de México (Pérez-Campos et al., 2008). Gracias a la identificación del límite oeste de una capa de ultra baja velocidad (USL, por sus siglas en inglés) previamente identificada, mediante el estudio de ondas convertidas y reflexiones telesísmicas por Song et al. (2009), aunado al cambio del ángulo de subducción, Dougherty et al. (2012) proponen que la placa subducida está dividida por una ruptura en Cocos Norte y Cocos Sur, y que esta ruptura sigue la proyección de la zona de fractura de Orozco (ZFO).

Melgar y Pérez-Campos (2011), mediante el estudio de un perfil de FR a lo largo del istmo de Tehuantepec, determinaron que la placa subduce con un ángulo aproximado de 26° en la región sur del país.

La transición observada en Cocos Sur, entre una subducción horizontal, extendida aproximadamente por 250 km desde la trinchera para después subducir con un echado pronunciado de 74° , en el centro de México (Pérez-Campos, 2008; Husker y Davis; 2009; Kim et al. 2010) y una subducción moderadamente inclinada frente a la costa de Chiapas observada por Melgar y Pérez-Campos (2011) sigue aún sin definirse por completo. Estudios anteriores de funciones de receptor (Espíndola-Castro, 2009; Rodríguez-Domínguez, 2012) presentan evidencia sobre esta transición pero los alcances de cada estudio no brindan información suficiente para explicar cómo se está dando este cambio ni sus implicaciones tectónicas.

Dos propuestas han tratado de explicar el cambio observado. Dougherty y Clayton (2015), mediante un análisis de sismicidad y modelado de onda, proponen un modelo de estructura e infieren una ruptura para explicarlo; por otro lado, Fasola et al. (2016) analizan la sismicidad local, los tremores no volcánicos (NVT, por sus siglas en inglés) y el deslizamiento lento para proponer que la geometría de la placa presenta una fuerte curvatura debido a un estado de saturación de momento de flexura, en el cual la resistencia al doblamiento de un cuerpo se reduce y permite su deformación.

Un análisis de funciones de receptor de onda P y de onda S permitirá obtener modelos de estructura sísmica en la región centro-sur de México y brindará información para determinar cómo es la transición del ángulo de subducción, de horizontal a moderadamente inclinada, en Cocos Sur.

En el Capítulo 2 se presenta la geología y la tectónica del centro-sur de México, estableciendo el marco de referencia físico sobre el cual discutiremos nuestros resultados. Haremos un breve recuento de la historia tectónica y describiremos, a grandes rasgos, las unidades geológicas de la región.

Detallaremos en el Capítulo 3 la metodología general para producir las funciones de receptor, señales que reflejan la estructura relativa de la Tierra, obtenidas a partir de registros telesísmicos. Describiremos la implementación de un proceso de selección automática de fases y explicaremos las razones que nos llevaron a implementar este proceso.

Con la ayuda de dos procesos, inversión no lineal con cristalización simulada y retroproyección de las funciones de receptor, previamente reconstruidas por funciones empíricas de modos, obtenemos imágenes de la estructura que reflejan la topografía del Moho continental y la geometría de la placa de Cocos. Esto se describe en el Capítulo 4.

Cerramos esta tesis, con el Capítulo 5, discutiendo y comparando los resultados obtenidos con estudios previos y su relación con el marco geológico y tectónico planteado en el Capítulo 2. Mostramos que el espesor determinado para la corteza continental es congruente con otros estudios y presentamos su topografía con un mayor detalle. Además, gracias a un análisis acimutal y proyección de las amplitudes de las FR sobre perfiles

Introducción

perpendiculares y paralelos a la trinchera Mesoamericana (TMA) y recopilación de la sismicidad histórica intraplaca, presentamos una imagen de la placa de Cocos en donde observamos su continuidad y proponemos que posiblemente se esté desarrollando una ruptura.

2. Región Centro-Sur de México

El registro del paso del tiempo, en la Tierra, ha quedado grabado en las rocas que componen la corteza terrestre. Los procesos que generan y reciclan material están basados en la teoría de la tectónica de placas, en ella se describe la interacción del gran rompecabezas que constituye la capa más superficial de la Tierra.

La creación de nueva corteza en las dorsales oceánicas registra la dirección del campo magnético terrestre en el momento en que la roca se enfría, debido al contenido de minerales ferromagnéticos del material que ha ascendido desde el interior de la Tierra hasta los océanos, en donde se solidifica para crear piso oceánico; los pliegues que forman largas cadenas montañosas, debido a la gran fuerza que ejercen grandes bloques de roca sobre otros bloques; el descubrimiento de fósiles marinos en cimas de montañas y cerros, o apartados a miles de kilómetros en diferentes continentes; todos estos mecanismos son ejemplos que llevan entrañablemente la historia de la evolución de la Tierra.

En este capítulo describiremos la tectónica reciente, y la geología de la región centro-sur de México. Empezaremos por mencionar las placas que interactúan en el territorio nacional y nos enfocaremos, principalmente, en la placa de Cocos y la de Norteamérica, las cuales tiene mayor influencia dentro del área de estudio; así mismo describiremos, a grandes rasgos, los terrenos geológicos que constituyen la corteza en los estados de la región de interés.

Dado que este estudio tiene una escala regional y se enfoca a la tectónica contemporánea, los pormenores de la evolución de los terrenos geológicos no se incluye, ya que es tema de investigación con otro enfoque.

2.1. Tectónica

Cinco placas definen la tectónica actual en México (Figura 2.1). El territorio mexicano se ubica casi en su totalidad dentro de la placa de Norteamérica, la cual interactúa: con la placa del Pacífico, a lo largo del Golfo de California, mediante un margen transtensional, en donde se combinan fallas transcurrentes conectadas por centros de expansión (Fletcher et al., 2007); con las placas de Rivera y Cocos, al suroeste y al sureste, respectivamente, en un margen de subducción; y al sur, mediante un margen trascurrente de corrimiento lateral izquierdo, con la placa del Caribe.

Antes de establecerse la dinámica actual entre Cocos, Rivera, Pacífico y Norteamérica, hace más de 25 Ma existía la placa de Farallón, que subducía por debajo de las placas de Norteamérica y la de Sudamérica. A medida que esta gran placa se subducía se volvía cada vez más inestable hasta que a los 25 Ma se dividió en varios segmentos dando origen a las placas de Cocos y Nazca (Lonsdale, 2005). Posteriormente, de la parte norte de Cocos se desprendieron primero la microplaca Guadalupe (aproximadamente 20 Ma y

luego Magdalena (aproximadamente 17 Ma) (Lonsdale, 1991; Stock and Lee, 1994). Aproximadamente hace 12.5 Ma cesa la subducción de las microplacas de Guadalupe y Magdalena (Stock and Lee, 1994) y a los 10 Ma la placa de Rivera se separa como placa independiente de la parte noroeste de Cocos, llegando a su configuración actual hace 2.5 Ma con la captura de la placa de los Matemáticos por parte de la placa del Pacífico al sur de la zona de fractura de Rivera (DeMets y Traylen, 2000).

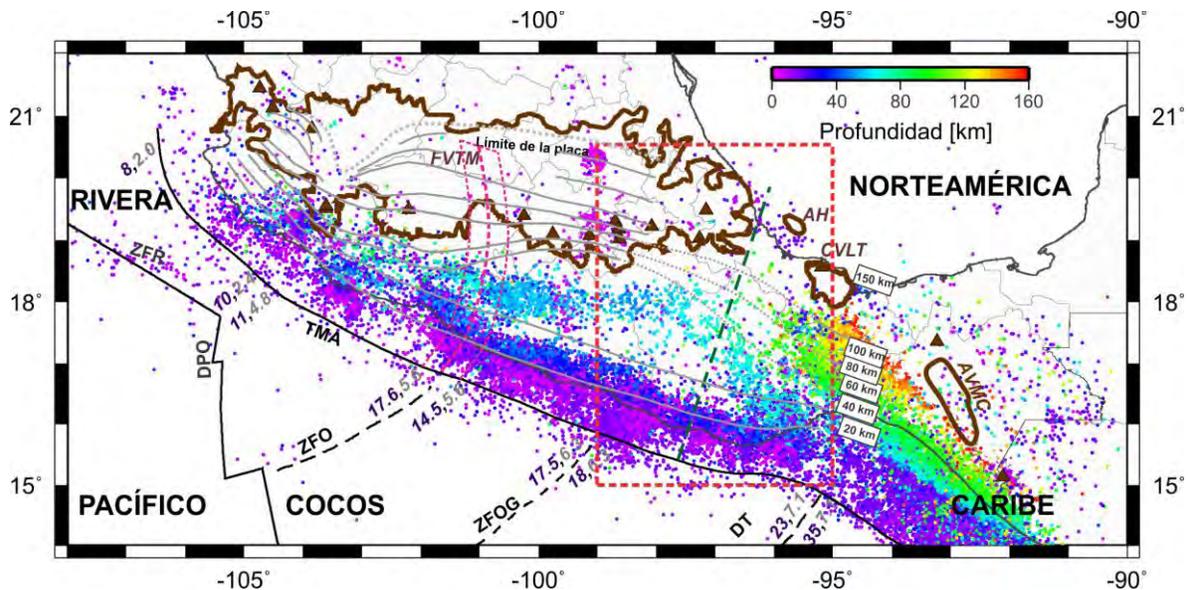


Figura 2.1. Mapa del centro y sur de México. Las líneas continuas en color negro delimitan las placas tectónicas que interactúan en el territorio mexicano. Los contornos en líneas continuas grises corresponden a las curvas de profundidad de la placa de Cocos que proponen Ferrari et al. (2012); la parte punteada de estos contornos corresponde a la zona de transición donde se observa un cambio en el echado de la placa; mientras que la discontinua denota el límite inferior de la placa de Cocos, a partir de estudios recientes (Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009; Melgar y Pérez-Campos, 2011). La zona de ruptura que divide a Cocos Norte y Cocos Sur propuesta por Dougherty et al. (2012) está delimitada en línea magenta discontinua. Con línea verde discontinua se representa la ruptura en Cocos Sur inferida por Dougherty y Clayton (2014). Los números en morado indican la edad de la placa en ese punto y los números en gris la tasa de convergencia. Los puntos representan la sismicidad y su color está asociado con su profundidad. El área de estudio está delimitada por el rectángulo en línea roja discontinua. En línea marrón se ubican los rasgos volcánicos más importantes (FVTM = Faja Volcánica Transmexicana; AH = Alto de Anegada; CVLT = Centro volcánico de los Tuxtlas; AVMC = Arco Volcánico Moderno de Chiapas). ZFR = Zona de fractura de Rivera; TMA = Trincheras Mesoamericanas; ZFO = Zona de fractura de Orozco; ZFOG = Zona de fractura de O'Gorman; DT = Dorsal de Tehuantepec; DPO = Dorsal del Pacífico Oriental.

La placa de Cocos subduce por debajo de la placa de Norteamérica, desde el estado de Michoacán hasta Chiapas, con una dirección aproximada N34.4°E y una tasa de convergencia relativa, con respecto a la placa de Norteamérica, de 65 mm/yr según el modelo NUVEL1A (De Mets et al., 2010; UNAVCO Plate Motion Calculator).

La geometría de la placa de Cocos subducida es compleja a lo largo de la trinchera. Los sismos de subducción se generan cuando la energía almacenada, producto del acoplamiento, es liberada repentinamente. La localización hipocentral de estos eventos nos brinda información sobre el área donde se generan más sismos (Figura 2.1), así como la profundidad a la que encontramos esta interfase, en la parte somera de la placa donde la cima está en contacto con la corteza continental; por tanto, nos permite delinear un contorno de la profundidad de la placa (Molnar y Sykes, 1969; Bevis y Isacks, 1983; Pardo y Suárez, 1995).

Pardo y Suárez (1995) delinearón la geometría de la placa de Cocos en varios perfiles perpendiculares a la trinchera. En el centro-sur de México observaron una disminución de la sismicidad por lo que no fue posible delinear con exactitud la profundidad de la placa de Cocos. Frente a las costas de Guerrero, la sismicidad a profundidades intermedias se localiza a una distancia mayor desde la trinchera, lo que se traduce en la evidente disminución del ángulo de subducción de la placa. Hacia el sur, frente a las costas de Chiapas, la subducción vuelve a incrementar su ángulo, similar a lo observado por Ponce et al. (1992).

De 2005 a 2007 se instaló un arreglo de 100 estaciones de banda ancha, en un perfil, aproximadamente perpendicular a la trinchera, que iniciaba en Acapulco, Gro., con el fin de mapear la placa de Cocos y estudiar su subducción. Los resultados han mostrado que la placa subduce horizontalmente hasta una distancia, aproximadamente, de 250 km desde la costa y luego se inclina abruptamente subduciendo con un ángulo de 74°, por debajo de la FVTM (Pérez-Campos et al., 2008; Husker y Davis, 2009).

Como observamos en la Figura 2.1, la dorsal de Tehuantepec es un rasgo tectónico de la placa de Cocos que separa dos regiones de edades diferentes. Del 2007 al 2009 se colocó el arreglo Veracruz-Oaxaca (VEOX), un perfil de 46 estaciones temporales con una dirección N-S, en la zona del Istmo de Tehuantepec, con la finalidad de estudiar el espesor de la corteza y la geometría de la placa de Cocos. En su estudio, Melgar y Pérez-Campos (2011) observan que Cocos subduce suavemente, con un ángulo de 26° entre 140 y 310 km desde la trinchera.

Aunado a estos estudios, Espíndola-Castro (2009) analizó la estructura de velocidades para la red de banda ancha de Servicio Sismológico Nacional (SSN) usando funciones de receptor. En este trabajo observó un cambio importante en el ángulo de echado de la placa de Cocos entre Tehuacán, Puebla y Matías Romero, Oaxaca. La zona donde se observa este cambio coincide, aproximadamente, con la zona de baja sismicidad que observaron Pardo y Suárez (1995). Debido a que la estimación de la profundidad de la

placa fue obtenida en pocas estaciones, no es posible resolver cómo es la transición del ángulo de subducción en la parte norte del estado de Oaxaca. En otro estudio, Rodríguez Domínguez (2012), también usando funciones de receptor, examinó la estructura sísmica por debajo de la estación de Tuxtepec, Oaxaca, ubicada aproximadamente en la región donde se da la transición en la geometría. En ese trabajo se estimó que la placa se encuentra a 131 km de profundidad con un ángulo aparente aproximadamente de 8° y una dirección SW-NE. De igual forma, el resultado con respecto a la geometría coincide con estudios previos pero no resuelve completamente cómo se da el cambio de echado.

Con la información que conocemos podemos dividir la placa de Cocos en tres secciones con base en la geometría observada: la zona noroeste (NW), hacia el estado de Michoacán, donde la placa subduce con un ángulo constante aproximado de 25° (Pardo y Suarez, 1995; Dougherty et al. 2012); la parte central que subduce horizontalmente por debajo de la placa de Norteamérica, en el estado de Guerrero, con una dirección aproximadamente NE perpendicular a la trinchera (Pérez-Campos et al., 2008), para luego sumergirse al manto con un ángulo de 74° (Husker y Davis, 2009); y la zona sureste (SE), hacia el sur del estado de Oaxaca y el estado de Chiapas, subduciendo con un ángulo constante aproximado de 26° (Melgar y Pérez-Campos, 2011).

La transición del echado de la placa de Cocos entre la parte central y la zona NW (subducción inclinada a horizontal) ha sido examinada previamente. Mediante un análisis de anisotropía y tomografía sísmica (Stubailo et al., 2012), el estudio de la sismicidad presente y la forma de onda de algunos sismos (Dougherty et al., 2012), se ha presentado evidencia que soporta la hipótesis de una rotura en la placa, que aproximadamente sigue la proyección de la ZFO, dividiéndola en Cocos Norte y Cocos Sur (línea magenta discontinua en la Figura 2.1).

Basándose en la distribución de la sismicidad en la región centro-sur de México (Cocos Sur), el modelado de forma de onda y el estudio de mecanismos focales, Dougherty y Clayton (2014) sugieren una posible ruptura en Cocos Sur, localizada aproximadamente entre Oaxaca central, Puebla y Veracruz (línea verde discontinua en la Figura 2.1).

El proyecto *Geometry of Cocos* (GECO), apoyado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt) y la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) de la UNAM, es un arreglo temporal de estaciones sismológicas que inició su primera etapa de operación en marzo de 2013 y actualmente está por finalizar su última etapa. El objetivo principal es estudiar la transición en Cocos Sur, esclareciendo cómo se da el cambio de echado entre una subducción de horizontal a pronunciada a una moderadamente inclinada, en los estados de Oaxaca, Puebla y Veracruz.

2.2. Geología

En este apartado describiremos brevemente los terrenos tectonoestratigráficos que forman la corteza continental de la región centro-sur de México. Incluimos esta sección porque,

como veremos en el Capítulo 4, a partir del análisis de las funciones de receptor podemos determinar modelos de velocidades por estación y regionalmente, donde el espesor estimado de la capa más somera está asociada con el espesor de la corteza continental. Posibles variaciones acimutales de este espesor o diferencias observadas entre pares de estaciones podrían asociarse con las ondas convertidas que viajan, en su camino hacia la estación, por terrenos diferentes.

Un terreno tectonoestratigráfico se define como un bloque cortical delimitado por rasgos estructurales, como sistemas de fallas, que abarca una extensión regional y está caracterizado por una historia geológica distinta a los adyacentes (Sedlock et al., 1993).

Basándonos en la nomenclatura que utilizan Campa y Coney (1983) en el área de estudio encontramos cinco terrenos: el Xolapa, el Mixteco, el Oaxaca, el Juárez y el Maya además de la región este de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). En la Figura 2.2 podemos observar la configuración de estos terrenos.

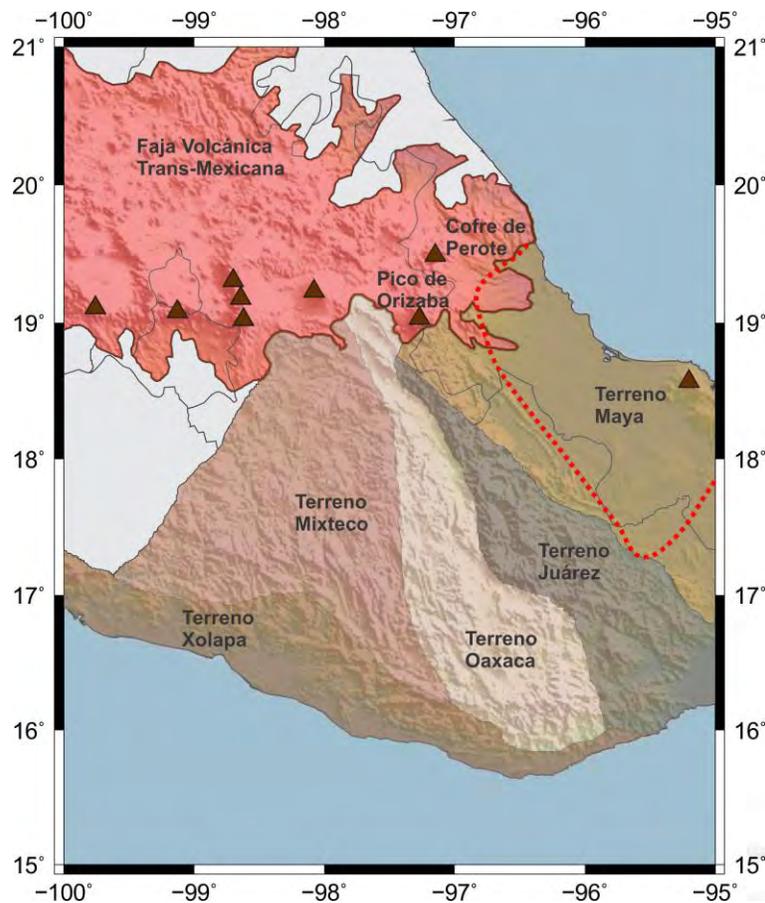


Figura 2.2. Terrenos tectonoestratigráficos del centro-sur de México. Los triángulos denotan los volcanes activos (Ferrari et al., 2012). La línea roja punteada encierra la región asociada con la Cuenca de Veracruz.

2.2.1. Terreno Xolapa

Ubicado hacia la costa del océano Pacífico cubre un área a lo largo de los estados de Guerrero y Oaxaca. El terreno está constituido por ortogneiss (formados por el metamorfismo de una roca ígnea) y rocas metasedimentarias. La unidad más vieja que constituye este terreno es el Complejo Xolapa (Sedlock et al., 1993). La edad del basamento rocoso va del Jurásico al Oligoceno (Campa y Coney, 1983; Pérez-Gutiérrez et al., 2009a).

2.2.2. Terreno Mixteco

Está caracterizado principalmente por el Complejo Acatlán, el cual está cubierto por rocas sedimentarias marinas del Carbonífero y por rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico. Está constituido por esquistos, anfibolitas, cuarzita y filita. En algunos afloramientos se observan derrames de lavas y una sucesión de rocas calizas, areniscas, lutitas y limolitas, las cuales tienen un registro de edades entre el Grenviliano y el Triásico (Martini, 2008).

2.2.3. Terreno Oaxaca

Este terreno está constituido por un basamento metamórfico anortosítico cristalino del Grenviliano sobre el cual se tienen depósitos terrígenos del Cámbrico al Ordovícico, seguido de sedimentos del Missisípico, Pensilvano y Pérmico. Sobre los anteriores se encuentran calizas del Aptiense y Albiense (Campa y Coney, 1983)

2.2.4. Terreno Juárez

Está formado por rocas vulcanosedimentarias con un bajo grado de metamorfismo de edades entre el Jurásico y el Cretácico. Las unidades litológicas comprenden serpentinitas, leucogranitos, metagranoides, migmatitas, metalavas y sedimentos de origen volcánico (Pérez-Gutiérrez et al., 2009b).

2.2.5. Terreno Maya

El basamento está constituido por granitos y rocas metamórficas de edades en el rango del Carbonífero al Jurásico. Se encuentran también carbonatos, evaporitas y rocas clásticas del Cretácico a las que sobreyacen lutitas y areniscas de edad Paleoceno a Mioceno. Afloran también rocas basálticas Cenozoicas desde el sur de Tamaulipas hasta San Andrés Tuxtla, Veracruz (Sedlock et al., 1993).

2.2.6. Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)

Es un arco volcánico que se extiende, como una provincia independiente, aproximadamente 1000 km en el centro de México con una dirección E-W, oblicuo a la trinchera, que comenzó a desarrollarse en el Mioceno temprano (hace aproximadamente 19 Ma) (Ferrari et al., 2012).

La evolución geológica de la FVTM se resume en cuatro episodios, basándonos en el estudio de Ferrari et al. (2012):

- a) Vulcanismo de arco en el Mioceno temprano a intermedio. Está caracterizado por vulcanismo efusivo, de edades entre 22 y 16.5 Ma. Las rocas emplazadas en este

periodo son subalkalinas con composición de andesita a dacíta y las firmas geoquímicas indican una disminución de la influencia de los componentes asociados a la subducción conforme el emplazamiento se aleja de la trinchera.

- b) Migración del vulcanismo máfico en el Mioceno tardío. En esta etapa se identifica un cambio abrupto en el estilo y composición del vulcanismo al emplazarse lavas máficas a lo largo del arco, al norte de etapa anterior. Al oeste de la longitud 99°W las rocas volcánicas son de composición subalkalina mientras que al este la composición es predominantemente Na-alkalina. Esta variación de la composición puede ser resultado de los episodios magmáticos anteriores además de las diferencias de espesor y composición de la corteza continental (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996).
- c) Episodio silíceo a bimodal en el Mioceno tardío al Plioceno temprano. Esta etapa presentó un cambio a un vulcanismo silíceo que migró hacia la trinchera. Al este de la longitud 101°W fueron emplazados domos, flujos de lava e ignimbritas de composición dacítica a riolítica mientras que al oeste de la longitud 103°W se ubican domos más grandes e ignimbritas en menor cantidad. El emplazamiento de flujos de lava de basaltos alcalinos produjo el carácter bimodal del material volcánico.
- d) FVTM moderna entre el Plioceno tardío y el Holoceno. Está caracterizada por la edificación de los estratovolcanes en el último millón de años. En la parte central los volcanes activos tienen una alineación aproximadamente E-O y en la parte oriental se observa una alineación NO-SE.

La región de interés de este proyecto abarca el oriente y el extremo oriente de la FVTM. Como mencionamos, el inicio del magmatismo en esta región comenzó aproximadamente hace 19 Ma, con fundidos de placa de composición adakítica. Los estratovolcanes que encontramos en la región, Pico de Orizaba y Cofre de Perote (Figura 2.2), tienen una alineación N-S, donde el más joven de ellos está localizado al sur (Siebe y Macías, 2006).

3. Procesamiento de datos

En este capítulo detallamos los pasos que llevamos a cabo con la finalidad de obtener funciones de receptor (FR), señales que contienen información sobre la estructura relativa del subsuelo y que se registran en una estación de tres componentes. Explicaremos las razones por las cuáles decidimos implementar un algoritmo automatizado; partiendo, de la selección de telesismos, hasta la producción de las FR; los criterios que establecimos para rechazar señales que, bajo nuestro criterio, tenían una mala selección del arribo de las fases de cuerpo o que consideramos ruidosas; y las ventajas de trabajar bajo este esquema, el cual requiere poca intervención humana.

3.1. Preparación de datos

3.1.1 Catálogo de datos

El área de estudio incluye los estados de Guerrero, Oaxaca, Puebla y Veracruz. Dentro de ella se encuentran distribuidas 37 estaciones sismológicas (11 permanentes y 26 temporales) provenientes de cinco redes: la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN, red permanente); la Red Sísmica de Veracruz (UV); la Red de Oaxaca (OxNet, red temporal); el arreglo temporal Veracruz-Oaxaca (VEOX); y el arreglo enfocado en el estudio de la geometría de la placa de Cocos (GECO, por sus siglas en inglés). En la Figura 3.1 se muestra la localización de las estaciones.

Iniciamos el proceso generando catálogos de eventos telesísmicos por estación. Los sismos de interés se localizan a distancias epicentrales, para la onda P , entre 30° y 90° , y para las ondas S y SKS , entre 65° y 115° . Los eventos deben tener, al menos, una magnitud $M_w 6.0$, con la finalidad que las ondas de cuerpo sean identificables en los registros y no se encuentren enmascaradas dentro del ruido de fondo de la estación.

En la Figura 3.2 mostramos un mapa con el catálogo de eventos para las estaciones OXIG (Oaxaca) e IXJU (Ixtlán de Juárez), pertenecientes a la red del SSN y a GECO, respectivamente. En la imagen podemos notar que el catálogo de eventos de la estación OXIG (del año 1994 al 2015), recuadros a) y b), contiene una cantidad considerablemente mayor en comparación con el número de eventos de la estación IXJU (del año 2013 al 2015), recuadros c) y d).

La diferencia en la cantidad de eventos entre pares de estaciones es un reflejo claro del periodo de operación. Estaciones pertenecientes a arreglos temporales tendrán una menor disponibilidad de eventos registrados en contraste con estaciones permanentes, cuyos periodos de operación pueden llegar hasta los 20 años. La Figura 3.1 realza esta diferencia. Los colores están asociados con el número de eventos del catálogo para cada estación. Podemos identificar con los colores fríos las estaciones con el menor tiempo de operación (por ejemplo, IXJU); en contraste, aquellas que muestran colores cálidos

corresponden a estaciones permanentes con mayor periodo de operación y cuyos catálogos incluyen una cantidad mayor de eventos (por ejemplo, OXIG). Para la red OxNet sólo se contaron con registros que permitieron obtener funciones de receptor de onda P , dado que las ventanas de tiempo no eran suficientemente grandes para registrar el arribo de la onda S , por este motivo las estaciones sólo presentan un triángulo invertido en color, correspondiente al número de eventos disponibles.

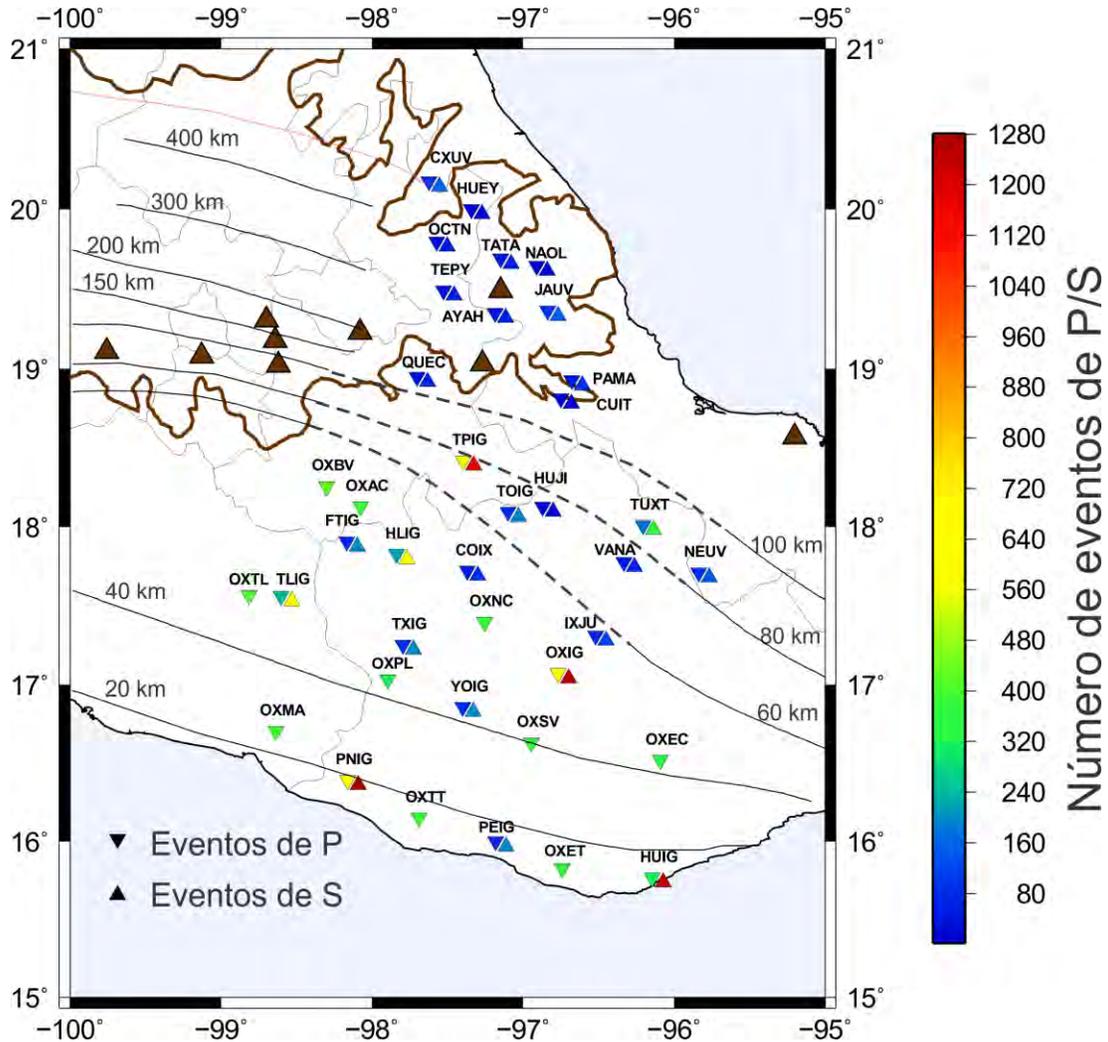


Figura 3.1. Área de estudio y estaciones sismológicas (semiromboide compuesto por dos triángulos) incluidas en este proyecto. El color del triángulo invertido corresponde al número de eventos para FR de onda P , y el triángulo normal corresponde al catálogo de eventos para FR de onda S en cada estación. Las líneas continuas representan la geometría de la placa de Cocos que proponen Pardo y Suárez (1995) y la parte en línea discontinua corresponde a la zona de transición donde aún no está resuelta la geometría de la placa. La línea roja corresponde al límite inferior de la placa de Cocos de acuerdo con Husker y Davis (2009). La línea continua marrón delimita la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y los triángulos marrones, la localización de los volcanes activos.

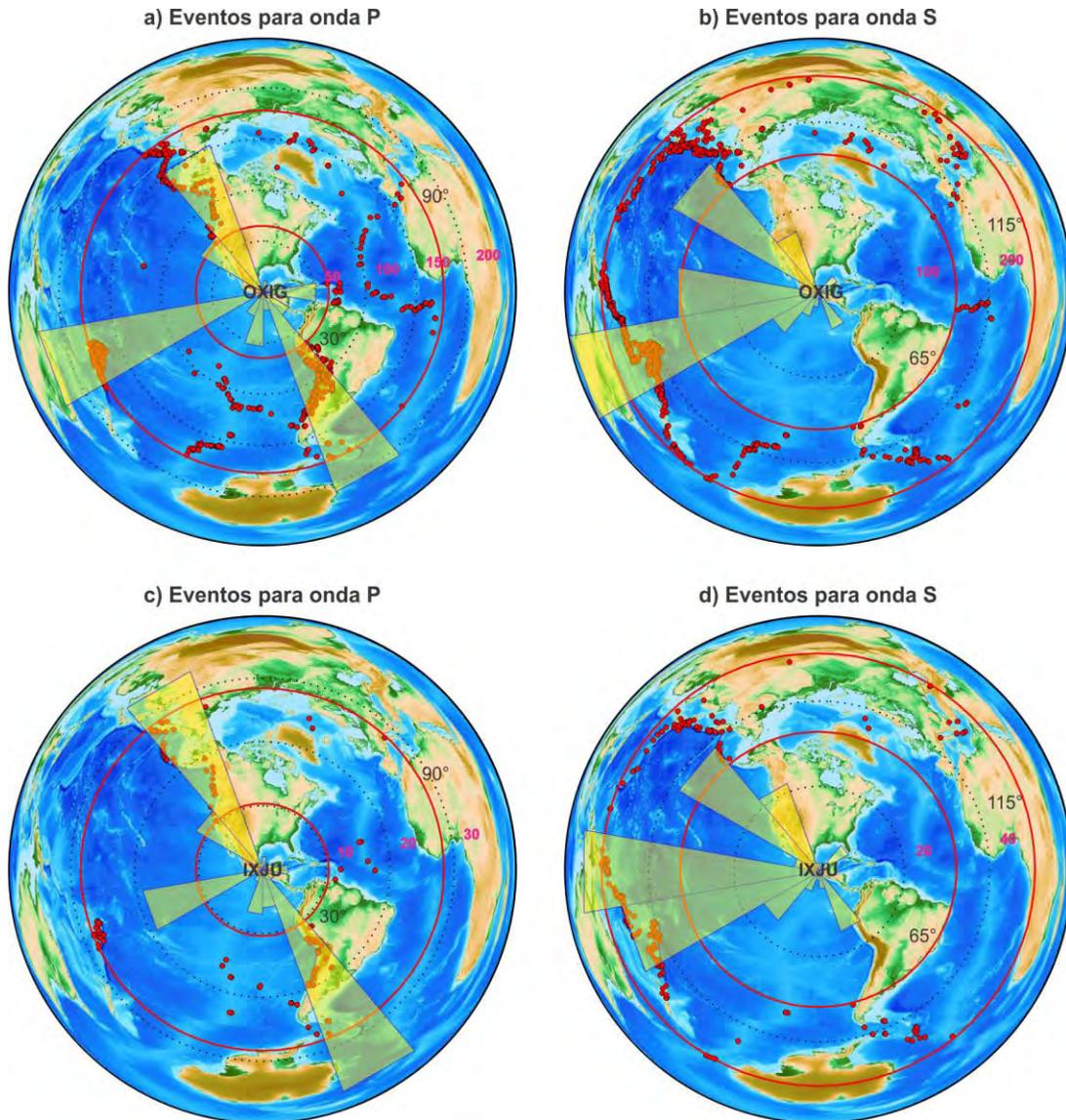


Figura 3.2. Localización de eventos del catálogo para las estaciones OXIG (paneles superiores) e IXJU (paneles inferiores). Las distancias epicentrales para la onda P se encuentran en un rango, denotado por circunferencias en línea roja, entre 30° - 90° (izquierda) y para la onda S y SKS entre 65° - 115° (derecha). El catálogo de eventos de OXIG contiene 878 sismos para onda la P y 988 para la onda S. El catálogo de IXJU contiene 129 sismos para onda la P y 225 para la onda S. Las rosetas en amarillo translúcido indican la contribución acimutal para estas estaciones. El número en color magenta fuera de las circunferencias punteadas indica la cantidad de eventos en las diferentes direcciones acimutales.

3.1.2 Selección automática de fases (SAF)

Una vez que se cuenta con los registros sísmicos, una tarea importante es la selección del arribo de las fases P, S o SKS. Anteriormente la selección se hacía

manualmente, evento por evento, para todas las estaciones pertenecientes a la red de trabajo. Claramente esto describe una tarea que, si se tiene una red con un gran número de estaciones y un catálogo extenso, a un analista le tomaría una cantidad importante de tiempo. Por otro lado, la correcta localización del arribo de la fase depende fuertemente de la experiencia y criterio de éste.

Los catálogos de la mayoría de las estaciones empleadas están conformados, en promedio, por más de 600 sismos. Por lo anterior, consideramos necesario y pertinente implementar un algoritmo que realizara la selección automática de las ondas P , S y SKS .

Para realizar una selección automática de fases (SAF) usualmente se calcula el cociente de los promedios de las amplitudes en dos ventanas temporales de registro, una corta (STA, por sus siglas en inglés) y otra larga (LTA), por sus siglas en inglés, conocido como STA/LTA. Si el valor de este cociente supera un valor mínimo, que depende del nivel de ruido de la estación, se considera que se tiene un evento sin importar el tipo de fuente que lo produjo (Allen, 1978; 1982).

En el caso de la onda P , el STA/LTA es estable pues antes del arribo de la onda, en general, sólo se tiene el registro de ruido ambiental, cuya amplitud es generalmente menor que el de la onda. A menos que el sitio sea extremadamente ruidoso o que la onda sea emergente, es decir, que la amplitud aumente suavemente, la identificación de la fase P es una tarea simple que sea realiza con éxito mediante el STA/LTA.

En el caso de las ondas S y SKS su identificación no es tan sencilla como el caso de la onda P . Estas fases, para telesismos, llegan aproximadamente diez minutos después de la onda P , de acuerdo con el modelo IASP91 (Kennett, 1991); por lo tanto son registradas en un sismograma que incluye la coda de la onda P , constituida por ondas convertidas en discontinuidades someras o que han rebotado en capas intermedias dentro de la corteza. Esto dificulta la selección del tiempo de arribo de esta fase de cizalla utilizando el cociente STA/LTA.

Para realizar la SAF nos apoyamos en una metodología diferente al cálculo del cociente STA/LTA. Sin importar las ventajas que ofrece seleccionar el arribo de P mediante el STA/LTA, trabajamos con un algoritmo homologado, de tal forma que la selección de todas las ondas (P , S y SKS) se realizara bajo las mismas condiciones y al mismo tiempo se asegurara la correcta identificación del tiempo de llegada de las fases.

La metodología que empleamos consiste, en primera instancia, en determinar el arribo teórico de las ondas. Para este paso se empleó el programa TauP (Crotwell et al., 1999). A partir de la distancia a la fuente y profundidad de un sismo, éste calcula la curva de tiempo de viaje, de las ondas de cuerpo, interpolando estimaciones de los tiempos de retraso, las cuales son más simples de generar, resultando en un estimación más precisa del tiempo de viaje (Buland y Chapman, 1983; Crotwell et al., 1999). Dado que TauP trabaja con un modelo promedio de capas esféricas de la Tierra, cualquier región donde la estructura

sea diferente de este modelo ideal presentará retrasos, o adelantos, en la llegada de las fases y esta diferencia deberá ser corregida.

Para corregir el arribo teórico implementamos una metodología fundamentada en algoritmos desarrollados para la identificación automática de fases. El proceso se basa en el cálculo de estadísticos de alto orden y permite relacionar la transición entre un comportamiento Gaussiano, asociado al ruido de fondo, y un comportamiento no-Gaussiano, relacionado con el arribo de una fase sísmica (Saragiotis et al., 2000; 2002). La función característica de kurtosis (FCK) es la base del proceso y se calcula como proponen Baillard et al. (2014). Detallaremos el método empezando por definir las variables que nos auxiliarán en esta parte del proceso.

La kurtosis es un parámetro estadístico definido como:

$$K = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n+1} (x_i - \bar{x})^4}{\left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n+1} (x_i - \bar{x})^2 \right]^2}, \quad (\text{Ecuación 2.1})$$

donde n es el número de muestras de una serie de datos y \bar{x} es la media de ellos. K es una medida de la forma de la distribución para una ventana de tiempo de n muestras. En general para una serie de datos que se distribuyen normalmente, el valor de K es igual que 3 e incrementa cuando la forma de la distribución de la muestra pierde esta similitud con la distribución Gaussiana.

Cuando trabajamos con registros sísmicos, específicamente con una ventana constituida por ruido ambiental, observaremos que la distribución de los datos es, o se aproxima, a una distribución normal ($K = 3$, comportamiento Gaussiano). Si en el sismograma tenemos el arribo de alguna fase sísmica, la distribución de los datos perderá la similitud con una distribución normal ($K \geq 3$, comportamiento no-Gaussiano), esto hace que la forma de la campana se vuelva más pronunciada (crezca).

La FCK se obtiene calculando el valor de K de una ventana temporal que se va desplazando sobre toda la serie de tiempo, en pasos de una muestra. Baillard et al. (2014) proponen tres correcciones para asegurar que la selección del arribo se realice cuando llega la fase y no en el máximo de ésta. A grandes rasgos, la primera corrección implica convertir la FCK en una función creciente, eliminando los gradientes negativos; la segunda corrección remueve la tendencia lineal de la FCK para que el primero y el último valor sean cero; la última corrección escala las amplitudes de la FCK, lo que permite medir el 'nivel' de contraste entre el ruido y la amplitud de la fase. El tiempo de arribo de la fase se asignará en donde se observe el mayor contraste, o la mayor amplitud absoluta de la FCK.

Previamente discutimos que cuando tenemos que identificar las fases S y SKS , estas ondas llegan dentro de la coda de la onda P , por lo que no es tan simple discriminar la fase si ésta no es muy energética. En este caso, la coda de P es considerada ruido en el registro sísmico y si la FCK no logra discriminar el arribo de la onda de corte se estará eligiendo una

fase errónea. Por este motivo planteamos un criterio de aceptación para la corrección en donde calculamos la diferencia, Δt , entre el tiempo teórico (determinado con TauP) y el tiempo corregido (calculado con la FCK), entre pares de componentes, Este-Oeste (*EW*) y Norte-Sur (*NS*) con la Vertical (*Z*), así como *EW* con *NS*.

Cabe recalcar que la FCK calcula la corrección de manera independiente en cada componente. Tomando una estación de prueba estudiamos la corrección del tiempo de arribo de 27 sismos. Leemos los tiempos de arribo corregidos de cada componente, medimos el Δt entre las componentes y elegimos el menor tiempo observado. Graficamos la curva de distribución acumulada de los menores Δt , correspondientes a cada uno de los eventos, y con esto determinamos que, para conservar, al menos, el 75% de los eventos del catálogo, la diferencia mínima Δt , entre cualquier par de componentes, no debería superar los 15 segundos y el tiempo de arribo asignado a las tres componentes, para cada evento, sería el menor observado entre las componentes que mostraban la menor diferencia.

En la Figura 3.3 mostramos la curva de distribución acumulada del Δt entre pares de componentes. En la gráfica están marcados los percentiles 25 y 75, en línea discontinua color verde, correspondientes al 50 % de los eventos que cumplen el criterio de selección aceptando diferencias temporales entre [-3.25, 4.13] s y, en línea discontinua-punteada color rojo, los percentiles 12.5 y 87.5 correspondientes al 75 % de eventos del catálogo que cumplen el criterio de aceptación determinado por el rango entre [-13.63, 11.63] s. Redondeamos a ± 15 s para asegurar que al menos el 75 % de los eventos fueran aceptados por el criterio.

Si algún evento no cumple el criterio anterior se calculan las diferencias con respecto al arribo teórico y si esta nueva diferencia supera los 45 s, en las 3 componentes, se conserva el arribo teórico sin corrección. Es probable que la FCK seleccione el arribo de una fase que no sea *P*, *S* o *SKS* si ésta es muy energética, en comparación con las fases de interés. Por lo anterior decidimos imponer también esta restricción.

Si algún evento es rechazado no continua en el proceso automático y las trazas se guardan para una posible evaluación manual. En caso de que en alguna estación, una vez finalizado todo el proceso de producción de las FR, se cuenten con pocas señales se realiza la selección del arribo de la fase en las señales que se rechazaron y se obtienen las correspondientes FR. Lo más recomendable es evaluar las señales rechazadas antes de continuar con el proceso y realizar la selección del arribo manualmente. Esto ayudaría a aumentar el porcentaje de recuperación del catálogo original y asegurar una mayor producción de FR.

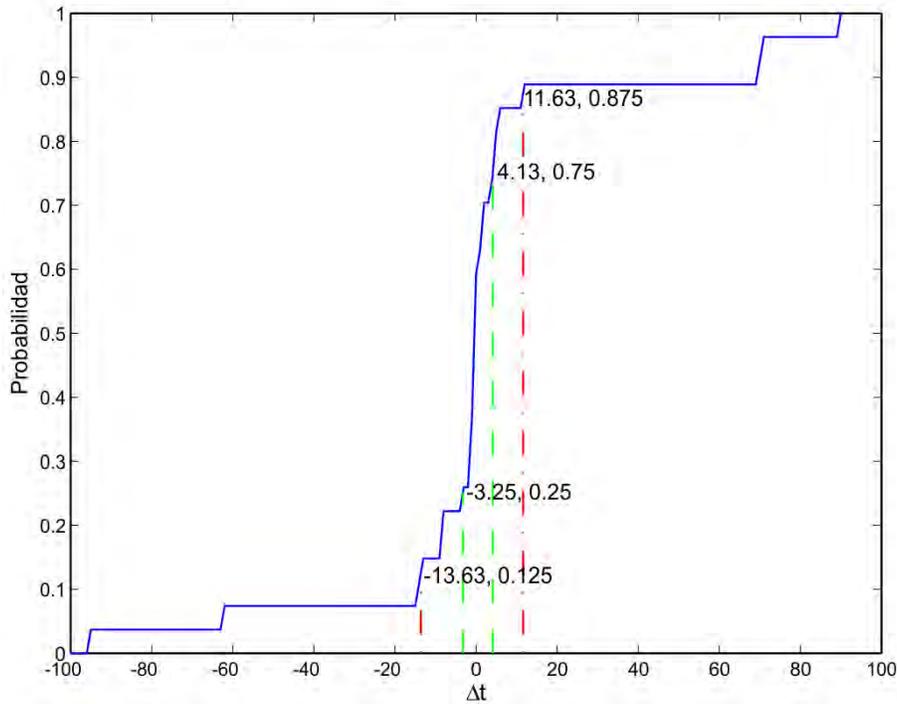


Figura 3.3. Curva de distribución acumulada del menor Δt entre pares de componentes para una estación de prueba. Los percentiles en rojo denotan el 75 % de eventos y los percentiles en color verde denotan el 50 % de los eventos. Una diferencia menor que 5 segundos conserva el 50 % de los eventos mediante la selección automática de fase y una diferencia menor que 15 segundos conserva el 75 % de los eventos del catálogo.

Para comprobar la confiabilidad de la SAF realizamos una prueba de producción de funciones de receptor de onda P (FRP) y onda S (FRS), cuyo procedimiento de obtención se describirá más adelante, en la Sección 3.3. Para ejemplificar, mostramos la prueba realizada con P . Elegimos un evento del catálogo en el que la fase P fuera claramente identificable y seleccionamos el tiempo de arribo manualmente. A partir de este tiempo se realizaron desfases de ± 50 s, ± 25 s, ± 15 s, ± 10 s, ± 5 s, ± 2.5 s, ± 1.0 s, ± 0.5 s y ± 0.1 s y se produjeron las FRP correspondientes para evaluar cuánto afecta un desfase en la forma de la FR. La comparación de las FRP producidas se muestra en la Figura 3.4.

Estimamos dos parámetros, el coeficiente de correlación y la semejanza, para tener una medida cuantitativa de la similitud entre las FRP, producto de las señales con el arribo desfasado, y la FRP obtenida de una selección manual de la fase. El coeficiente de correlación entre dos señales tenderá a uno, y el valor de la semejanza a cero, si las señales son parecidas.

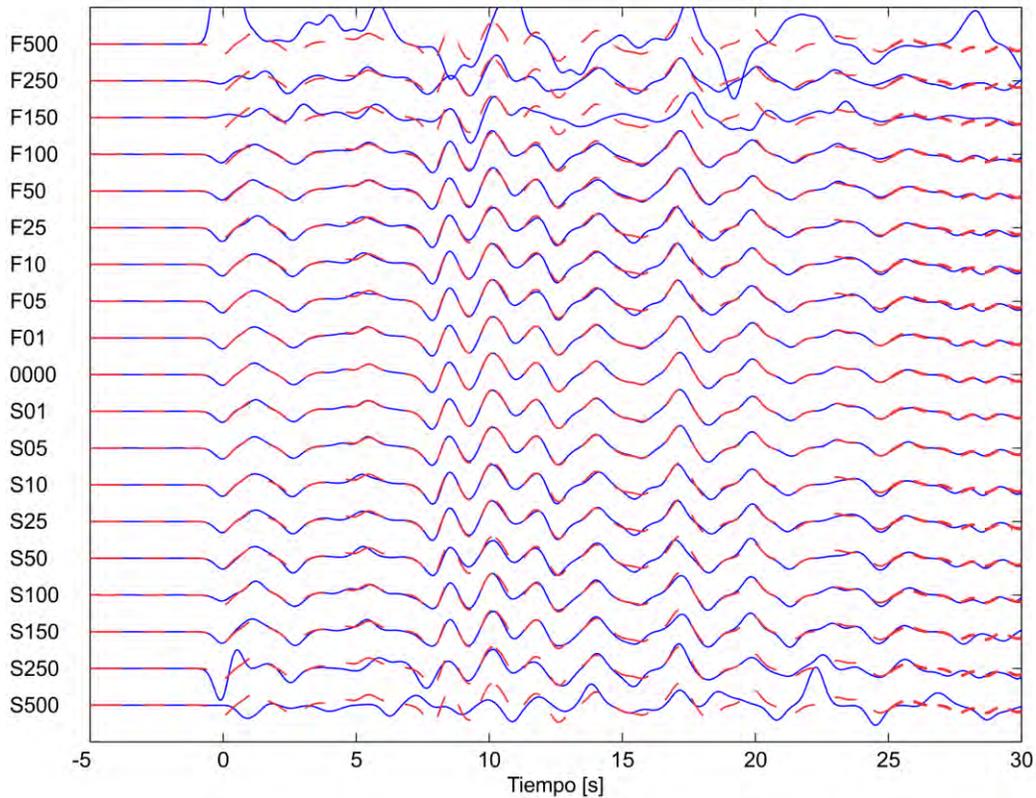


Figura 3.4. Funciones de receptor producidas a partir del desfase de la selección manual. Cada FRP (línea azul continua) se compara con la FRP obtenida de la selección manual (en línea discontinua roja, señal 0000). El eje vertical izquierdo clasifica las funciones de receptor de acuerdo con el desfase; la letra F ("fast") denomina a los tiempos de arribo previos a la selección manual; la letra S ("slow") hace referencia a los tiempo de arribo posteriores al manual; el número posterior a la letra (F o S) corresponde a la cantidad de décimas de segundo del desfase, por ejemplo, F500 corresponde a un arribo 50 s antes del arribo seleccionado manualmente.

En la prueba, el comportamiento del coeficiente de correlación y la semblanza es muy parecido por lo que cualquiera de los dos parámetros nos brinda, aproximadamente, el mismo resultado cualitativo al comparar las señales. En la Figura 3.5 mostramos los valores calculados de estos parámetros, en ella podemos observar que los desfases observados entre -10 y 25 segundos reproducen muy bien la misma FRP.

El análisis de la prueba de producción nos brinda evidencia para confiar en el criterio de aceptación establecido en la SAF. Sólo el límite inferior, -10 s, sobrevaluado por 5 s, indica que, probablemente, una selección mayor de 10 s previos al arribo de la onda podría producir una FR disociada de la estructura relativa de la Tierra. En este caso confiamos en que el segundo criterio recupere el arribo teórico calculado con TauP.

Procesamiento de datos

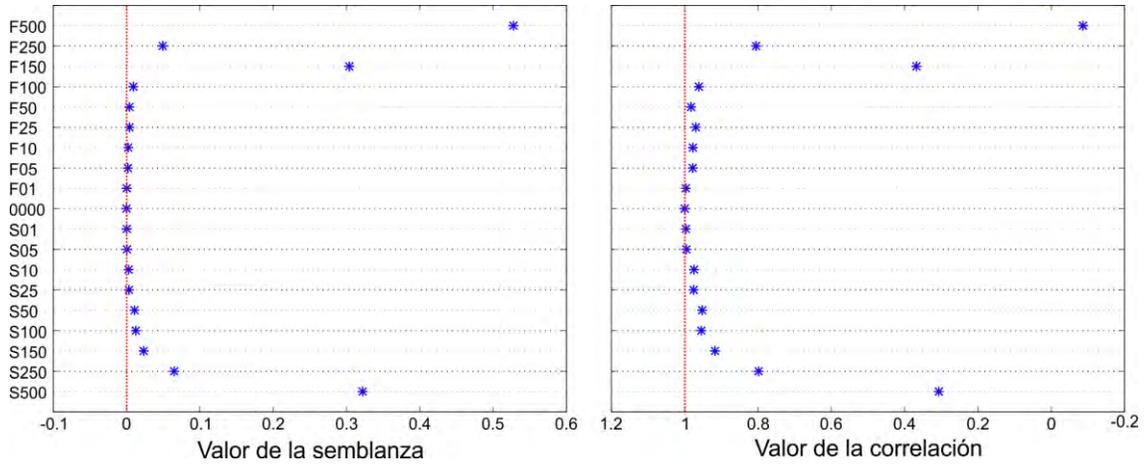


Figura 3.5. Valores de semblanza (izquierda) y coeficiente de correlación (derecha). El valor de la semblanza tiende a cero si las señales comparadas muestran similitud, mientras que el coeficiente de correlación tiende a uno si las señales son parecidas. Ambos parámetros tienen un comportamiento similar. Las claves en el eje vertical izquierdo siguen la misma descripción que en la Figura 3.4.

La prueba de producción se realizó también para la onda S y los resultados muestran un comportamiento similar al de P . Los valores de semblanza y correlación están más cercanos a cero y uno, respectivamente, ya que la FRS tiene una forma más simple en comparación con la forma de la FRP. En la Figura 3.6 mostramos los valores de la prueba.

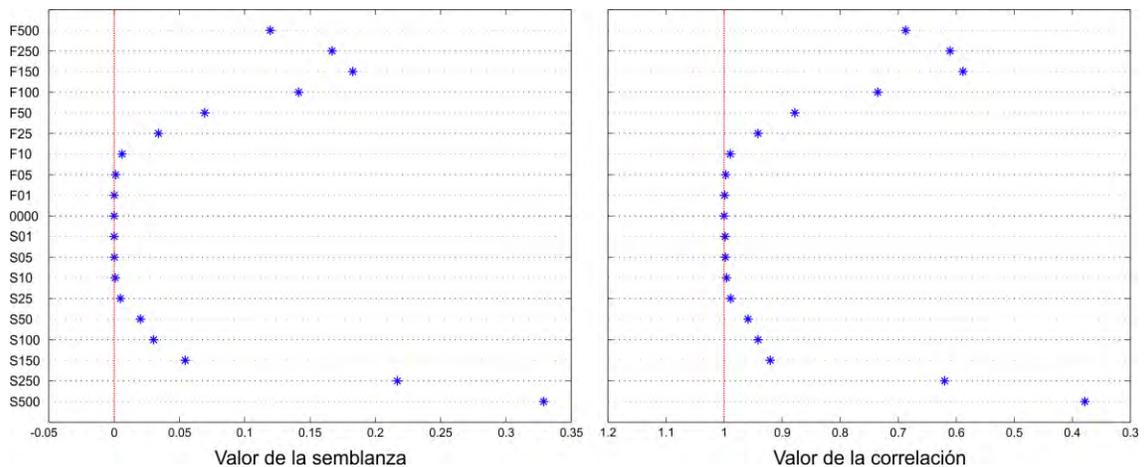


Figura 3.6. Valores de semblanza (izquierda) y correlación (derecha) para la prueba de producción de FRS. Las claves en el eje vertical izquierdo siguen la descripción de la Figura 3.4. A pesar de que el comportamiento de los valores de semblanza y correlación parece mostrar un menor parecido entre las señales, estos valores están más cercanos a las referencias cero y uno, indicando que las diferencias son menores.

3.2. Rotación de las componentes

Una vez que tenemos las fases seleccionadas, realizamos la rotación de las señales del sistema Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical ($NS - EW - Z$) al sistema Radial-Transversal-Vertical (ZRT). Cortamos una ventana de 120 segundos; para la onda P , con 30 segundos antes y 90 segundos después del arribo; y para la onda S o SKS , 90 segundos antes y 30 segundos después de la llegada de la fase. La ventana de la onda S se corta 90 segundos antes porque los arribos de las conversiones S a P , en cada discontinuidad, llegan antes que la onda S directa y que las reverberaciones en la corteza. En contraste, para la onda P , la ventana se corta 90 segundos después ya que los múltiplos y conversiones, de P a S , en discontinuidades más profundas llegan después del arribo de la onda P directa.

Continuamos con una segunda rotación al sistema Longitudinal-Radial-Transversal (LQT). En esta última rotación maximizamos la energía de la onda P para obtener las FRP y minimizamos la energía de la onda P para obtener las FRS, ambas en la componente longitudinal (Soudoudi, 2005). En la Figura 3.7 mostramos las direcciones de rotación.

La rotación LQT es necesaria para las FRS ya que para algunos eventos los ángulos de incidencia son cercanos a los 40° y esto contradice una suposición importante en la metodología (incidencia vertical) cuando se realiza la deconvolución entre componentes, el cual se verá con mayor detalle más adelante.

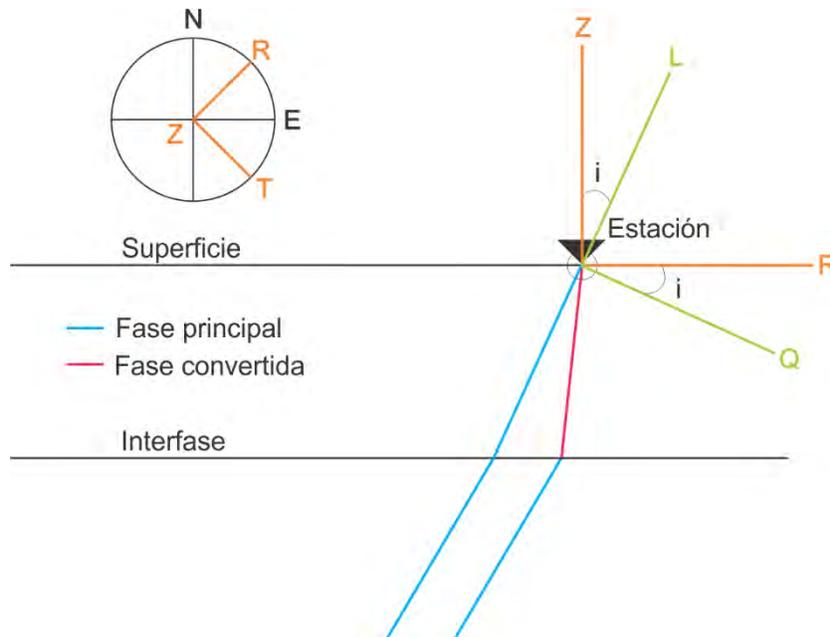


Figura 3. 7. Direcciones de rotación a los sistemas ZRT y LQT , i es el ángulo de incidencia.

3.3. Ecuación.

Los pasos anteriores explican, de forma general, los procesos que implementamos para preparar los datos. Ahora explicaremos que es una función de receptor y la metodología en la cual nos basamos para obtener la señal.

3.3.1. Función de receptor.

La función de receptor es una señal en el dominio del tiempo, registrada en una estación de tres componentes que resulta de la deconvolución: de la componente radial con la longitudinal, para el caso de una FRP; y de la componente longitudinal con la radial, en caso de una FRS, recordemos que la energía de la onda S generalmente se observa en las componentes radial y transversal. Los pulsos que construyen la señal representan la respuesta relativa de la estructura de la Tierra por debajo de la estación de registro (Ammon, 1991).

Podemos definir a las componentes de un sismograma como:

$$U_L(t) = S(t) * I(t) * E_L(t), \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

$$U_Q(t) = S(t) * I(t) * E_Q(t) \text{ y} \quad (\text{Ecuación 3.3})$$

$$U_T(t) = S(t) * I(t) * E_T(t), \quad (\text{Ecuación 3.4})$$

donde $U_i(t)$, $i = L, Q, T$, son los sismogramas en las tres direcciones de propagación (longitudinal, radial y transversal) registrados en una estación; $S(t)$ es la función temporal de fuente; $I(t)$ es la respuesta del instrumento y $E_i(t)$ son las respuestas relativas de la Tierra proyectadas en las componentes LQT .

Podemos aproximar las respuestas $E_L(t)$ y $E_Q(t)$, para las FRP y FRS, respectivamente, como una función delta (Langston, 1979). Tomando en cuenta que la respuesta instrumental y la función de fuente son iguales en las tres componentes, dado que se registran con el mismo instrumento y provienen del mismo evento, es posible despejar $E_L(t)$ y $E_Q(t)$; es decir,

$$\frac{U_Q(t)}{U_L(t)} = \frac{S(t)*I(t)*E_Q(t)}{S(t)*I(t)} = E_Q(t) \text{ o} \quad (\text{Ecuación 3.5})$$

$$\frac{U_L(t)}{U_Q(t)} = \frac{S(t)*I(t)*E_L(t)}{S(t)*I(t)} = E_L(t). \quad (\text{Ecuación 3.6})$$

Realizamos la deconvolución en el dominio del tiempo basándonos en la metodología que proponen Ligorria y Ammon (1999). Para producir una FR el algoritmo minimiza el error, por ejemplo para la onda P , entre la componente radial (o la componente Q) y una señal predicha, la cual es generada por la convolución de un tren de impulsos, iterativamente actualizado, con la componente vertical del sismograma (o la componente longitudinal, L). El residual obtenido de restar la señal predicha con la componente observada determina el nivel de reproducibilidad de la FR calculada; es decir, una medida cuantitativa del parecido entre las señales mencionadas. Matemáticamente, este nivel de reproductividad se puede ver como:

$$\text{Residual}[E_Q(t)] = [U_Q(t) - U_L(t) * E_Q(t)]/[U_Q^2(t)].$$

$$\text{Nivel de reproducibilidad} = \text{Residual}[E_Q(t)] \times 100.$$

Una vez obtenidas las FR, se conservan aquellas que cumplen con un nivel de reproducibilidad mayor que el 70 %.

Además, llevamos a cabo un control de calidad donde verificamos que las polaridades de los primeros pulsos, correspondientes al arribo de la onda principal, estén ubicados en $t = 0$ y sean positivas. En realidad, la rotación LQT debería enfocar la energía de P en la componente L (Sodoudi, 2005) y al realizar la deconvolución, la energía de la onda principal debería ser cercana a cero, esto no sucede si existe un remanente de energía de la onda directa en la componente a deconvolucionar. Esto puede ser causado por una estimación imprecisa del ángulo de incidencia cuando realizamos la rotación LQT .

Al finalizar la ecualización de las FR para cada estación, éstas son agrupadas en secciones ordenadas por acimut inverso y distancia. La Figura 3.8 muestra las 55 FR para onda P obtenidas para la estación TUXT. Un siguiente control de calidad se realiza por estación observando la forma general de las FR en sección, si la forma de onda de una FR muestra una variación importante o no muestra pulsos característicos (señal ruidosa), en comparación con el resto de las FR, éstas son eliminadas. Las elipses translúcidas en la Figura 3.8 muestran ejemplos de éstas variaciones.

Presentamos de forma simplificada en la Figura 3.9 un diagrama de flujo del proceso descrito en los párrafos anteriores.

A pesar de que tiene un mayor costo computacional, la deconvolución en el dominio del tiempo resulta más estable que realizar el proceso en el dominio de las frecuencias. En la división espectral se debe tener cuidado con el control de parámetros que definen la operación, como el caso del nivel de agua (Clayton y Wiggins, 1976) en donde valores altos de este parámetro incrementan la amplitud de los pulsos que construyen la señal. Por otra parte, se debe tomar en cuenta que el resultado de la deconvolución espectral es una señal no-causal, es decir, se tiene energía antes del arribo de la fase P , la cual no tiene ningún fundamento físico.

Además, otra ventaja del método de deconvolución iterativa en el dominio del tiempo es que primero construye la señal con los pulsos de mayor amplitud y luego continúa con los más pequeños para replicar con mayor exactitud la señal original.

Gracias al actual poder computacional y los algoritmos desarrollados, la producción de las FR es una tarea que consume poco tiempo.

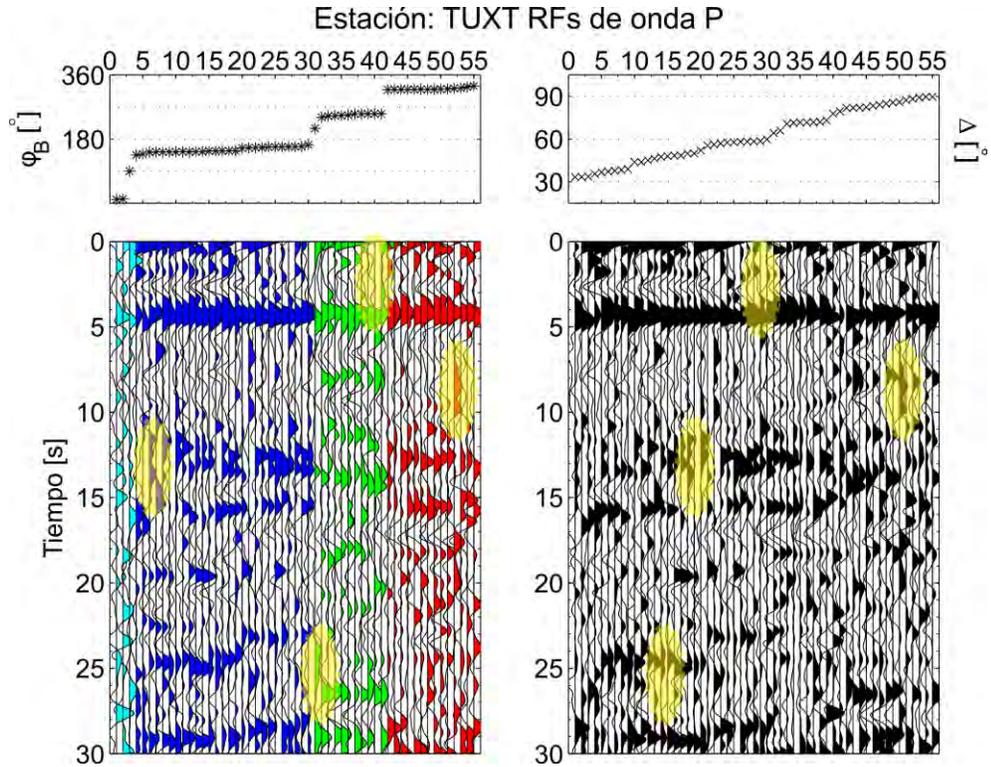


Figura 3.8. Funciones de receptor P para la estación TUXT, ordenadas por acimut inverso (izquierda) y distancia epicentral (derecha). Los paneles superiores muestran los valores de acimut inverso y distancia, respectivamente, y el eje horizontal en cada panel es el número de FRP. Los colores en la sección ordenada por acimut inverso indican los diferentes cuadrantes (azul claro: 0° - 90° ; azul fuerte: 90° - 180° ; verde: 180° - 270° ; rojo: 270° - 360°). Las elipses amarillas encierran parte de las FR que muestran variaciones importantes en su forma comparadas con el resto de las FR.

Por mencionar un ejemplo, procesamos los datos de la red GECO, compuesta por 13 estaciones, y los catálogos por estación conformados aproximadamente por 40 sismos para FR de onda P y 60 para FR de onda S , con lo que se produjeron cerca de 530 FR. Esta tarea tomó aproximadamente 6 horas, con una computadora de escritorio (cuatro núcleos físicos y tres virtuales y 12 GB de memoria RAM). Para este caso, conjuntando los catálogos de P y S (100 en total) hubiéramos esperado obtener 975 FR sin tomar en cuenta los controles de calidad. Como la eliminación manual de las trazas, al comparar las FR por estación, es baja, probablemente la mayor pérdida de FR se lleve a cabo en la aceptación de trazas que cumplen con el 70% de nivel de reproducibilidad.

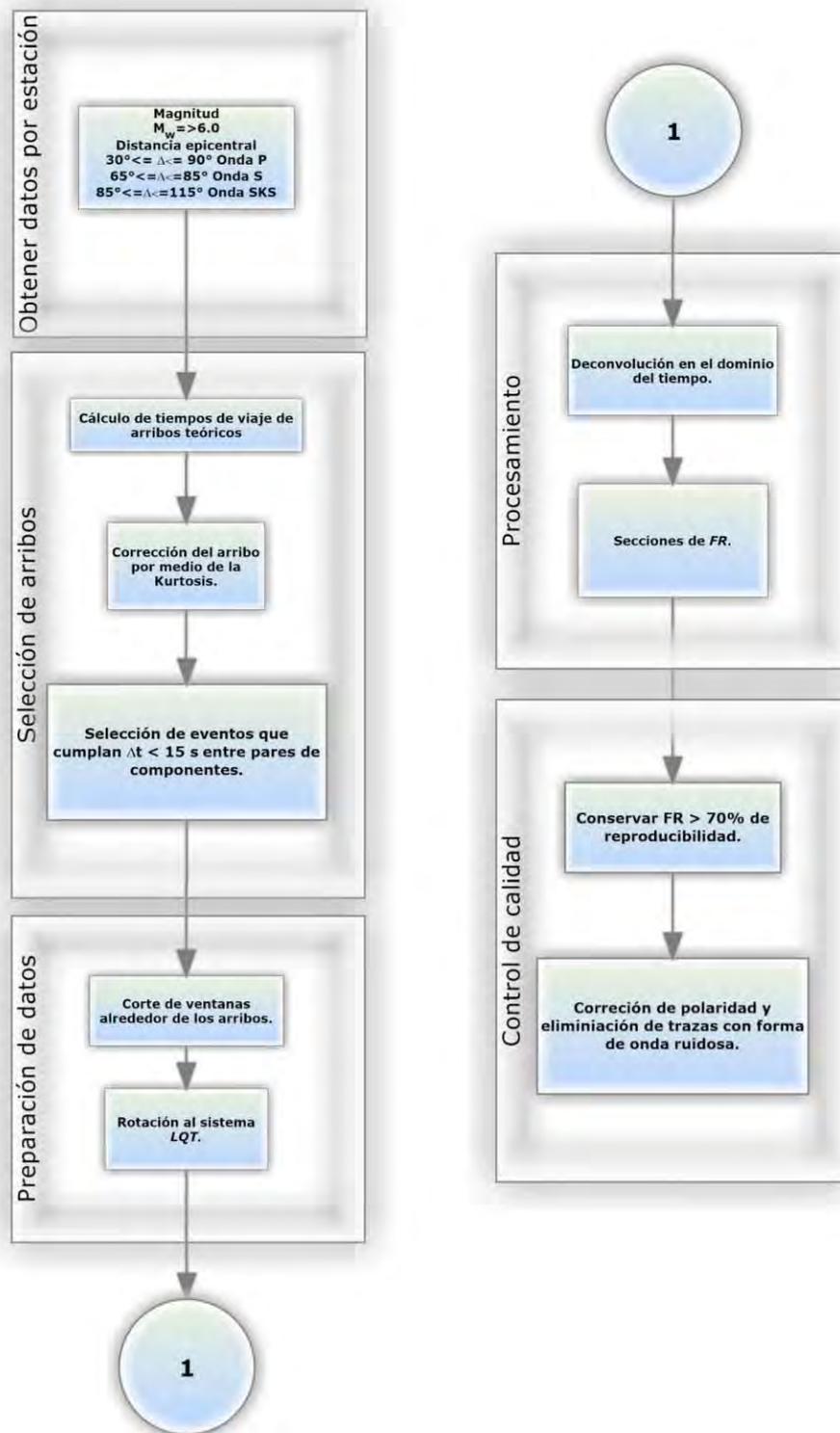


Figura 3.9. Diagrama de flujo del proceso automático para la producción de FR.

4. Análisis de funciones de receptor

Recabar la mayor cantidad de datos para estudiar un fenómeno o un sistema particular es primordial para entender su comportamiento u organización. Como mencionamos en el capítulo anterior, las FR son el resultado de extraer, de sismogramas observados, señales que reflejan la estructura interna de la Tierra.

En este capítulo describiremos cómo, a partir de los pulsos que construyen las FR, podemos estimar propiedades físicas de la estructura interna de la Tierra, como los espesores y profundidades de cuerpos litológicos, organizados en un sistema de capas planas superpuestas, en los primeros cientos de kilómetros.

Realizamos el análisis de las FR con las secciones obtenidas, ordenadas por acimut inverso, para cada estación. Resolvemos el problema inverso no lineal con cristalización simulada. La diferencia de tiempo entre el arribo de una fase directa, P o S , y el arribo de las fases convertidas que construyen la FR, permite determinar los espesores de un modelo de capas superpuestas. El método de cristalización simulada se basa en el proceso de formación de cristales, en el cual tenemos disueltos distintos minerales en un fluido a una alta temperatura, la reducción lenta y sutil de ésta permite que las moléculas se organicen para formar un cristal; en caso contrario, las moléculas de los minerales no tiene tiempo suficiente de organizarse y el enfriamiento repentino forma un vidrio sin una estructura química organizada. Conjuntando la información que brindan las FRP y las FRS podemos estimar la profundidad de cinco discontinuidades de interés; la de Mohorovičić (Moho), continental y oceánica; la frontera litósfera-astenosfera (LAB), continental y oceánica; así como el techo de la placa de Cocos.

La profundidad de cada discontinuidad es determinada tras calcular la suma de los espesores de las capas. Por ejemplo, el espesor de la primera capa cubre, en dirección vertical, desde la superficie hasta el Moho; el espesor de la segunda capa podría abarcar desde el Moho hasta el techo de la placa de Cocos o hasta LAB, dependiendo de la localización de la estación de análisis.

Dependiendo de la posición geográfica de las estaciones se buscarán todas las discontinuidades mencionadas o sólo aquellas en donde tectónicamente se espere observarlas.

Por ejemplo, siguiendo un modelo de cuña, sobre la costa de Oaxaca y el límite con Guerrero, donde la subducción de Cocos es somera, probablemente la primera capa no llegue hasta el Moho sino al techo de la placa subducida. Alejándonos unas decenas de kilómetros de la costa, tierra adentro en dirección NE, es probable que la primera capa sí abarque desde la superficie hasta el Moho y, con la subducción aún somera, la segunda

capa comprendería material del manto desde el Moho hasta el techo de la placa, si ésta es mayor de 5 km ya que es el espesor mínimo que se podría observar en una FR.

En un modelo global, la profundidad de la LAB se puede encontrar entre 50 y 130 km (Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2006; Fischer et al., 2010). En el caso de México se debe tomar en cuenta la posibilidad de tener una litósfera adelgazada por lo que habría que llevarse a cabo un análisis minucioso de las FRS para verificar algún modelo de estructura que permita mapear la profundidad de la LAB.

Una segunda metodología de análisis consiste en aplicar, a cada una de las FR, un algoritmo de descomposición empírica de modos basándonos en la metodología que proponen Huang et al. (1998) y adaptada por Montelalegre y Pérez-Campos (2016) para resaltar la coherencia de las discontinuidades asociadas al Moho y el techo y base de la placa.

La técnica de descomposición separa una FR en un conjunto de subseñales llamadas funciones intrínsecas de modo (IMFs, por sus siglas en inglés) las cuales tienen un contenido espectral en bandas acotadas de frecuencia. La suma de todas las IMFs reproduce la señal original con gran nivel de precisión. Este proceso es similar al análisis de Fourier y posteriormente se explicarán las diferencias y ventajas de esta metodología.

Descomponer una señal en sus IMFs nos brinda la posibilidad de elegir cuales de ellas deseamos sumar para, en el caso de las FR, resaltar rasgos asociados con las discontinuidades de interés.

En la Sección 4.2 describimos con mayor detalle la metodología, las adaptaciones y la selección de las IMFs que utilizamos para crear nuevas secciones de FR.

Para finalizar este último proceso de análisis, retroproyectamos las IMFs seleccionadas sobre perfiles perpendiculares y paralelos a la trinchera con el propósito de obtener una imagen de la geometría de la placa de Cocos. A grandes rasgos, el proceso consiste en trazar la trayectoria de viaje de la onda, desde la estación hasta la fuente del sismo del cual se obtuvo la FR retroproyectada. Los rayos son trazados usando el modelo de IASP91 (Kennett, 1991). Una vez trazados los rayos, las amplitudes de IMFs son proyectadas a cada rayo y luego proyectadas sobre los perfiles.

A continuación describimos con mayor detalle todos los procesos realizados para obtener los modelos de espesores y las imágenes en donde mostramos una geometría preliminar de la placa de Cocos.

4.1. Inversión $H - \kappa$

Entendemos que los pulsos que construyen una FR son el reflejo de la estructura sísmica por debajo de una estación de registro. Gracias a esto podemos relacionarlos con las fronteras entre medios cuyas propiedades elásticas son contrastantes (Langston, 1979; Ammon, 1991; Ligorria y Ammon, 1999).

Los tiempos en los cuales localizamos estos pulsos representan en realidad las diferencias temporales observadas entre el arribo de la onda directa (pulso en $t = 0$) y las ondas convertidas en las distintas interfases. Si suponemos un modelo simple, de una capa sobre un semiespacio, una velocidad promedio para la onda P o S e incidencia vertical, podemos medir la diferencia temporal entre el arribo del primer pulso (onda directa) y el segundo pulso (conversión de la onda en la interfase localizada entre la capa y el semiespacio). El espesor de la capa se obtiene mediante $H = v_S(t_{PS} - t_P)$, en donde H , es el espesor buscado, v_S es la velocidad de la onda S , t_{PS} y t_P son los tiempos observados del arribo de la onda convertida $P - S$ y la directa P , respectivamente.

La descripción anterior, como está propuesta, supone la incidencia de una onda completamente vertical. En realidad las fases de un telesismo llegan a la estación con un ángulo cercano al vertical por lo que la distancia que viaja la onda, dentro de una capa, es un poco mayor que el espesor real. Este efecto se corrige modificando la ecuación que relaciona la distancia recorrida, incluyendo el parámetro de rayo, de tal forma que el espesor se puede estimar por medio de

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

donde $t_{PS} - t_P$ es la diferencia temporal entre el arribo de la conversión P a S y la fase directa P en la frontera localizada a una profundidad H ; V_P , p_P y V_S , p_S son las velocidades de onda y parámetros de rayo de la onda P y de la onda S , respectivamente.

Zhu y Kanamori (2000) proponen una metodología en la cual apilan las amplitudes de las conversiones Ps , $PpPs$ y $PpSs + PsPs$ para estimar la profundidad y la relación de velocidades $\kappa = V_P/V_S$ de una capa sobre un semiespacio. En la Figura 4.1 mostramos un modelo de una capa sobre un semiespacio infinito. En él se ejemplifican los arribos y conversiones de las fases que llegan a una estación, en color azul se representan los rayos que representan a las fases P y en color rojo, a las fases S . La nomenclatura denota que,

- 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).

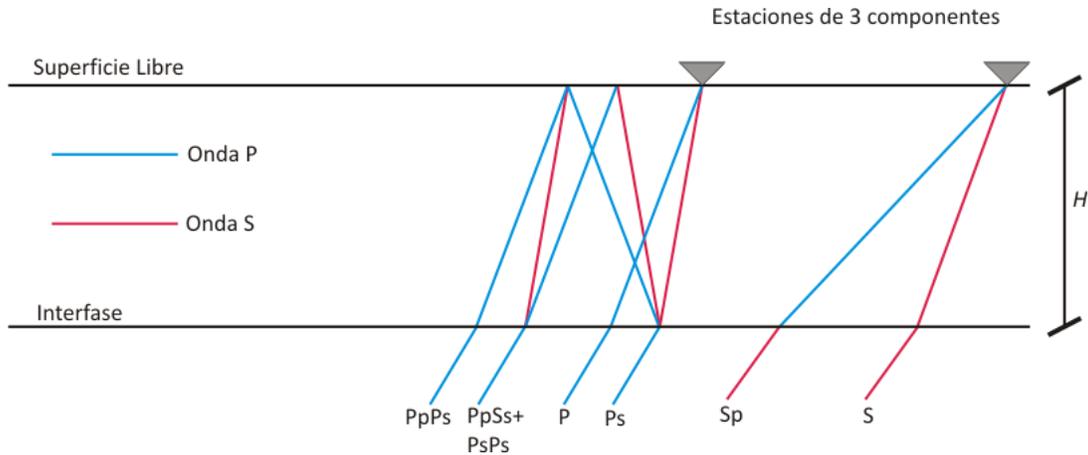


Figura 4.1 Ondas incidentes y convertidas en una interfase localizada a una profundidad H . Figura modificada de Ammon (1991).

El método de Zhu y Kanamori (2000) mapea las amplitudes de los pulsos que construyen la FR al espacio $H - \kappa$, creando una superficie de soluciones para los parámetros H y κ , en donde la mejor estimación se localiza en el máximo de la superficie generada en este dominio; es decir, donde se suman coherentemente las fases.

El modelo matemático que representa la superficie de soluciones, para las FRP, está definido como:

$$A_P(H, k) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3), \quad (\text{Ecuación 4.2})$$

donde $r(t_i)$ es la amplitud de la función de receptor en los tiempos t_1 , t_2 y t_3 , correspondiente a las conversiones Ps , $PpPs$ y $PpSs + PsPs$, respectivamente; y w_i son factores de peso asignados para cada arribo, la suma de ellos debe ser igual a uno.

Siguiendo la propuesta de Zhu y Kanamori (2000), Rodríguez Domínguez (2013) incluye en el apilado las conversiones $S - P$ (Sp), información que contienen las FRS, y propone las siguientes ecuaciones:

$$A_S(H, k) = r(t_4) \quad \text{y} \quad (\text{Ecuación 4.3})$$

$$A_{PS}(H, k) = w_P A_P(H, k) + w_S A_S(H, k). \quad (\text{Ecuación 4.4})$$

El apilado para la onda S , Ecuación 4.3, en realidad está conformado sólo de un término, ya que la FRS se encuentra libre de múltiplos y únicamente está constituida por las conversiones Sp generadas en cada discontinuidad. El apilado conjunto, Ecuación 4.4, es la suma ponderada de las superficies de soluciones de P (A_P) y S (A_S), la suma de los pesos w_P y w_S es igual a uno y en el análisis usamos $w_P = 0.7$ y $w_S = 0.3$. El mayor peso se le dio a la FRP pues contiene más información que la FRS, al menos en las discontinuidades someras.

Desafortunadamente la estructura de la Tierra difiere de un modelo simple de una capa sobre un semiespacio homogéneo o de la superposición de varias capas horizontales. Ejemplos de estas complejas áreas son las zonas de subducción, las dorsales oceánicas, cadenas montañosas o volcánicas, zonas de extensión o graben, por mencionar algunas.

Para estimar las propiedades de un modelo, principalmente asociado con la tectónica del país y, constituido por la superposición de varias capas horizontales con propiedades elásticas diferentes, realizamos un proceso iterativo, determinando sus características capa a capa. Inicialmente estimamos los parámetros H_1 y κ_1 para la capa más somera (por ejemplo, la corteza continental), limitada entre la superficie y la discontinuidad de Mohorovičić. Una vez estimados los parámetros para la primera capa usamos el espesor obtenido como dato de entrada para calcular H_2 y κ_2 , correspondiente a la capa subyacente (por ejemplo, desde el Moho hasta la LAB continental o el techo de la placa de Cocos) y repetimos el proceso hasta obtener las propiedades de un modelo que refleje la tectónica actual del sitio donde se encuentra una estación.

Debido a que los ángulos de incidencia de las ondas son aproximadamente verticales, el punto desde donde se lleva a cabo la conversión, proyectado en superficie, hasta la estación de registro, traza a una distancia horizontal, desde una perspectiva en planta. Si tuviéramos un modelo capas planas horizontales y el arribo de las ondas llegara desde distintas direcciones acimutales y la misma distancia epicentral, por ejemplo, 30° , la distancia horizontal sería la misma desde cualquier dirección (Figura 4.2a).

Generalmente, y debido a los ángulos de incidencia, la distancia horizontal para las FRP es $d_p = H/3$ y para las FRS la distancia es, aproximadamente, la misma que la profundidad en donde se lleva a cabo la conversión de la onda, de tal forma que $d_s = H$.

Integramos en el análisis del modelo una capa inclinada que simula la subducción de la placa de Cocos. El espesor de las capas que interactúan con la capa inclinada dependerá de la dirección de llegada de las ondas (variación acimutal) y de la posición geográfica de la estación. Arribos que llegan desde la dirección donde la capa inclinada se encuentra más somera (aproximadamente del oeste) estimarán espesores menores en las capas superiores a diferencia de los arribos que llegan desde la dirección donde la capa está a mayor profundidad (aproximadamente del este).

Analizamos la variación acimutal de las FR agrupándolas en conjuntos que dependen de la dirección de arribo. El primer grupo incluye todas las FR, abarcando todo el rango acimutal de 0° - 360° , y cuatro grupos más cada 90° (de 0° - 90° , de 90° - 180° , 180° - 270° y de 270° - 360°). En la Figura 4.2b mostramos un ejemplo de este análisis. El color del círculo refleja el espesor o profundidad de la capa; la posición, con respecto al centro del diagrama, representa la distancia horizontal en la que se da la conversión de la onda; y la localización acimutal corresponde al promedio de las direcciones de llegada de los eventos agrupados.

En la figura, el promedio del grupo que abarca las FR entre 0° y 90° es exactamente a 45° . El círculo central representa el promedio de todas las FR y supone una incidencia vertical.

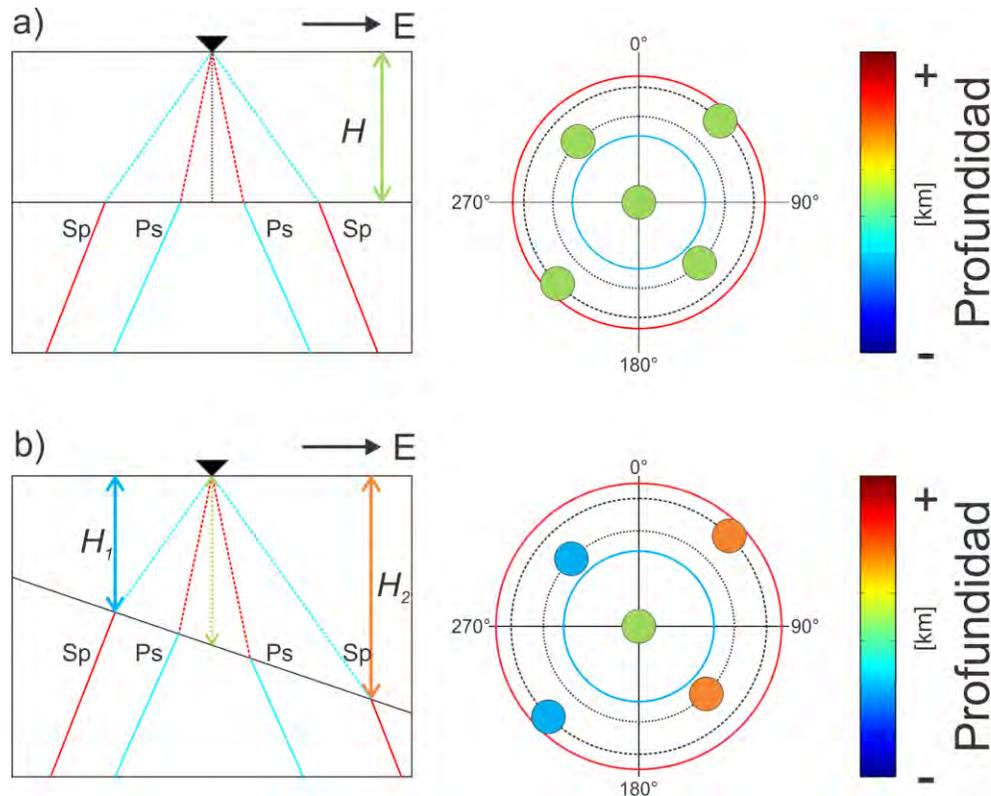


Figura 4.2. Diagrama del análisis $H - \kappa$. a) Modelo de una capa horizontal sobre un semiespacio. La profundidad (color del círculo) no varía con el acimut y la distancia horizontal (radio de las circunferencias en color rojo, azul y negro) refleja el nivel contribución de las FRP y FRS. Un círculo sobre la línea azul representa sólo el aporte de las FRP; si el aporte es completamente de las FRS el círculo se ubicaría sobre la línea roja; y si tenemos mayor contribución de FRP el círculo se ubicaría en la línea negra punteada, en caso de que el mayor aporte sea de FRS el círculo se encontraría en la circunferencia negra discontinua. b) Modelo de una capa inclinada. La profundidad estimada y la distancia horizontal varían de acuerdo con la dirección acimutal. El color del círculo se relaciona con la profundidad observada en cada discontinuidad. El radio de las circunferencias representa la variación de la distancia horizontal (desde el punto de conversión de una fase hasta la estación de registro) como un promedio ponderado debido al aporte de FRP y FRS. Por ejemplo en b) la circunferencia en color azul se relaciona con la distancia horizontal si sólo se tuvieran FRP; la circunferencia en color rojo representa la distancia horizontal si sólo se tuvieran FRS y las circunferencias en líneas negras, punteada y discontinua, la distancia horizontal ponderada si se tiene mayor aporte de FRP o de FRS, respectivamente.

Debido a que los ángulos de incidencia de las FRP y de las FRS son distintos, las distancias horizontales donde se llevan a cabo las conversiones también serán diferentes. Dado que conjuntamos la información de P y S también es necesario determinar la distancia horizontal promedio asociada con cada una de las interfases del modelo. Por lo anterior, calculamos el promedio ponderado en función de la cantidad de información que aporta cada grupo de FR de la siguiente manera:

- Definimos los pesos w_P y w_S como $w_P = NP/NT$ y $w_S = NS/NT$, donde NP , NS y NT son el número de FRP, de FRS y el total de FR, respectivamente.
- Si el mayor aporte lo brindan las FRP, es decir, tenemos mayor cantidad de señales de onda P , tomamos $d_P = H/3$ y sumamos la parte proporcional de $d_S = H$, de tal forma que la distancia horizontal es $d = d_P + w_S d_S$.
- Si tenemos mayor cantidad de FRS, la distancia horizontal se calcula como $d = d_S - w_P d_P$.
- La dirección promedio de arribo se calcula como $\phi = \bar{\phi}_P w_P + \bar{\phi}_S w_S$, donde $\bar{\phi}_P$ y $\bar{\phi}_S$ son los valores promedio de azimut inverso por grupo.

4.1.1. Resultados de la inversión $H - \kappa$

La Figura 4.3 presenta el resultado del análisis acimutal para la topografía de la corteza continental, en ella podemos observar diferencias asociadas con la tectónica del área de estudio. La zona cercana a la costa del océano Pacífico tiene un espesor menor, entre 10 y $20 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$, comparado con sitios dentro del continente, como en el centro de Oaxaca y mayor de 20 km en comparación con la zona por debajo de la FVTM. En la parte central del área de estudio, asociado con el Terreno Oaxaca y por debajo de la FVTM, observamos espesores entre 30 y $45 \text{ km} \pm 5 \text{ km}$. Además identificamos un ligero adelgazamiento de $7 \text{ km} \pm 2 \text{ km}$ del espesor de la corteza en la cuenca de Veracruz, con respecto del espesor promedio en el centro de Oaxaca ($35 \text{ km} \pm 5 \text{ km}$), probablemente asociado con la apertura del Golfo de México. En general, los cambios observados tienen una relación aproximada con los diferentes terrenos tectonoestratigráficos que encontramos en el área de estudio.

En la Figura 4.4 mostramos los resultados obtenidos para la frontera asociada con el techo de la placa de Cocos. En la imagen observamos una característica interesante asociada a la transición del ángulo de subducción de la placa; hacia el este de la FVTM las profundidades estimadas varían desde 220 km hasta 380 km ; al sureste de la FVTM, las profundidades estimadas son cercanas a los 120 km .

La densidad de puntos mostrados en la Figura 4.4 asociados al techo de la placa de Cocos brinda evidencia que apoya una continuidad de la litósfera oceánica. Dougherty y Clayton (2014), analizando la sismicidad, sí detectan un cambio abrupto y sugieren una rotura con esta evidencia. Estos resultados serán discutidos en el Capítulo 5. Como observamos en la Figura 4.4 la densidad de información cercana a la zona de transición es baja y ésta permite interpretar una continuidad en la estructura de la placa de Cocos. Para confirmar, o tratar de detectar un cambio brusco que defienda la hipótesis de ruptura, trazamos perfiles

perpendiculares y paralelos a la trinchera y retroproyectamos las amplitudes de las FR sobre éstos. La finalidad es identificar la continuidad de los horizontes y si existe un rasgo fuertemente contrastante que dé soporte a una ruptura en la placa, en caso contrario confirmar la continuidad de la placa.

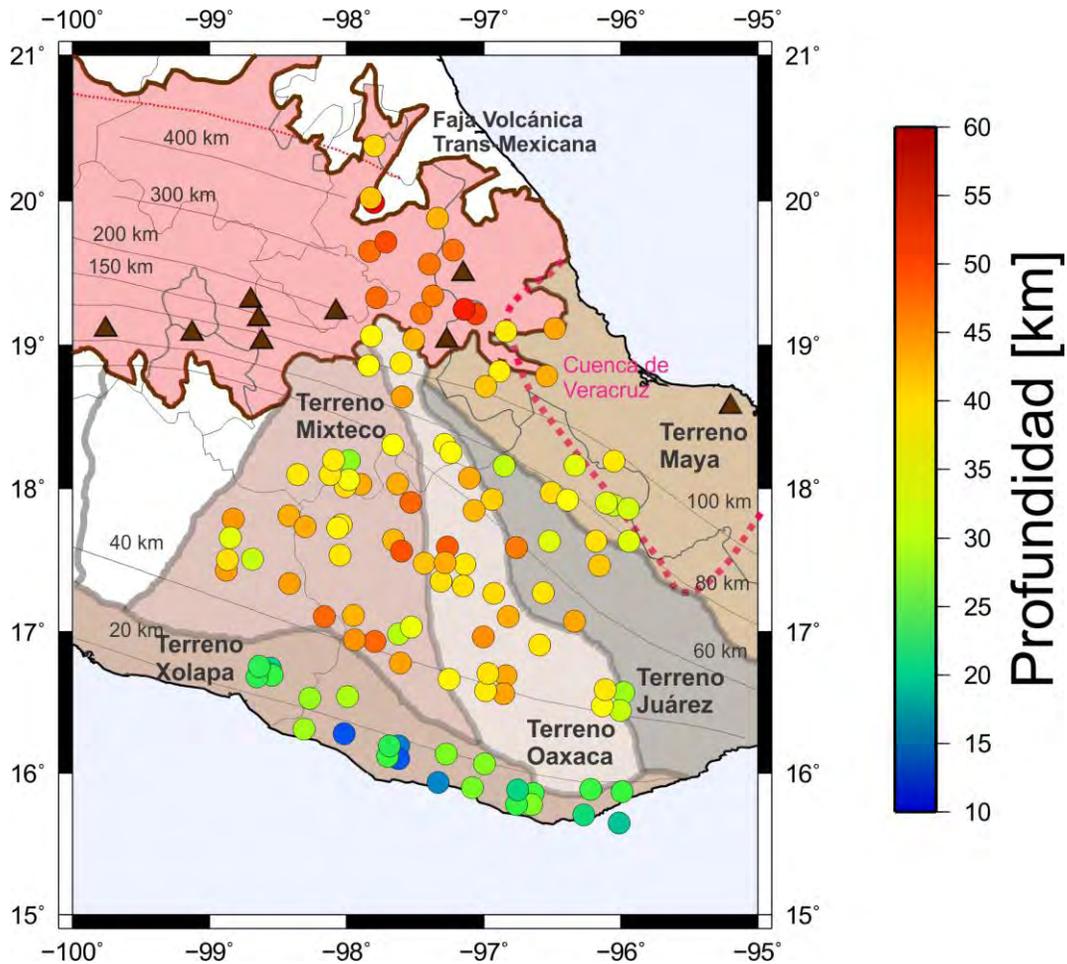


Figura 4.3. Espesor de la corteza continental obtenido mediante el análisis conjunto de FR. El color de los círculos están referidos al espesor. Círculos con un color cálido corresponden a una corteza de mayor grosor. Las contornos en línea negra corresponden a la profundidad del techo de la placa que propone Ferrari et al. (2012). La línea roja punteada indica el borde de la placa de acuerdo con Husker y Davis (2009). La línea magenta punteada marca el límite de la cuenca de Veracruz.

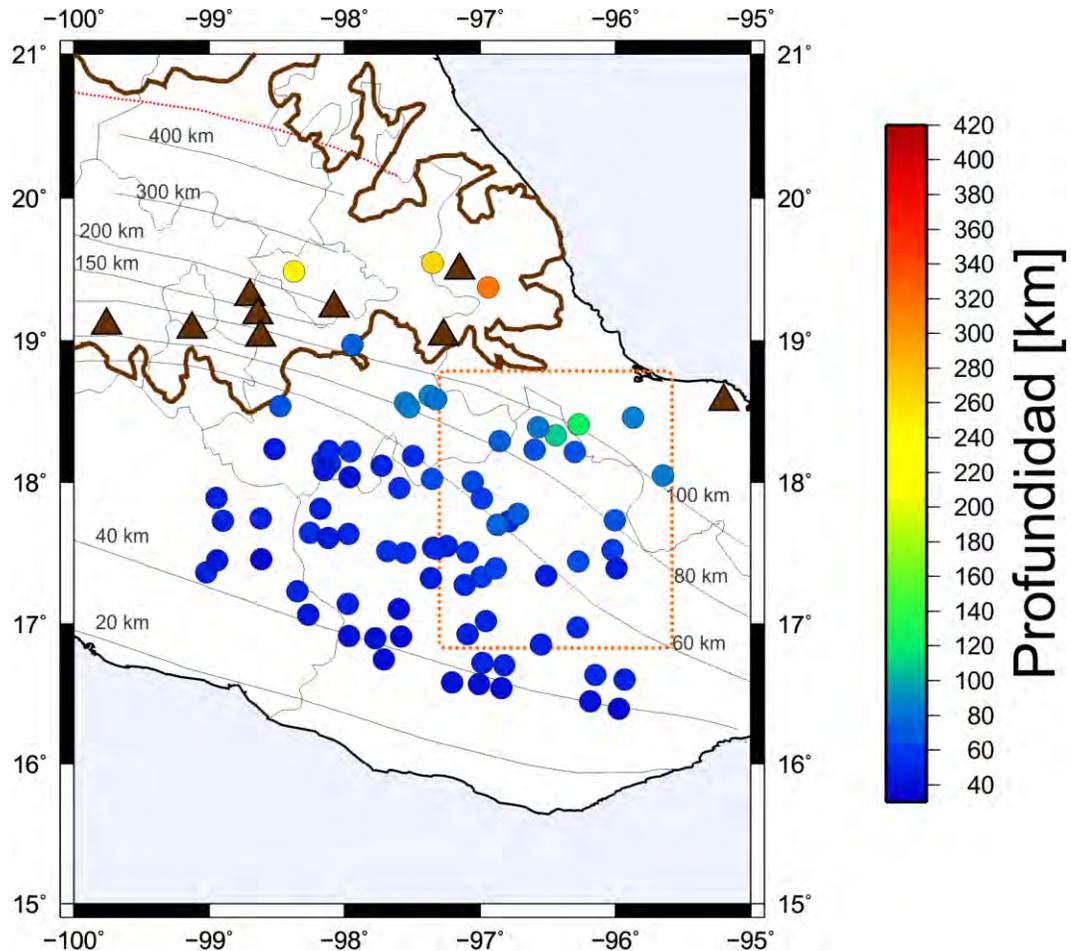


Figura 4.4. Profundidad del techo de la placa de Cocos obtenida mediante el análisis conjunto de FR. El color de los círculos está correlacionado con la profundidad estimada. Círculos con color cálido corresponden a una profundidad mayor. Las contornos en línea negra corresponden a la profundidad del techo de la placa que proponen Ferrari et al. (2012). La línea roja punteada indica el borde de la placa de acuerdo con Husker y Davis (2009). La línea naranja punteada enmarca la zona de transición del ángulo de subducción de la placa de Cocos.

Las FR se procesaron, previo a la retroproyección, con un algoritmo de descomposición empírica. A continuación presentamos, con más detalle, el desarrollo técnico, realizado por Montealegre-Cázares y Pérez-Campos (2016, en preparación) para la implementación de la ACEEMD (por sus siglas en inglés, *Automatic Complementary Ensemble Empirical Mode Decomposition*) y las razones por las que decidimos integrar el uso de esta herramienta.

4.2. Descomposición empírica de modos ensamblada, complementaria y automatizada (ACEEMD)

La descomposición empírica de modos, EMD (por sus siglas en inglés, *Empirical Mode Decomposition*), es un algoritmo adaptativo cuya finalidad es analizar señales no lineales que describen fenómenos no estacionarios y no periódicos (Huang et al., 1998).

En muchas ocasiones estudiamos procesos suponiendo que éstos son lineales, de tal forma que resulta práctico analizarlos en el dominio de las frecuencias, mediante la transformada rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés). Asumimos también que en la señal se incluye la historia temporal completa del fenómeno, característica de un proceso estacionario, y que además, éste es periódico.

Bajo los criterios anteriores, una FR es una señal que resulta de un proceso no lineal por lo que el análisis de Fourier, como es funcional, no representa el fenómeno con gran precisión. Las características frecuenciales del sistema analizado no están exactamente relacionadas con las características físicas del fenómeno, o de la estructura interna de la Tierra.

La EMD, por su parte, descompone la señal original en distintas funciones intrínsecas de modo (IMFs), análogas a los armónicos que se obtienen a partir del análisis de Fourier. Estas IMFs representan oscilaciones a partir de las cuales se reconstruye la señal (Huang et al., 1998). Las IMFs se obtienen de los datos observados realizando el siguiente proceso:

1. Se crean curvas interpoladas que pasan por todos los máximos (envolvente superior) y por todos los mínimos (envolvente inferior) de la señal original.
2. Se obtiene la media de las envolventes y se resta de los datos originales.
3. El proceso se repite hasta que el valor de la media de las envolventes es cercano a cero, o cumple una condición de error. Cuando esta condición se satisface, la señal que resulta de restar esa última media de las envolventes es lo que se llama IMF.
4. A los datos originales se le resta la primera IMF y se repite el proceso (1-3) hasta que la señal obtenida de esta resta es cercana a cero. La resta de los datos observados y la suma de las IMFs es el residual.

Será posible reconstruir la señal original sumando todas las IMFs más el residual. Podemos definir formalmente a la descomposición como:

$$X(t) = \sum_{i=1}^n c_i + r_n, \quad (\text{Ecuación 4.5})$$

donde $X(t)$ es la señal observada, c_i son las n IMFs obtenidas empíricamente y r_n es el residual.

El algoritmo, tal como fue planteado, sufre el problema de la mezcla de modos, esto implica que se conserva energía de una componente en otras, generando una incorrecta descomposición de la señal. Para corregir este inconveniente Wu y Huang (2009) y Yeh et

al. (2010) mejoraron y complementaron el proceso al sumar a una señal de ruido blanco en pares de distintas amplitudes. Como veremos más adelante, cada componente, dado que es un método empírico, tiene una relación directa con la física del sistema. En nuestro caso las componentes están relacionadas con las capas que integran nuestro modelo, esto es importante si deseamos estudiar individualmente, y si se tiene alcance, las propiedades de cada capa.

Para finalizar la descripción de la metodología de descomposición, Montealegre-Cázares y Pérez-Campos (2016, en preparación) desarrollaron un algoritmo automatizando todo el proceso y lo denominaron Descomposición Empírica de Modos Ensamblada, Complementaria y Automatizada (ACEEMD, por sus siglas en inglés). Dentro del procedimiento, el algoritmo determina los parámetros que controlan la amplitud de los pares de ruido blanco, que añadiéndolos a la señal original, asegura que la CEEMD automáticamente corrija el problema de la mezcla de modos.

En la ACEEMD, a grandes rasgos, el conjunto de IMFs simula una serie de filtros pasabandas. Comparado con el análisis de Fourier, el cual tiene una partición de la energía en todo el espectro de frecuencias, el contenido frecuencial de las IMFs está distribuido en bandas restringidas de frecuencia.

Las funciones calculadas, dado que son obtenidas empíricamente de la señal, tienen una relación directa con la física del sistema (Huang et al., 1998). Además, permite trabajar con señales obtenidas de procesos no lineales, transitorios y no periódicos.

Una ventaja que ofrece procesar una señal con la ACEEMD es tener la libertad de elegir cuántas y cuáles funciones se incluyen en la suma para reconstruir una señal, en nuestro caso la FR. Tener control sobre la reproducción de la FR facilita resaltar los pulsos asociados con las capas someras (Moho), frecuencias altas, y a capas más profundas (LAB), con las componentes de menor frecuencia. La Figura 4.5 muestra la descomposición realizada para las FR obtenidas de la estación TUXT.

Una vez que descompusimos cada FR, en sus IMFs, reconstruimos la señal con las componentes 1, 2 y 3. Como observamos en la Figura 4.5, esas funciones resaltan las discontinuidades asociadas con la corteza continental (Moho) y los pulsos asociados al techo y base de la placa de Cocos (pulsos positivo y negativo alrededor de 15 s). Después, las amplitudes de esta combinación de IMFs de cada FR son retroproyectadas sobre los perfiles mostrados en la Figura 4.6. El proceso está basado en la teoría de rayos y consiste en trazar el camino, en retrospectiva, desde la estación de registro hasta el hipocentro.

Análisis de funciones de receptor

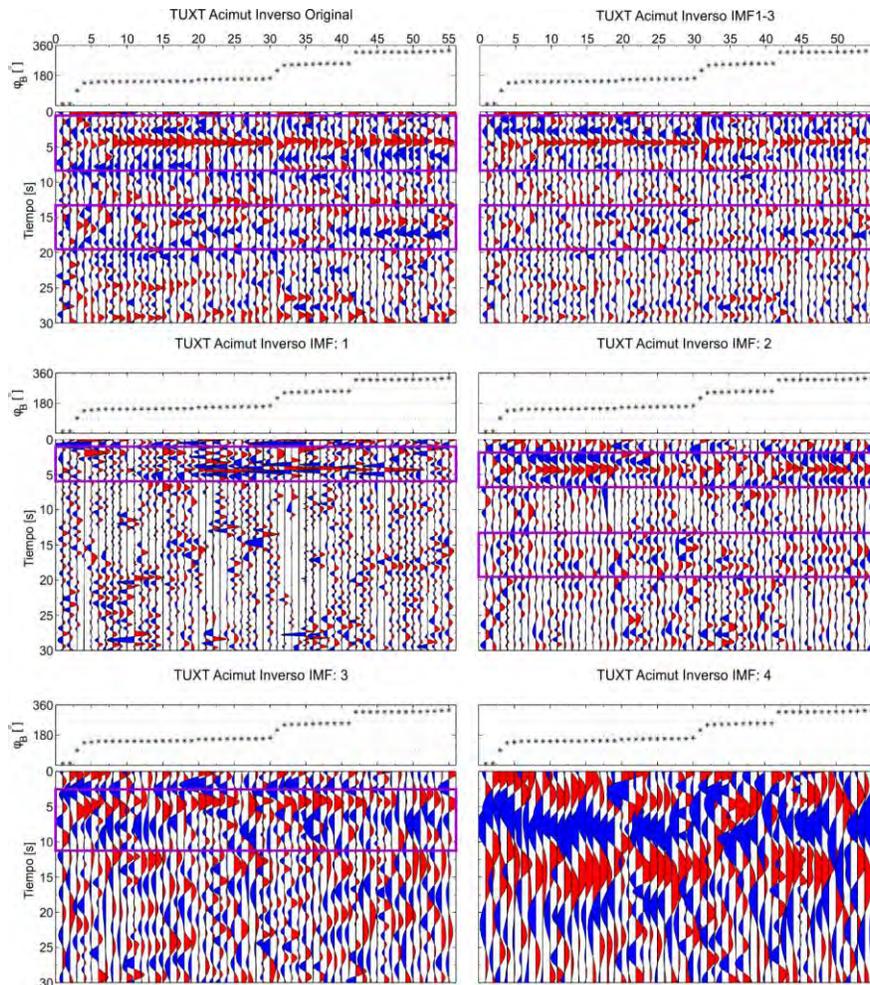


Figura 4.5. Descomposición de las FRP de la estación TUXT. Arriba: Comparación entre las señales originales y las que se obtuvieron sumando las primeras tres IMFs. Las FR están organizadas por acimut inverso. Los pares de imágenes siguientes, en medio e inferiores, muestran las IMFs de la 1 a la 4. Los rectángulos morados encierran los pulsos que resaltan en cada componente. IMF 1: Se resaltan principalmente los pulsos a 2 s, en color rojo, asociados posiblemente con la corteza media. IMF 2: Se resaltan los pulsos asociados con el Moho (en color rojo y aproximadamente a los 5 s) y a los pulsos negativo y positivo, entre 13 s y 20 s, probablemente asociados con el techo y base de la placa. IMF 3: Se resalta también el pulso del Moho; el siguiente pulso, azul, podría ser asociado a LAB continental. IMF 4: No muestra consistencia con las interpretaciones de las componentes anteriores, los pulsos que caracteriza a Moho y el techo y la base de la placa ya no son claramente distinguibles.

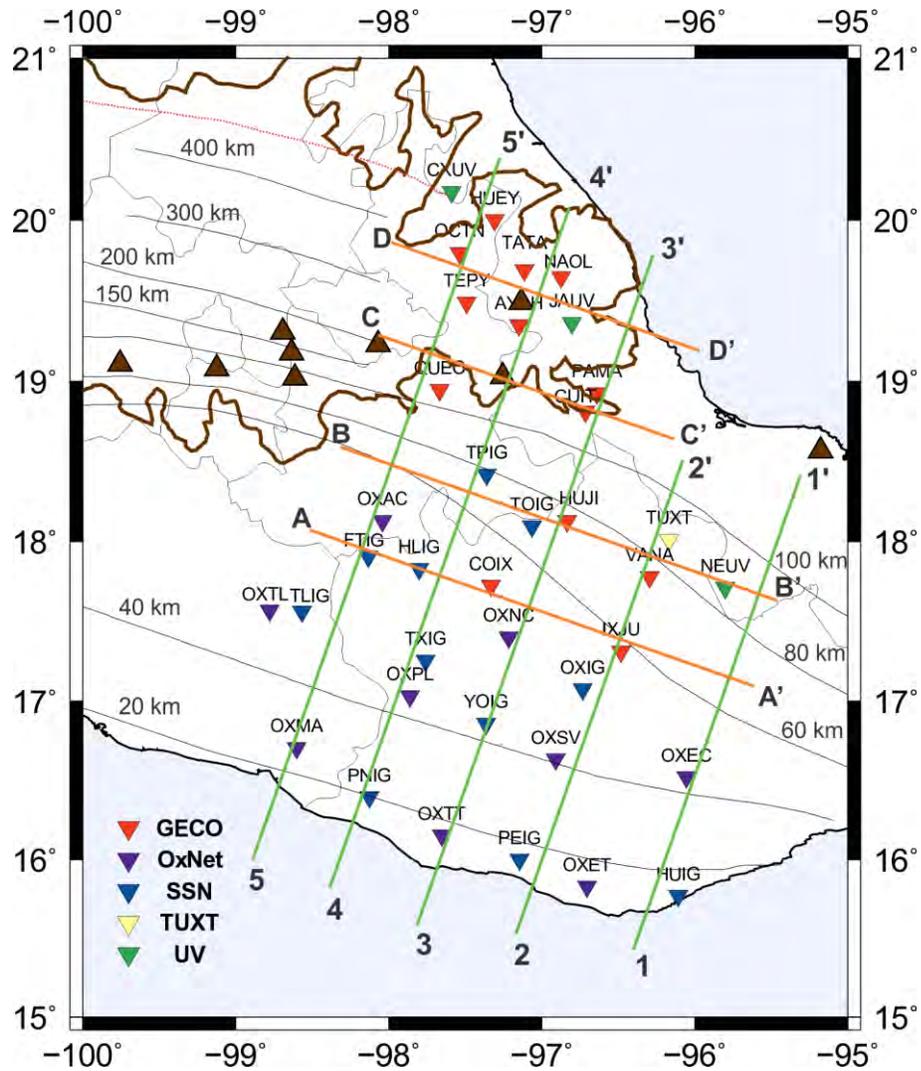


Figura 4.6. Dirección de los perfiles paralelos y perpendiculares a la MAT.

Dibujamos los rayos basándonos en el modelo 1-D de IASP91 (Kennett, 1991). Éste provee las velocidades de las ondas P y S , los espesores y densidad de las capas más importantes que componen la Tierra; por ejemplo, corteza, manto superior e inferior y núcleos externo e interno, por mencionar los más conocidos. Los parámetros de cada capa resultan de los promedios observados mundialmente. Modificamos este modelo para tener discontinuidades cada 5 km creando discontinuidades con contrastes de impedancia despreciables. Bajo este tratamiento suponemos que cada pulso que construye una FR es una conversión que se produjo en alguna discontinuidad y usamos esta herramienta para discretizar y correlacionar el tiempo en la FR, con una profundidad.

Para trazar un rayo (de un telesismo registrado en una estación), usamos como datos de entrada la distancia a la fuente y su profundidad e interpolamos para obtener los tiempos

de arribo de la onda directa y sus conversiones, así como los parámetros de rayo. Con esta información resolvemos el problema geométrico calculando la distancia horizontal en donde cruza el rayo cada discontinuidad hipotética a cada 5 km de profundidad. La posición geográfica, latitud y longitud, del punto de conversión se calcula usando la distancia horizontal, la posición de la estación y la dirección acimutal de la fuente, de forma parecida como se resolvió en el análisis acimutal, descrito en la Sección 4.1. De esta forma se va trazando el rayo de regreso, desde la estación de registro hasta el hipocentro del sismo.

Mostramos en la Figura 4.7 las amplitudes normalizadas de las FR, previamente reconstruidas con la suma de las componentes IMFs 1-3, y proyectadas sobre el Perfil D-D'. Delimitamos con elipses, en línea discontinua y color magenta, dos secciones de interés y las identificamos como zonas A y B. La proyección de las amplitudes positivas se muestra en las tonalidades rojas (cálidos) y las negativas en la gama del azul (fríos). Una continuidad de tonos cálidos hace referencia a una discontinuidad entre un medio de mayor velocidad subyaciendo a un medio de menor velocidad; por ejemplo, el Moho o la base de la placa. En contraste, los tonos fríos caracterizan una discontinuidad entre dos medios donde el de mayor velocidad sobreyace a uno de menor velocidad; por ejemplo, la LAB o el techo de la placa. En la región encerrada por la elipse A podemos observar una ligera continuidad de los tonos cálidos cerca de los 30 km de profundidad; mientras que dentro de la elipse B, con tonos cálidos más intensos que en A, se puede apreciar una continuidad del horizonte aproximadamente a los 45 km de profundidad. Estos rasgos aproximadamente horizontales podrían ser atribuidos a una discontinuidad en la corteza media y al Moho, respectivamente.

4.2.1. Resultados de la retroproyección con ACEEMD

A continuación analizamos los perfiles que se encuentra en la cercanía de la zona de transición, donde se da el cambio de echado de la placa de Cocos. Nos enfocamos en analizar el espesor de la corteza y la geometría de la subducción. Las líneas discontinuas en color verde en las Figuras 4.7-4.10 siguen la tendencia aproximada de los horizontes asociados con el Moho y con el techo y la base de la placa, tal y como describimos la Figura 4.5. El Apéndice I recopila los nueve perfiles con su interpretación.

Como mencionamos en la Sección 4.1.1, los espesores de la corteza en los perfiles varían entre 20 km, cerca de la costa del Pacífico, hasta un poco más de 50 km (Perfil D-D', Figura 4.7) dentro del continente en zonas donde los terrenos son más antiguos y por debajo de FVTM. En promedio, la profundidad del Moho se encuentra a 40 km bajo las estaciones localizadas en el centro del área de estudio. En las Figuras 4.8 y 4.9 identificamos esta zona al centro de los perfiles. El Perfil B-B', mostrado en la Figura 4.10, presenta un espesor menor, aproximadamente de 35 km, y está relacionado, en su mayoría, con el terreno Maya. Los triángulos sobre el eje horizontal superior tienen correspondencia con la topografía de los perfiles y observamos una relación directa de ésta con la profundidad de la Moho.

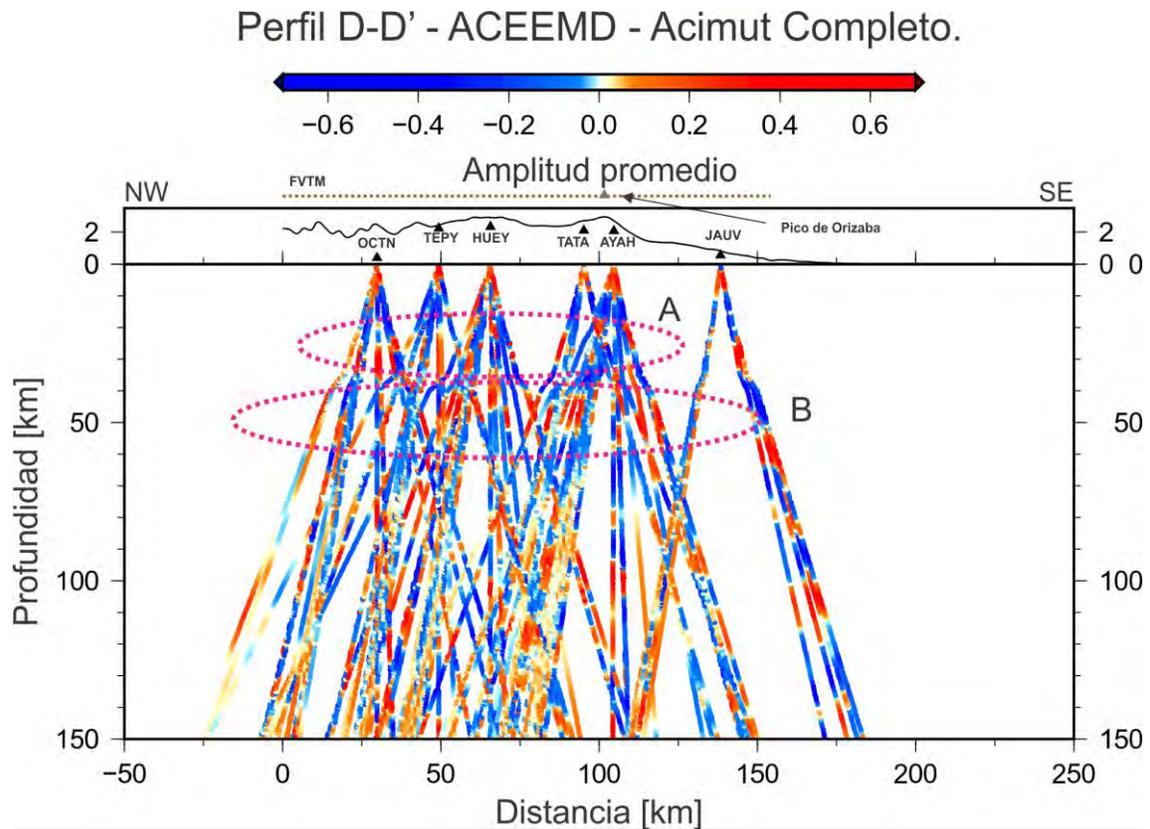


Figura 4.7. FR reconstruidas con las IMFs 1-3, normalizadas y retroproyectadas sobre el Perfil D-D'. La continuidad de las amplitudes proyectadas sobre el perfil se relaciona con la geometría de un horizonte, es decir, con la interfase entre medios con propiedades elásticas contrastantes. La elipse A indica una interfase en la corteza media; mientras que la elipse B, el Moho.

El Perfil 2-2' inicia frente a la costa de Oaxaca y atraviesa el centro del estado con una dirección aproximadamente SW-NE y termina cerca de la planicie costera del Golfo de México (Figura 4.8). La geometría de Cocos en este perfil muestra un echado suave en la parte central y es posible mapear su geometría hasta aproximadamente 120 km de profundidad; por debajo de esta profundidad, los colores, azul para techo y rojo para la base de la corteza oceánica, pierden coherencia y se dificulta resaltar la continuidad de la placa.

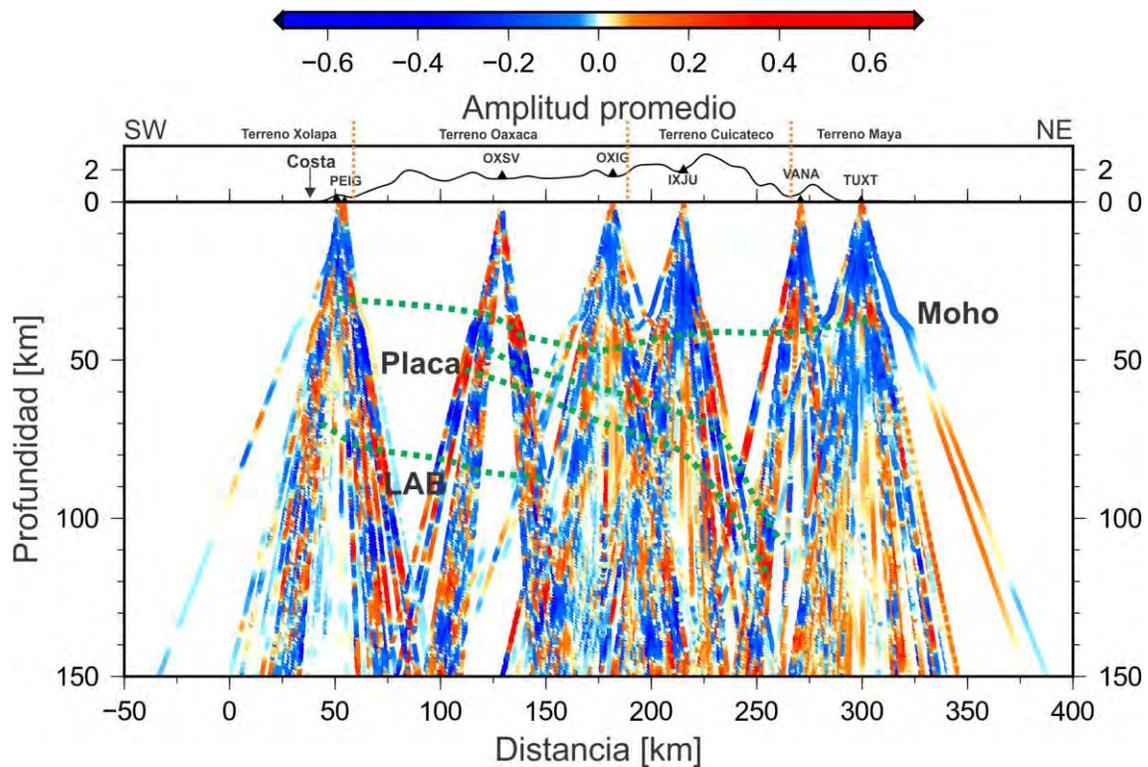


Figura 4.8. Perfil 2-2' con orientación SW-NE. Los triángulos negros muestran la ubicación de las estaciones y la topografía del perfil se denota con línea negra continua. Las líneas verticales discontinuas en color naranja marcan el límite de los terrenos tectonoestratigráficos. En líneas discontinuas de color verde están resaltados los horizontes asociados con el Moho, el techo y la base de la placa de Cocos y con la LAB. El espesor de la corteza muestra una relación congruente con la topografía del perfil.

El Perfil 3-3' (Figura 4.9), en la misma dirección que el 2-2', iniciando también en la costa de Oaxaca y atravesando el estado y el este de la FVTM, muestra un echado suave pero sólo es posible mapear la placa hasta alrededor de 70 km de profundidad, entre los 200-300 km a partir del inicio del perfil, dada la separación de estaciones. A partir de los 300 km ya no es posible seguir la continuidad del horizonte puesto que hay una ausencia de información y en los rayos consecuentes ya no identificamos una coherencia importante, y contrastante, que se asocie al techo y base de la placa.

El horizonte asociado con la LAB (Figuras 4.8–4.10) sigue congruentemente la geometría de la placa de Cocos pero no es posible seguir su continuidad a profundidades mayores que las observadas para la placa de Cocos. Además los espesores estimados de la litósfera oceánica varían entre 35 y 40 km, corel aproximadamente, siendo éste un valor compatible con la edad de la placa.

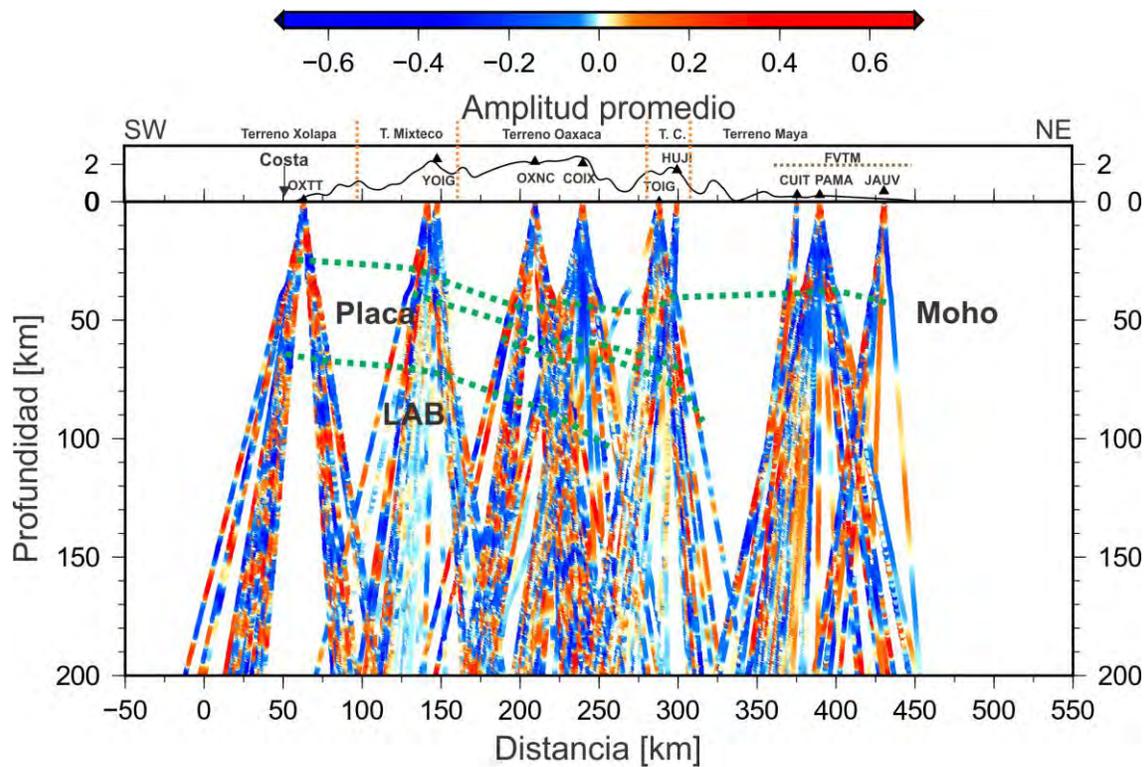


Figura 4.9. Perfil 3-3' con orientación SW-NE. La descripción es similar a la Figura 4.8. La línea punteada en café determina al área donde encontramos la FVTM.

La zona de mayor interés, donde deseamos conocer cómo se lleva a cabo la transición del ángulo de subducción, de horizontal-pronunciada a sutil-continua, se ubica entre los Perfiles 2-2', 3-3' y B-B'. A partir de 250 km de distancia, desde el inicio de los perfiles (2-2' y 3-3'), es difícil seguir los horizontes. En el Perfil 3-3' (Figura 4.8) se aprecian zonas con ausencia de rayos, esto se debe a la separación entre estaciones; por ejemplo, entre la primera y la segunda estación hay una separación de más de 100 km. La ausencia que más afecta a este perfil se encuentra entre los 300 y 350 km de distancia, a partir del inicio del perfil, pues es ahí donde se pierde la continuidad de los horizontes que dan indicio de la geometría que sigue la placa de Cocos. Sin embargo, no se observa una diferencia contrastante en la profundidad de la placa entre los Perfiles 2-2' y 3-3'.

En el Perfil B-B' (Figura 4.10) podemos identificar esta misma tendencia pero la apertura de los rayos en la zona Este del perfil no permite ver la placa a una profundidad mayor que los 80 km.

En el Perfil D-D', mostrado en la Figura 4.7, podemos identificar, dentro de la elipse color magenta A, la continuidad de un horizonte en color rojo, posiblemente atribuido a un contraste de impedancias dentro de la corteza que podría relacionarse con la discontinuidad de Conrad. Éste se identifica en la mayoría de los perfiles, aunque aparece con mayor definición en el Perfil D-D'. Cuando describimos la ACEEMD mencionamos que la descomposición en IMFs ayuda a resaltar diferentes discontinuidades dependiendo de la

componente observada. Posiblemente, para resaltar discontinuidades corticales intermedias, como el caso de la discontinuidad de Conrad, sea mejor usar únicamente la primera componente.

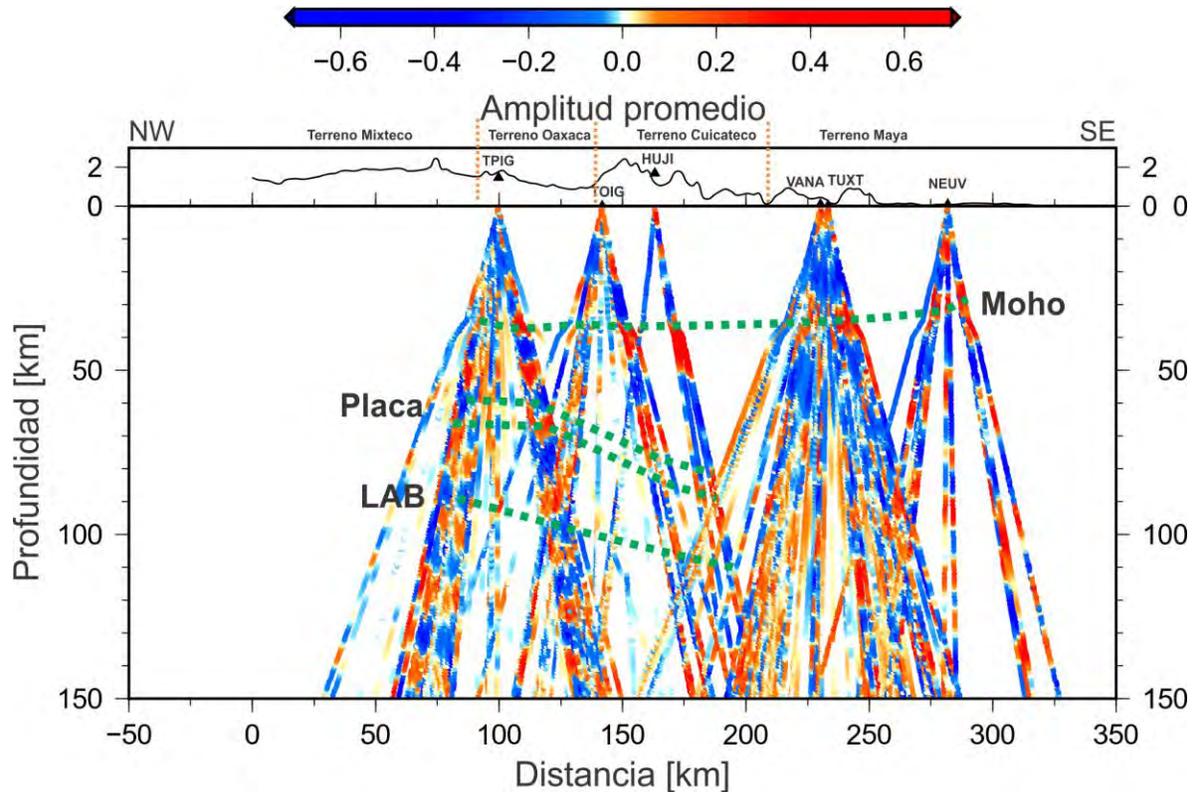


Figura 4.10. Perfil B-B' con orientación aproximada NW-SE. La descripción es similar a las Figuras 4.8 y 4.9. Las líneas verticales punteadas en naranja determinan los límites de los terrenos tectonoestratigráficos.

Enfocamos nuestro estudio de la corteza únicamente en determinar el espesor total y dejamos abierta la propuesta para estudiar con mayor detalle la estructura de velocidades cortical, además en el apartado de recomendaciones hacemos referencia a Chi-Chia et al. (2008) quienes proponen una metodología basada en el apilado de las amplitudes de las FR que proponen Zhu y Kanamori (2000) para determinar los espesores de capas intermedias en la corteza.

Para seleccionar los pulsos que definen las discontinuidades nos basamos en la información previa de la tectónica del centro-sur de México (Pardo y Suárez, 1995; Espíndola-Castro, 2009; Dougherty y Clayton, 2014). Excluimos pulsos probables si las profundidades sobrepasan límites físicamente posibles y tratamos de seguir la continuidad tal que fuera visual y suficientemente clara la persistencia de los horizontes.

Análisis de funciones de receptor

Como vimos, al analizar los perfiles, las discontinuidades más someras son más fáciles de seguir porque las amplitudes de esas interfases generan tonos más intensos. Entre más profundizamos, las amplitudes son menores y es visualmente más difícil encontrar los horizontes. Por tal motivo ajustamos la saturación de color para permitir que las discontinuidades más profundas, asociadas a la placa de Cocos y la LAB oceánica, fueran resaltadas. El inconveniente de realizar el ajuste de color complica, a mayores profundidades, discriminar los pulsos de la placa de aquellos que son múltiples de las capas someras.

5. Discusión y conclusiones

Previamente hablamos de la geología del centro-sur de México y establecimos el marco de referencia tectónico enfocándonos en el mecanismo de subducción que se lleva a cabo entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica. Además, puntualizamos los procesos que implementamos con el fin de obtener las FRP y las FRS, haciendo de ésta una tarea temporal y computacionalmente eficiente. Explicamos con mayor detalle la técnica de selección de arribo de las ondas *P*, *S* y *SKS* pues analizar catálogos con más de 600 eventos, en estaciones permanentes, cuyo periodo de operación excede los 10 años, resultaba ser una tarea tardada y visualmente agotadora. Asimismo, describimos las metodologías de análisis que nos permitieron obtener información sobre la estructura sísmica de la región, caracterizando las topografías del Moho y de la placa de Cocos.

A pesar de que el objeto principal de estudio es la transición del ángulo de subducción de la placa de Cocos incluimos también los resultados obtenidos sobre la topografía del Moho.

En la metodología descrita en el Capítulo 3 explicamos la forma de resolver iterativamente, desde la capa más somera, la corteza continental, hasta la más profunda, los espesores de un modelo de capas superpuestas. Recordemos que los múltiplos que construyen las FRP brindan más información para estimar con mayor precisión el espesor de las capas más someras, particularmente, la corteza continental, por lo que resulta pertinente presentar los resultados obtenidos sobre la topografía del Moho y su relación con los terrenos de la región centro-sur.

5.1. Discontinuidad de Mohorövičić (Moho).

En la Figura 5.1 mostramos un mapa en donde presentamos la topografía obtenida para el Moho. El área delimitada por el rectángulo en línea negra discontinua encierra, a excepción de las regiones noreste y noroeste que no cuentan con estaciones, el sector en donde obtuvimos información sobre la profundidad del Moho mediante el análisis acimutal. Realizamos la interpolación en GMT (*Generic Mapping Tools*, Smith y Wessel, 1990) usando “*splines*” cúbicos con un mallado de 5 x 5 km, ya que las FR, intrínsecamente, tienen un nivel de certidumbre de 5 km.

En el mapa podemos observar que el espesor de la corteza continental sobre el margen costero del océano Pacífico es menor con respecto de las regiones central y norte; igualmente, vemos un ligero adelgazamiento hacia el centro-este, en la frontera entre Oaxaca y Veracruz, pero no es una particularidad muy contundente pues sólo se tiene información de dos estaciones. A grandes rasgos observamos una correlación entre los espesores estimados y la división de los terrenos tectonoestratigráficos.

El terreno Xolapa y una parte del terreno Maya están bien diferenciados del resto de los terrenos donde el Moho es al menos unos 10 km más profunda.

En muchas de las márgenes convergentes, la subducción de una placa oceánica provoca la erosión de la corteza continental (Stern, 2011). En nuestra región de estudio, hacia la costa de Oaxaca observamos los menores espesores variando entre 10 y 20 km, probablemente como consecuencia del desgaste que produce la placa de Cocos al introducirse por debajo de la placa de Norteamérica.

Geometría del Moho

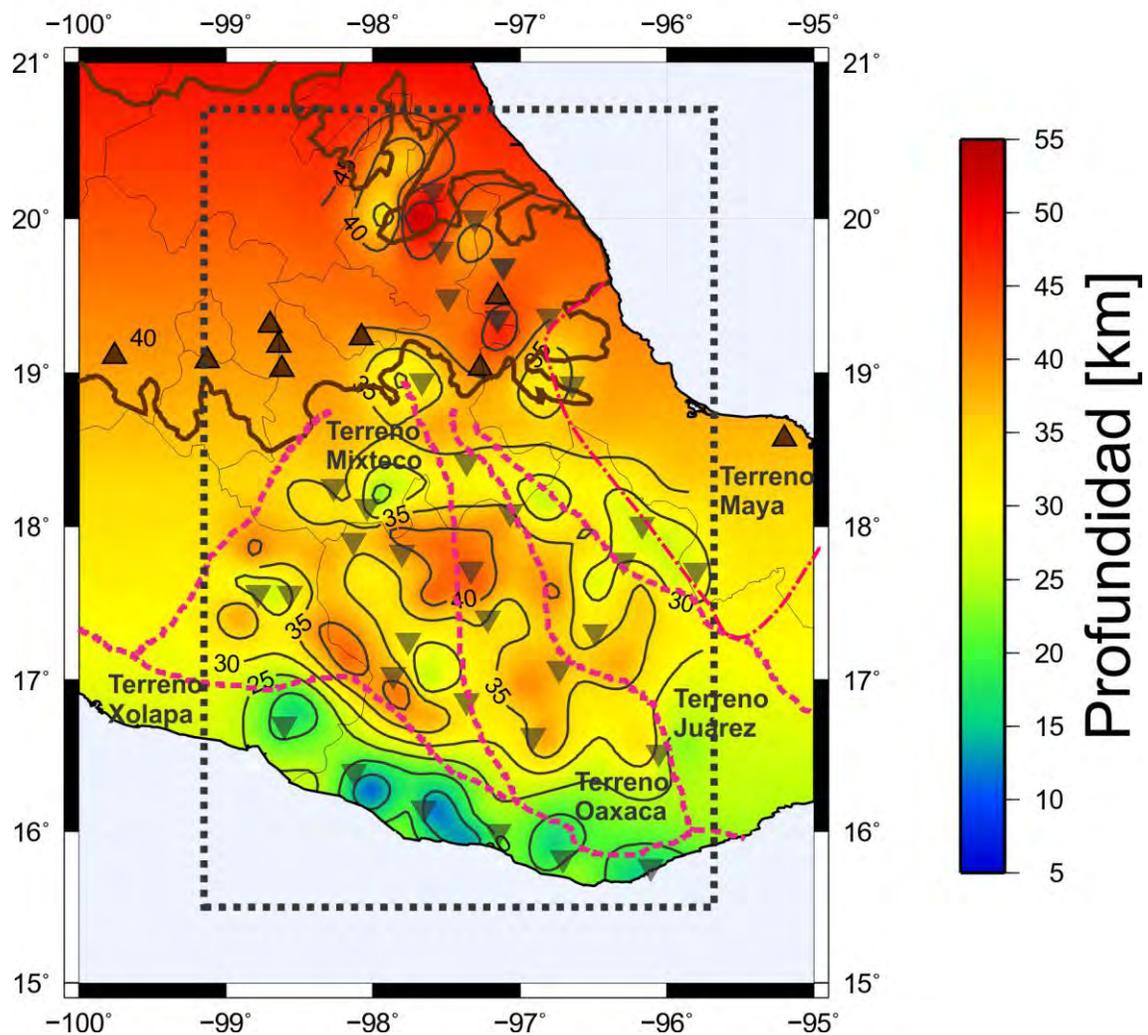


Figura 5.1. Profundidad del Moho estimada a partir del análisis acimutal de las FR. Las líneas negras continuas denotan las isocurvas de profundidad. Las líneas rosas delimitan los terrenos tectonoestratigráficos y la línea negra discontinua encierra la región en donde se cuenta con datos para llevar a cabo la interpolación.

Mediante un perfil de refracción y datos gravimétricos, Valdés et al. (1986) obtienen un modelo de estructura sísmica en el centro-sur de México. En la parte central del perfil estiman que el espesor de la corteza continental es de $45 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$ y en la zona cercana a la costa notan una reducción del espesor hasta alcanzar 10 km. En un estudio similar, Nava et al. (1988) observaron que el espesor de la corteza, en la costa de Oaxaca, variaba entre 19 y 23.5 km.

Comparando los espesores obtenidos en la región central de nuestro estudio con los resultados del estudio de Valdés et al. (1986), las diferencias no superan los 5 km y aquéllas observadas en la región de la costa de Oaxaca son, a lo más, de 10 km; en contraste, las diferencias entre nuestros resultados y los del estudio de Nava et al. (1988) son menores de 5 km.

Invirtiendo curvas de dispersión, Iglesias et al. (2001) obtienen un modelo de estructura cortical en el centro-sur de México en el que determinan un espesor para el terreno Zapoteco de aproximadamente 34 km. En otro estudio, Espíndola-Castro (2009) determinó el espesor de la corteza continental para la red de banda ancha del SSN en gran parte del centro y sur de México usando FR, a partir de sus resultados obtuvo curvas de isoprofundidad para la base de la corteza en donde muestra que la profundidad del Moho en las estaciones cercanas a la costa del océano Pacífico se encuentra entre 10 y 20 km y en el centro-sur de México el espesor varía entre 25 y 40 km.

En un trabajo más actual, Ferrari et al. (2012) compilan los resultados del análisis de FR de los proyectos *MesoAmerican Subduction Experiment* (MASE), VEOX y *Mapping the Rivera Subduction Zone* (MARS) y el estudio de gravimetría de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) para estimar la topografía de la corteza continental por debajo de la FVTM y al sur de ésta. Desafortunadamente en su estudio no incluyen datos de espesor en la región centro-sur por lo que nuestros resultados complementan la topografía del Moho en esa área.

En la Figura 5.2 mostramos la topografía superficial comparada con la topografía del Moho, caracterizada por los colores atenuados que mostramos en la Figura 5.1. En la imagen resalta fuertemente el adelgazamiento de la corteza hacia el Golfo de México, en el terreno Maya, y, en menor contraste, sobre la zona de la costa del océano Pacífico, dentro del terreno Xolapa. A pesar de que los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez no muestran diferencias muy marcadas entre ellos, la topografía del Moho es coincidente con la topografía superficial en la zona central del estudio.

En los perfiles B-B' y D-D' podemos identificar la congruencia que existe entre la topografía superficial y el espesor de la corteza. Observamos que por debajo de la FVTM, donde encontramos edificios volcánicos como el Pico de Orizaba o el Cofre de Perote, la corteza es más ancha en contraste con la cuenca de Veracruz donde la corteza es

aproximadamente 10 km más delgada, lo cual concuerda con el modelo de Airy de equilibrio isostático. Aunque está más allá de los objetivos de este trabajo, un análisis más profundo de este cambio podría ayudar a explicar el origen del vulcanismo, en la zona oriental de la FVTM, y entender su relación con la subducción de la placa de Cocos.

Con una mayor densidad de estaciones, nuestros resultados son congruentes y más precisos que los estudios previos ya el análisis acimutal de las FR integra una cantidad mayor de información, además que las estimaciones obtenidas en estaciones permanentes son más robustas pues se obtuvieron con un mayor número de FR. Las diferencias observadas entre los diversos estudios caen dentro de los rangos de error de 5 km de las FR. Además, la topografía del Moho que presentamos tiene una mejor resolución gracias a que la red GECO mejora la densidad instrumental y el análisis acimutal permite obtener más información estructural.

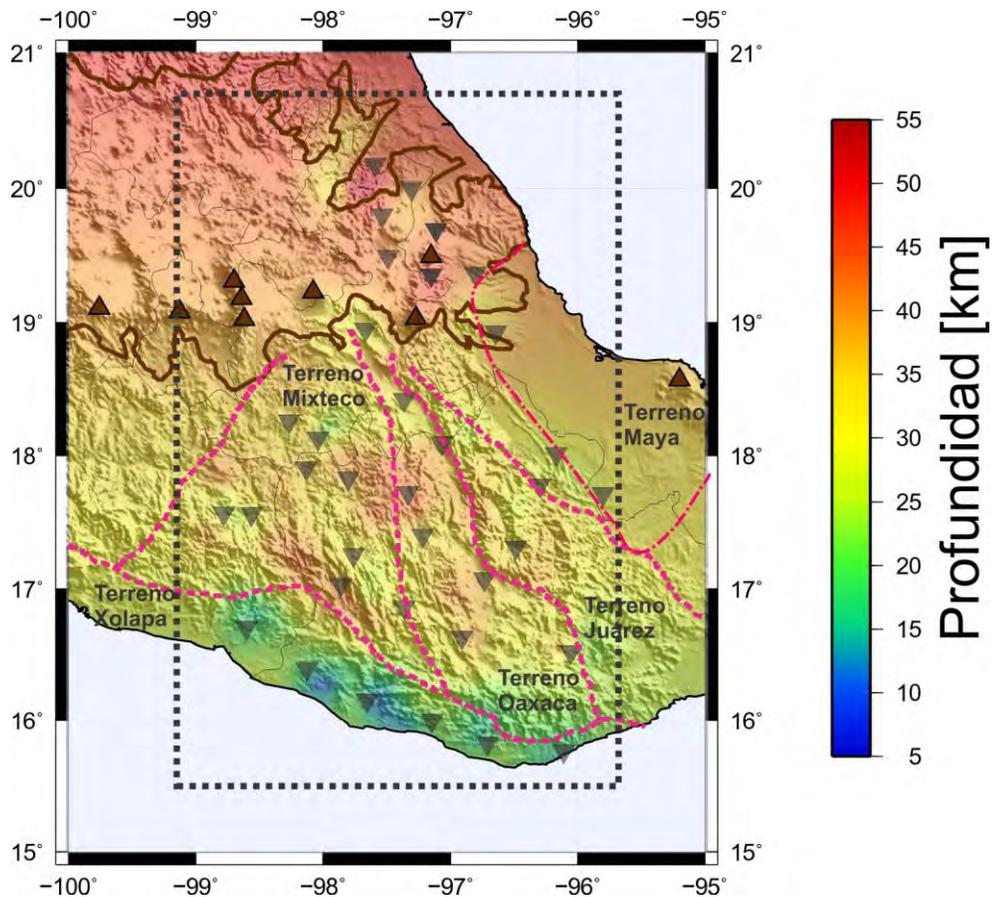


Figura 5.2. Profundidad del Moho obtenida del análisis acimutal comparada con la topografía superficial.

5.2. Geometría de la placa de Cocos

Integramos nuestras observaciones con las curvas de isoprofundidad que proponen Ferrari et al. (2012), las cuales fueron obtenidas modificando las curvas que proponen Pardo y

Suárez (1995) con la información de los perfiles MASE (Pérez-Campos, 2008; Husker y Davis, 2009) y VEOX (Melgar y Pérez-Campos, 2011), para obtener una imagen actualizada de la geometría de la placa de Cocos.

Mostramos la geometría propuesta para la placa de Cocos en la Figura 5.3. En el mapa incluimos la sismicidad regional con puntos de colores (Servicio Sismológico Nacional, 2015). Los tonos fríos, del morado al azul, muestran la sismicidad somera e intermedia y los tonos cálidos, del verde al rojo, la sismicidad profunda. Las estrellas de color amarillo representan los sismos históricos intraplaca que han tenido lugar en los últimos 100 años (Kostoglodov y Pacheco, 1999), al pie de la cada evento especificamos la profundidad, la magnitud y el año. Singh et al. (2002) y Kirby et al. (2002) reportan los mecanismos focales para los eventos de 1937, 1973 y 1999 y están representados en la figura por las “pelotas de playa” en color rojo. Los mecanismos de los eventos más actuales fueron obtenidos de catálogo de “Global CMT” (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012). Las líneas punteadas en color negro corresponden a las curvas de isoprofundidad que propone Ferrari et al. (2012). Las líneas continuas en color rojo corresponden a la compilación que generamos en este proyecto, éstas reflejan la continuidad de la placa oceánica y un cambio importante, principalmente en las isobatas de 60, 80 y 100 km en la región éste.

La región encerrada con línea negra discontinua corresponde a la zona en donde observamos la transición del echado de la placa de Cocos, entre una subducción horizontal a una inclinada. El cambio más contrastante se observa en las curvas de 60, 80 y 100 km hacia el este de la elipse, comparadas con las curvas que proponen Ferrari et al. (2012). La continuidad observada en nuestras curvas no soporta la hipótesis de una ruptura plenamente desarrollada, como interpretan Dougherty y Clayton (2014), para explicar la transición del echado de la placa.

Implementando un análisis espectral, Letort et al. (2015) mejoran la localización hipocentral de la sismicidad intraplaca en la zona de Guerrero y Oaxaca. En su investigación proponen una geometría actualizada para la parte somera de Cocos, la cual es consistente con los resultados de los trabajos anteriores, pero la baja sismicidad en la parte profunda de la placa les impide analizar la zona asociada con la transición.

En un reciente estudio, Fasola et al. (2016) proponen que en la zona de transición (línea discontinua negra), la placa se encuentra cercana a su límite elástico debido a un estado de saturación de momento de flexura, el cual reduce la resistencia del material al doblamiento (Goetze y Evans, 1979).

Cuando los esfuerzos en un material hacen que aumente su curvatura, el momento de flexura tenderá a aumentar también si la curvatura es suave y el material experimenta deformación elástica (Kao y Chen, 1996). Cuando las curvaturas son grandes, el momento de flexura del cuerpo se satura y cualquier aumento de la curvatura se verá reflejado en

deformación permanente (McNutt y Menard, 1982). En este caso el cuerpo rompe por la acción de los esfuerzos.

Brudzinski et al. (2010) examinan la presencia de tremores no volcánicos (NVT, por sus siglas en inglés) en el estado de Oaxaca y dado que no observan alguna zona con ausencia de esta actividad sus observaciones brindan soporte a la hipótesis que la placa no presenta una ruptura, al menos a una profundidad entre 30 y 50 km. Algunos estudios de los NVT sugieren que su origen se debe a la presencia de fluidos en interfases entre los límites de las placas (Kodaira et al., 2004; Audet et al., 2009; Rubinstein et al., 2010). Si existiera una ruptura, los fluidos involucrados en el proceso migrarían y no permitirían su desarrollo.

En contraste, Dougherty y Clayton (2014) presentan un modelo de estructura el cual incluye una zona donde observan una capa de ultra baja velocidad (USL, por sus siglas en inglés). En su estudio delimitan ésta región la cual coincide en su límite norte cerca de la curva de 60 km y aunado al abrupto cambio de echado que notan en la placa, gracias a la sismicidad, infieren una ruptura en la sección sur de Cocos, al norte de la USL.

Recabamos información de la sismicidad histórica, sobre y alrededor de la zona de transición, seleccionando principalmente eventos de profundidad intermedia, intraplaca y mecanismo de falla normal (Kostoglodov y Pacheco, 1999). Los sismos se encuentran identificados por las estrellas amarillas en la Figura 5.3. Singh et al. (2002) y Kirby et al. (2002) reportan los mecanismos focales para los eventos de 1937, 1973 y 1999.

Sismos de fallamiento normal son evidencia que indica que la placa se encuentra en un estado tensional, ya sea por la fuerza gravitacional que ejerce la parte más profunda de la litósfera oceánica o por la flexión a la que está sometida la placa oceánica, dado el cambio de echado de horizontal a moderadamente inclinada. La orientación parecida de los mecanismos focales no brinda evidencia que soporte la hipótesis de que exista una ruptura plenamente desarrollada que explique la transición.

La información que obtuvimos relacionada con la geometría de la placa de Cocos, la distribución espacial y registro histórico de la sismicidad favorecen la hipótesis que sugiere que la placa mantiene una estructura continua y el cambio de echado observado es moderadamente suave, permitiendo que la respuesta a los esfuerzos se refleje en una deformación permanente mediante fracturamiento. Nuestras observaciones y la considerable disminución de la sismicidad identificada en la región central-este de la elipse (Figura 5.3) podría sugerir que si existe una ruptura plenamente desarrollada en la placa se encuentre probablemente en la parte más profundidad de la placa y que la zona de transición es una zona de fractura joven.

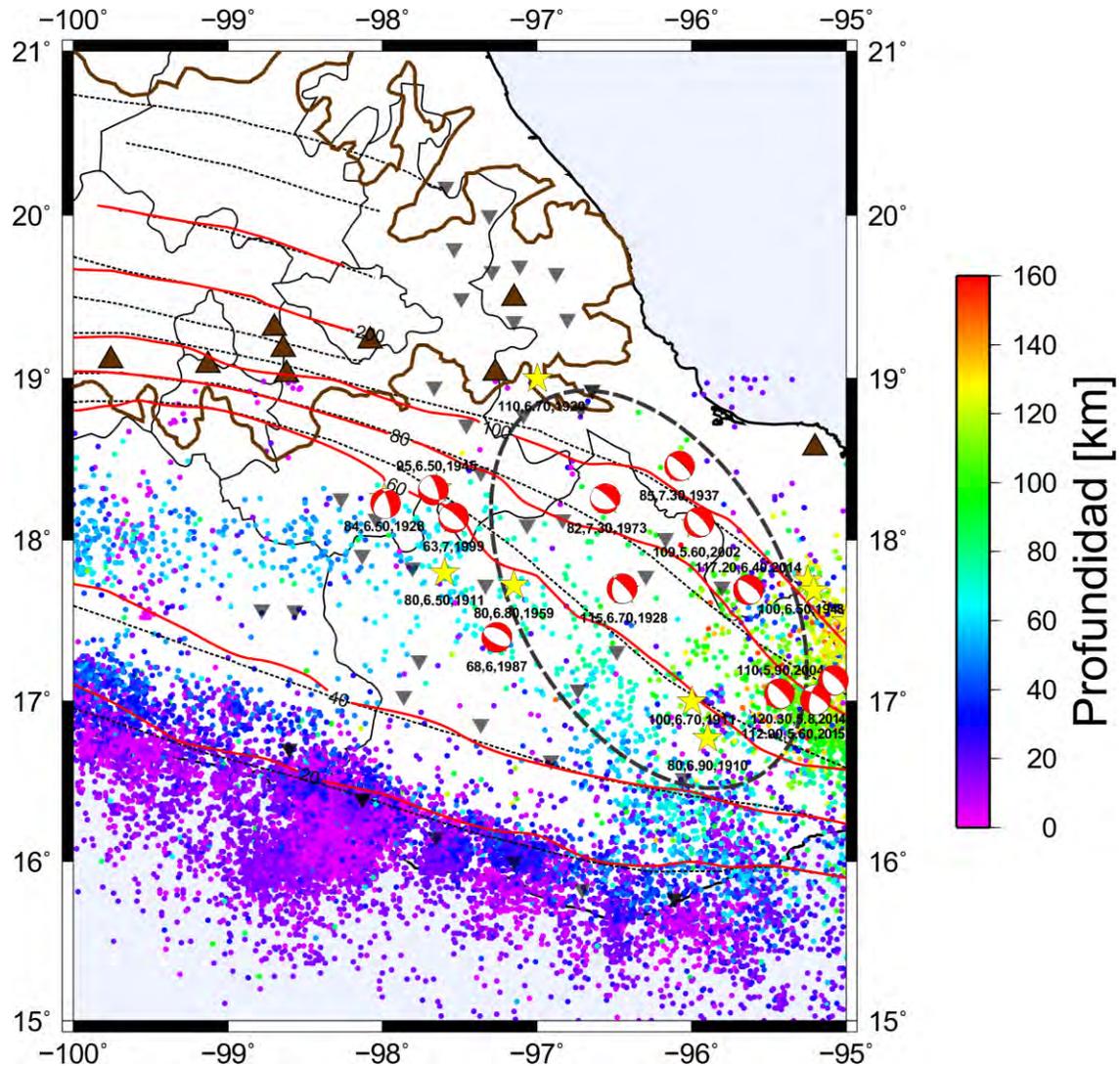


Figura 5.3. Geometría de la placa de Cocos en el centro-sur de México (línea roja continua). Distribución de la sismicidad regional (puntos de colores; Servicio Sismológico Nacional, 2015) y sismos históricos de los últimos 100 años (estrellas amarillas; Kostoglodov y Pacheco, 1999) en la región circundante a la zona de transición del ángulo de subducción de la placa. Las “pelotas de playa” en color rojo representan los mecanismos focales sismos $M > 5$. Los números indican su profundidad, magnitud y año de ocurrencia. Las líneas punteadas corresponden a las curvas de isoprofundidad que propone Ferrari et al. (2012); la línea café denota el límite de la FVTM, los triángulos café corresponden a los volcanes activos de la FVTM; los triángulos invertidos representan la red de estaciones.

5.3. Conclusiones.

Optimizar el tiempo de procesamiento, en cualquier rama del análisis de señales, es una tarea fundamental pues hoy en día se cuenta con la tecnología para recabar una cantidad impresionante de datos.

Los catálogos sísmicos de las estaciones de la red de banda ancha del SSN fácilmente están integrados por más de 600 eventos, lo que hizo imprescindible elaborar un algoritmo que seleccionara automáticamente el arribo de las fases P , S y SKS . Calculando la función de kurtosis (FCK), para corregir un arribo teórico preliminar, logramos reducir considerablemente el tiempo de procesamiento y recuperamos cerca del 75 % de eventos del catálogo original a partir del cual se obtuvieron las FR, tal como lo detallamos en el Capítulo 3.

Analizamos las FR con dos metodologías para obtener las profundidades de la discontinuidad de Mohorovičić y el techo de la placa de Cocos. La primera consistió en resolver el problema inverso y obtener un modelo de velocidades, a partir de las amplitudes FR y los tiempos de llegada de las fases convertidas, basado en la metodología que proponen Zhu y Kanamori (2000). Éste fue modificado para resolver un modelo de capas horizontales superpuestas, conjuntando la información de las FRP y las FRS. La segunda consistió en retroproyectar las amplitudes de las FR sobre perfiles perpendiculares y paralelos a la trinchera. Previamente descompusimos las señales en IMFs usando la ACEEMD y seleccionar las componentes 1 a 3 para resaltar las discontinuidades asociadas al Moho y al techo de la placa de Cocos.

Mediante los modelos de estructura obtenidos determinamos la variabilidad del espesor de la corteza continental. En la región cercana a la costa tenemos un espesor menor, comparado con la región central del estudio, debido a la erosión que provoca la subducción de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica. Detectamos también un ligero adelgazamiento de la corteza cerca de la frontera del estado de Oaxaca con Veracruz; sin embargo, esta información no es muy precisa ya que se cuenta con pocos datos. Además, en la región central observamos los mayores espesores asociados con los terrenos estratigráficos más antiguos y por debajo de la FVTM donde es posible que el magmatismo esté engrosando la corteza debido a que el material magmático se está acumulando en la base de ésta.

El análisis de la sismicidad histórica cercana a la zona de transición en Cocos Sur y la geometría de la placa propuesta, sugieren que en el centro-sur de México la placa posiblemente esté desarrollando una ruptura. Probablemente una ruptura estrecha y “madura” sea el resultado de una serie rupturas menores en una área confinada, un proceso que, proponemos se pueda estar llevando a cabo.

5.4. Recomendaciones.

Una vez obtenidas las FR, éstas son agrupadas por estación y ordenadas por acimut inverso y distancia. Antes del análisis de las señales se requiere realizar un control de calidad para eliminar FR que, comparadas con los grupos de acimut y/o parámetros de rayo, parezcan ruidosas. Realizamos manualmente esta tarea y aunque no se necesita invertir mucho tiempo una automatización del proceso ayudaría a tener datos de buena calidad, para realizar al análisis, en un menor tiempo. Proponemos crear una FR base por grupos de

acimut inverso y parámetro de rayo y que ésta sea comparada cuantitativamente mediante la semblanza.

Este proceso deberá diseñarse con gran cuidado pues debe conservar señales que presenten ligeros cambios debido a la estructura. Como vimos en el Capítulo 4, las diferencias cualitativas de las FR reflejan la variación acimutal de las discontinuidades entre medios con propiedades elásticas distintas.

El diseño del análisis conjunto en el dominio $H - \kappa$ no presenta ninguna restricción particular para determinar el parámetro κ , sólo fue restringido para los diferentes espesores que integran el modelo de estructura. El rango de búsqueda de κ varía entre el mínimo y máximo global sin importar el tipo de material. Mejorar el algoritmo para incluir restricciones particulares del parámetro κ permitirá determinar, no sólo los espesores sino también, propiedades elásticas cuantitativas de las capas del modelo.

Cuando realizamos la retroproyección de las FR, sobre los diferentes perfiles, y determinamos la profundidad del Moho notamos que en algunos de ellos, por ejemplo el perfil D-D' (Figura 4.5), era posible resaltar la continuidad de un horizonte en color rojo probablemente relacionado con la discontinuidad intermedia en la corteza.

En este proyecto no se profundizó más en los detalles de la corteza pero Chi-Chia et al. (2008) proponen un método extendido del análisis $H - \kappa$ para un modelo de tres capas el cual toma en cuenta las conversiones principales y los múltiples para detallar la estructura de velocidades. La diferencia entre nuestra metodología es que ellos, al tener discontinuidades más somera con relación al Moho, pueden incluir información de los múltiples de las capas intermedias pues llegan antes o un poco después de la conversión P_s en el Moho.

Hasta el momento, los estudios más recientes enfocados en la transición del ángulo de subducción en Cocos Sur no han permitido esclarecer si existe una ruptura, como sugieren Dougherty y Clayton (2014), o si la placa se mantiene íntegra en un estado saturado de momento de flexura (Fasola et al., 2016), o como proponemos, la ruptura se encuentra en una etapa joven de desarrollo.

Un análisis de anisotropía ayudaría a confirmar si existe o no una ruptura. Previamente se han utilizados las FR para realizar este tipo de estudios (McNamara, 1990; McNamara y Owens, 1993; Savage, 1998; Nagaya et al., 2008, Castillo-Castellanos et al., 2016) además de otras metodologías como el estudio del particionamiento o birrefringencia de las ondas de corte (e.g., Vinnik et al., 1984; Silver y Chan, 1991; Rojo-Garibaldi, 2011) o el análisis de ondas superficiales (Anderson y Harkrider, 1962; Mainprice et al., 2000; Stubailo et al., 2012). Además, una vez definido el modelo de transición será posible estudiar su relación con otros fenómenos sísmicos como el NTV y los eventos de deslizamiento lento (SSE, por sus siglas en inglés).

Bibliografía

Allen, R. V. (1978). Automatic Earthquake Recognition and Timing from Single Traces. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(5), 1521-1532.

Allen, R. V. (1982). Automatic Phase Pickers: Their Present Use and Future Prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6), S225-S242.

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

Anderson, D. L. y Harkrider, D. (1962). The effect of anisotropy on continental and oceanic surface wave dispersion. *Journal of Geophysical Research*, 67, 1627.

Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I., y Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225), 76-78. 10.1038/nature07650.

Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., Hibert, C. y Mangeney, A. (2014). An automatic Kurtosis-Based P- and S-Phase Picker Designed for Local Seismic Networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1), 394-409, 10.1785/0120120347.

Bevis, M., y Isacks, B. (1983). Hypocentral Trend Surface Analysis: Probing the Geometry of Benioff Zones. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 6153-6170, 10.1029/JB089iB07p06153.

Brudzinski, M., Hinojosa-Prieto, H. R., Schlanser, K. M., Cabral-Cano, E., Arciniega-Ceballos, A., Diaz-Molina O. y DeMets, C. (2010). Nonvolcanic tremor along the Oaxaca segment of the Middle America subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8), 1-15, 10.1029/2008JB006061.

Buland, R. y Chapman, C. H. (1983). The Computation of Seismic Travel Times, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(5), 1271–1302.

Campa, M. F., y Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051, 10.1139/e83-094.

Castillo, J., Pérez-Campos, X. Valenzuela, R. W., Husker, A. y Ferrari, L. (2016). Crust and upper mantle seismic anisotropy variations from the coast to inland in central and southern Mexico. *Geophysical Journal International*, en revisión.

Chi-Chia, T., Chau-Huei, C. y Ta-Liang, T. (2008). Receiver functions for Three-layer media. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1249-1262, 10.1007/s00024-008-0355-3

Bibliografía

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, 10.1111/j.1365-246X.1976.tb01267.x

Conrad, P. y Lithgow-Bertelloni, C. (2006). Influence of continental roots and asthenosphere on plate-mantle coupling. *Geophysical Research Letters*, 33(L05312), 1-4, 10.1029/2005GL025621.

Crotwell, H. P. y Owens, T. J. (1999). The TauP ToolKit: Flexible Seismic Travel-Time and Raypath Utilities, *Seismological Research Letters*, 70(2), 154-160.

DeMets, C., Gordon, R. G. y Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 1-80. 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

Dougherty, S., Clayton, R. W. y Helmberger, D. V. (2012). Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate. *Journal of Geophysical Research*, 117 (B09316), 1-17, 10.1029/2012JB009528

Dougherty, S. L. y Clayton, R. W. (2014). Seismicity and structure in Central Mexico: Evidence for a possible slab tear in the South Cocos plate. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 119, 3424-3447, 10.1002/2013JB010883

Dziewonski, A. M., Chou, T. A. y Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2825-2852, 10.1029/JB086iB04p02825

Ekström, G., Nettles, M. y Dziewonski, A. M. (2012). The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201, 1-9, 10.1016/j.pepi.2012.04.002

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.

Fasola, S., Brudzinski, M., Ghouse, N., Solada, K., Sit, S., Cabral-Cano, E., Arciniega-Ceballos, A., Kelly, N. y Jensen, K. (2016). New perspective on the transition from flat to steeper subduction in Oaxaca, Mexico, based on seismicity, nonvolcanic tremor, and slow slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 1-1, 10.1002/2015JB012709

Ferrari, L. (2004). Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32(1), 77-80, 10.1130/G19887.1

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. y Manea, M. (2011). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149. 10.1016/j.tecto.2011.09.018

Bibliografía

Fischer, K. M., Ford, H. A., Abt, D. L., y Rychert, C. A. (2010). The lithosphere-asthenosphere boundary. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 551-575, 10.1146/annurev-earth-040809-152438

Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O. y Gehrels, G. (2007). Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 19(11/12), 1313-1336, 0.1130/B26067.1

Goetze, C., y Evans, B. (1979). Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal International*, 59 (3), 463-478, 10.1111/j.1365-246X.1979.tb02567.x

Hernández Santana, J., Ortiz Pérez, M. A. y Mah Eng, M. F. (2008). Análisis morfoestructural del Estado de Oaxaca, México: Un enfoque de clasificación tipológica del relieve. *Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 68, 7-24.

Huang, N. E., Shen, Z., Long, S. R., Wu, M. C., Shih, H. H., Zheng, Q., Yen, NC., Tung, C. C. y Liu, H. H. (1998). The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. The Royal Society*, 454(1971), 903-995, 10.1098/rspa.1998.0193

Husker, A. y Davis, P. (2009). Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research*. 114 (B04306), 1-15, 10.1029/2008JB006039

Iglesias, A., Cruz-Atienza, V. M., Shapiro, N. M., Singh, S. K. y Pacheco, J. F. (2001). Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms. *Geofísica Internacional*, 40(3), 181-190.

Kao, H., y Chen, W. P. (1996). Seismicity in the outer rise-forearc region and configuration of the subducting lithosphere with special reference to the Japan Trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B12), 27811-27831.

Kennett, B. L. N. (1991). IASPEI 1991 Seismological Tables. *Terra Nova*, 3(2), 1-122, 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x

Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey. *International Geology Review*, 46, 765-794, 10.2747/0020-6814.46.9.765

Kim, Y., Clayton, R. W. y Keppie, F. (2011). Evidence of Collision between the Yucatan Block and Mexico in the Miocene. *Geophysical Journal International*, 187, 989-1000, 10.1111/j.1365-246X.2011.05191.x

Bibliografía

Kirby, S. H., Wang, K., y Dunlop, S. (2002). The Cascadia Subduction Zone and related subduction systems: seismic structure, intraslab earthquakes and processes, and earthquake hazards. US Geological Survey Open Report 02-328, 1-182.

Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J. O., Iwasaki, T., y Kaneda, Y. (2004). High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough. *Science*, 304 (5675), 1295-1298, 10.1126/science.1096535

Kostoglodov, V., y Pacheco, J (1999). Cien años de Sismicidad en México. Instituto de Geofísica, UNAM.

Langston, C. (1979). Structure under Mount Rainer, Washington, Inferred by teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749-4762, 10.1029/JB084iB09p04749

Letort, J., Guilbert, J., Cotton, F., Bondár, I., Cano, Y. y Vergoz, J. (2015). A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes ($4.5 < M < 5.5$): application to the Guerrero subduction zone (Mexico). *Geophysical Journal International*, 201 (3), 1834-1848, 10.1093/gji/ggv093

Ligorria, J. y Ammon, C. (1999). Iterative Deconvolution and Receiver Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395-1400. 10.1.1.473.9379

Mainprice, D., Barruol, G. y Ismail, B. (2000). The anisotropy of the Earth's mantle: From single crystal to polycrystal. AGU Geophysical Monograph 117, "Mineral Physics and seismic tomography: From atomic to global", AGU, 117, 237-264.

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, 10.1029/JB087iB08p06751

Martini, M. (2008). Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano. Centro de Geociencias, UNAM. Tesis de Doctorado.

McNamara, D. E. (1990). Evidence for azimuthal seismic anisotropy in the Basin and Range province: Implications for middle to lower crustal tectonic processes. M.S. Thesis, University of Missouri.

McNamara, D. E. y Owens, T. J. (1993). Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range province using Moho Ps converted phases. *Journal of Geophysical Research*, 98, 12,003-12,017, 10.1029/93JB00711

McNutt, M. K., y Menard, H. W. (1982). Constraints on yield strength in the oceanic lithosphere derived from observations of flexure. *Geophysical Journal International*, 71(2), 363-394, 10.1111/j.1365-246X.1982.tb05994.x

Bibliografía

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(2011), 1449-1460, 10.1007/s00024-010-0199-5

Molnar, P., y Sykes, L. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1639-1684.

Montealegre-Cázares, C. y Pérez-Campos, X. (2016). Improving the delimitation of Cocos plate subduction by using ACompEEMD. *Geophysical Journal International*. (En preparación).

Nagaya, M., Oda, H., Akazawa, H. y Ishise, M. (2008). Receiver functions of seismic waves in layered anisotropic media: application to the estimate of seismic anisotropy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 2990-3006, 10.1785/0120080130

Nava, F., Núñez-Cornú, F., Córdoba, D., Mena, M., Ansorge, J., González, J., Rodríguez, M., Banda, E., Mueller, S., Udías, A., García-García, M. y Calderón, G. (1988). Structure of the Middle America trench in Oaxaca, Mexico. *Tectonophysics*, 154 (3), 241-251, 10.1016/0040-1951(88)90106-0

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, 10.1029/95JB00919

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C. y Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico, *Geophysical Research Letters*, 35, 1-6, 10.1029/2008GL035127

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

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A. y Valencia, V. A. (2009). El terreno Cuicateco: ¿Cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 222-242.

Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G. y Lomas, E. (1992). Geometry and State of Stress of the Downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 19 (8), 773-776, 10.1029/2003JB002854

Rodríguez-Domínguez, M. Á. (2013). Estructura sísmica debajo de la estación sismológica de Tuxtepec, Oaxaca, mediante funciones de receptor. Facultad de Ingeniería, UNAM. México. Tesis de licenciatura.

Bibliografía

Rubinstein, J. L., Shelly, D. R., y Ellsworth, W. L. (2009). Non-volcanic tremor: A window into the roots of fault zones. In *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences*. Springer Netherlands, 287-314, 10.1007/978-90-481-2737-5_8

Saragiotis, C., Hadjileontiadis, L. J., Savvaidis, A. S., Papazachos, C. B. y Panas, S. M. (2000). Automatic S-Phase Arrival Determination of Seismic Signals Using Nonlinear Filtering and High-Order Statistics. *Proc. IGARSS*, (1), 292-294, 10.1109/IGARSS.2000.860496

Saragiotis, C., Hadjileontiadis, L. J. y Panas, S. M. (2002). PAI-S/K: A Robust Automatic Seismic P Phase Arrival Identification Scheme. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(6), 1395-1404, 10.1109/TGRS.2002.800438

Savage, M. K. (1998). Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 103, 15,069-15,087, 10.1029/98JB00795

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of México. *The Geological Society of America, Special Paper 278*, 1-161.

Singh, K., Kostoglodov, V. y Pacheco, J. F. (2002). Intraslab earthquakes in the subducting oceanic plates below Mexico. *The Cascadia Subduction Zone and related subduction systems. U.S. Geological Survey Open File Report - Seismic Structure, Intraslab Earthquakes and Processes, and Earthquake Hazards*, 1-182.

Siebe, C., y Macías, J. L. (2006). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *Geological Society of America Special Papers*, 402, 253-329, 10.1130/2004.VHITMC.SP402

Silver, P. G., y Chan, W. W. (1991). Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *Journal of Geophysical Research*, 96, 16,429-16,454, 10.1029/91JB00899

Smith, W. H. F., y Wessel, P. (1990). Gridding with a Continuous Curvature Surface in Tension. *Geophysics*, 55, 293-305 [surface].

Soudou, F. (2005). Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions. *GeoForschungsZentrum Potsdam, Stifung des öffentlichen rechts. Tesis doctorado*.

Servicio Sismológico Nacional (2015). *Boletín Sismológico del Servicio Sismológico Nacional 1900-2015*, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

Stern, C. R. (2011). Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Research*, 20, 284-308, 10.1016/j.gr.2011.03.006

Stubailo, I., Beghein, C. y Davis, P. M. (2012). Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry on the

Bibliografía

Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, 117 (B05303), 1-16, k10.1029/2011JB008631

Urrutia-Fucugauchi, J., y Flores-Ruiz, J. H. (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38(2), 176-194.

Valdés, C. M., Mooney, W. D., Singh, S. K., Meyer, R. P., Lomnitz, C., Luetgert, J. H., Helsley, C. E., Lewis, B. T. R. y Mena, M. (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76 (2), 547-563.

Vinnik, L. P., Kosarev, G. L, y Makeyeva, L. I. (1984). Anisotropy of the lithosphere from the observation of SKS and SKKS. *Proceedings of the Academy of Science. USSR*, 278, 1335-1339, 10.1111/j.1365-246X.1989.tb02039.x

Wu, Z. y Huang, N. (2009). Ensemble Empirical Mode Decomposition: A Noise-assisted Data Analysis Method. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 1(1), 1-41, 10.1142/S1793536909000047

Yeh, J-R. y Shieh, J. S. (2010). Complementary Ensemble Empirical Mode Decomposition: A Novel Noise Enhanced Data Analysis Method. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 2(2), 135-156, 10.1142/S1793536910000422

Zhu, L. y Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B2), 2969-2980, 10.1029/2008JB005899

Apéndice I. Funciones de receptor normalizadas y retroproyectadas

Los siguientes perfiles muestran las amplitudes de las FR, reconstruidas con las componentes IMF 1-3, normalizadas y retroproyectadas sobre los perfiles mostrados en la Figura 4.6. La proyección de las amplitudes positivas se muestra en las tonalidades rojas (cálidos) y las negativas en la gama del azul (fríos). Una continuidad de tonos cálidos hace referencia a una discontinuidad entre un medio de mayor velocidad subyaciendo a un medio de menor velocidad, por ejemplo el Moho y la base de la placa; en contraste, los tonos fríos caracterizan una discontinuidad entre dos medios donde el de mayor velocidad sobreyace a uno de menor velocidad, por ejemplo la LAB o el techo de la placa. Las líneas discontinuas en color verde siguen la tendencia aproximada de los horizontes asociados al Moho, techo y base de la placa y a LAB oceánica. La línea discontinua y punteada del perfil D-D' (Figura A9) sigue la tendencia aproximada de una discontinuidad en la corteza media, probablemente asociada a la discontinuidad de Conrad. La línea punteada en color café denota la región donde encontramos la FVTM (Figuras A3-A5, A8-A9). La línea vertical discontinua en color naranja delimita los terrenos tectonoestratigráficos. La altitud de las estaciones (triángulos negros) está proyecta sobre el perfil por eso se observa una ligera variación con respecto de la topografía, en el rectángulo superior de las figuras.

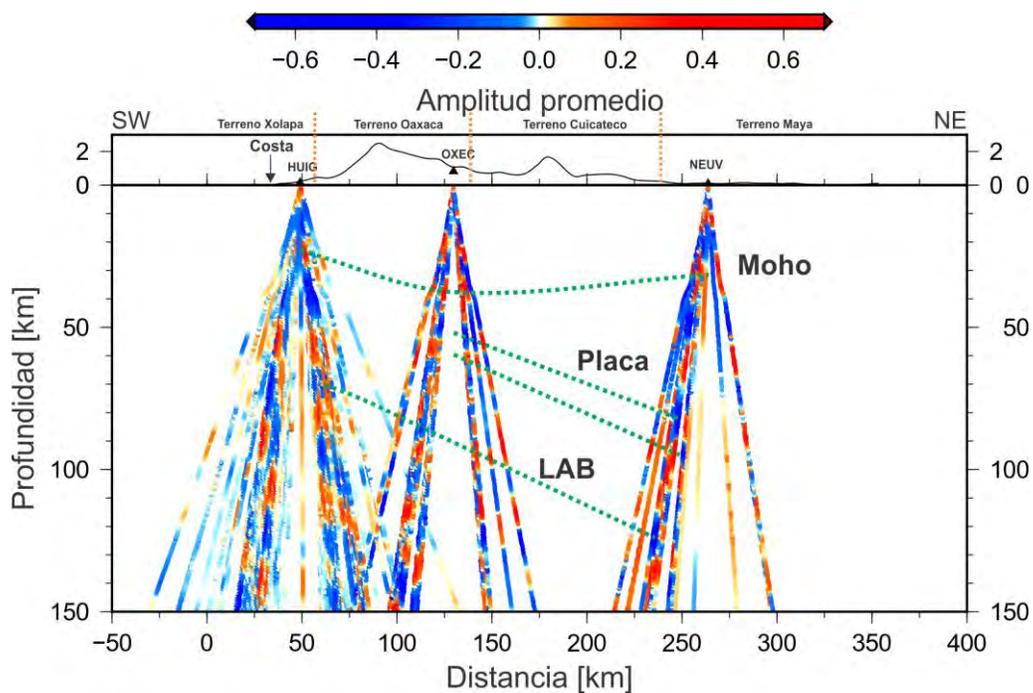


Figura A1. Perfil 1-1' con orientación aproximada SW-NE localizado al este del estado de Oaxaca.

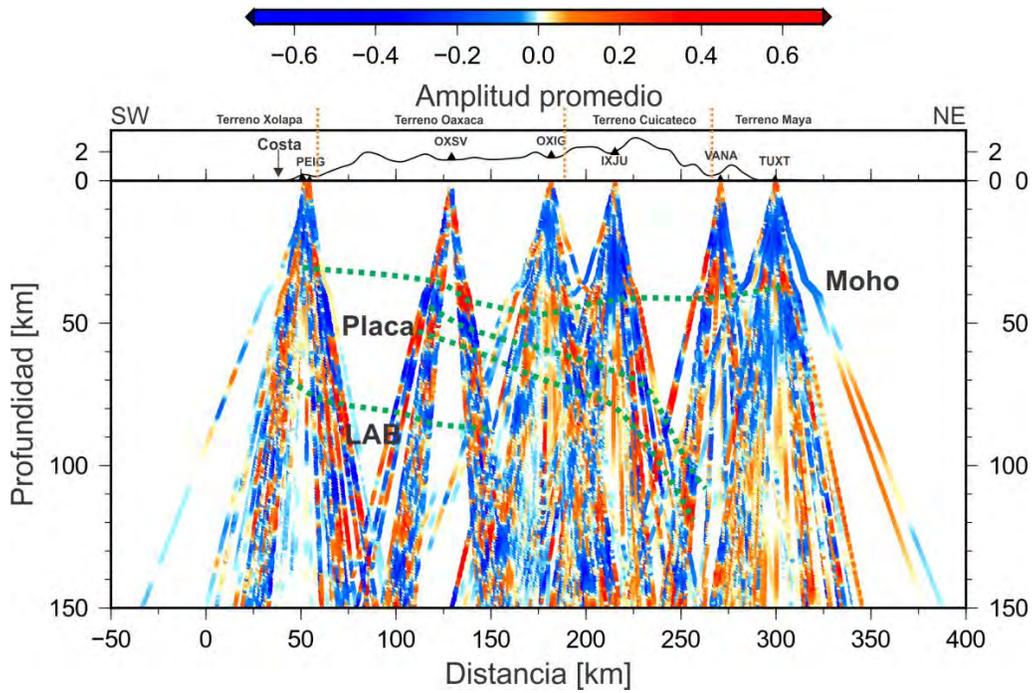


Figura A2. Perfil 2-2' con orientación aproximada SW-NE localizado en el centro del estado de Oaxaca.

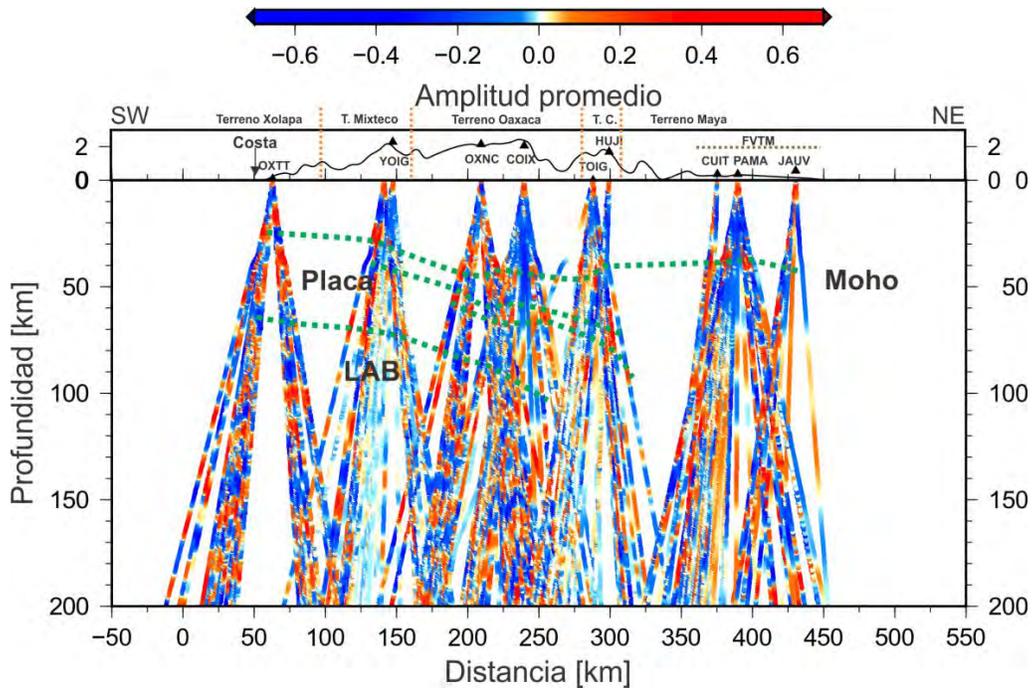


Figura A3. Perfil 3-3' con orientación aproximada SW-NE localizado en el centro del estado de Oaxaca.

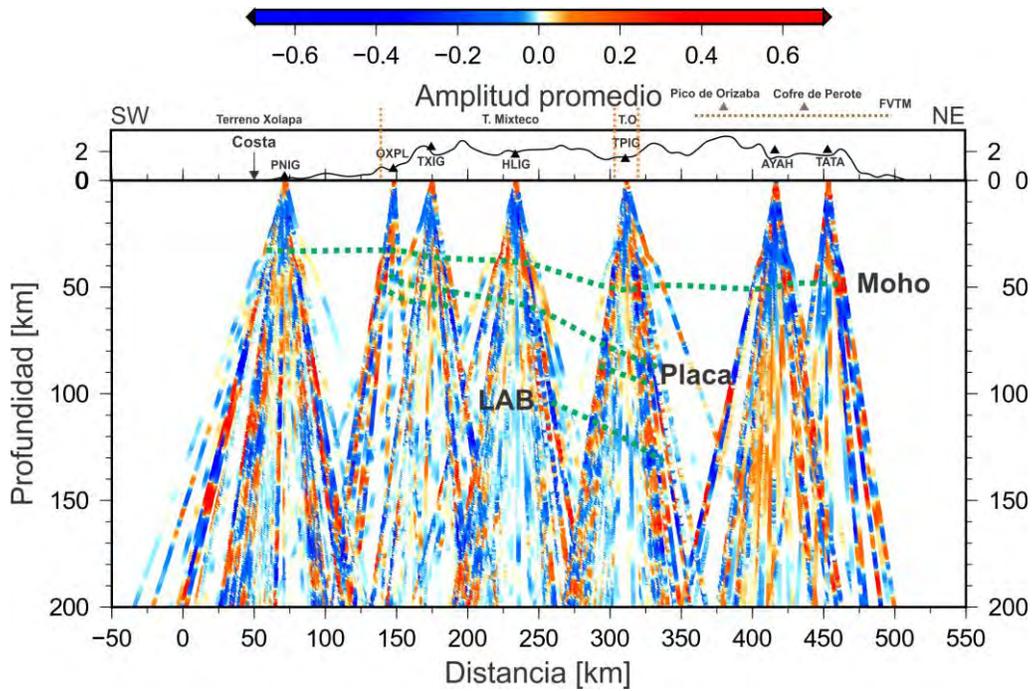


Figura A4. Perfil 4-4' con orientación aproximada SW-NE localizado al oeste del estado de Oaxaca.

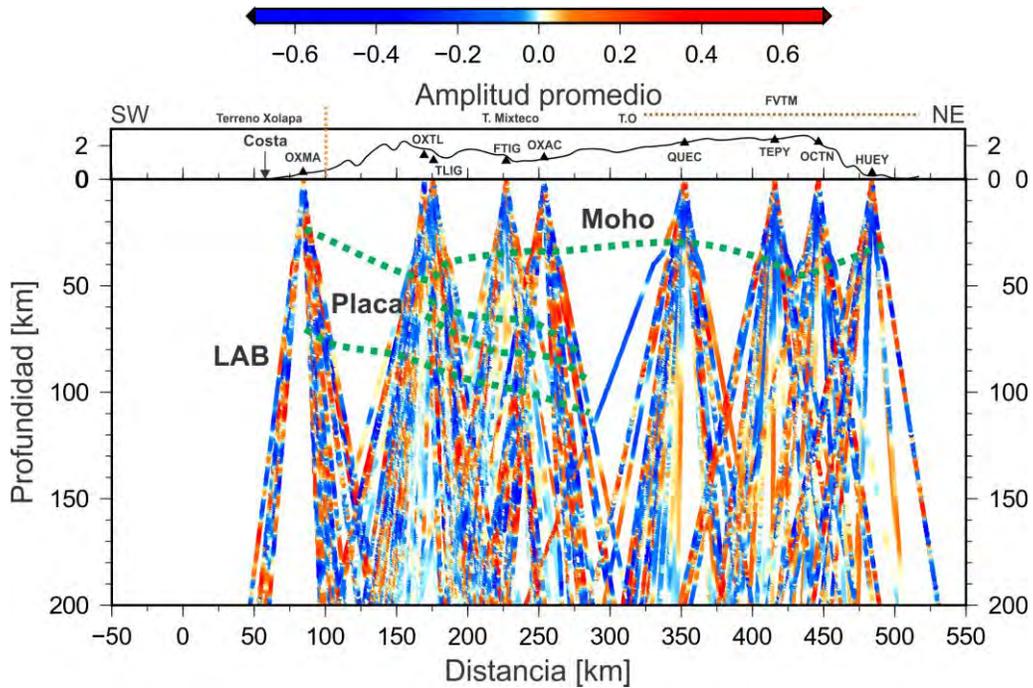


Figura A5. Perfil 5-5' con orientación aproximada SW-NE localizado al oeste del estado de Oaxaca, colindando con Guerrero.

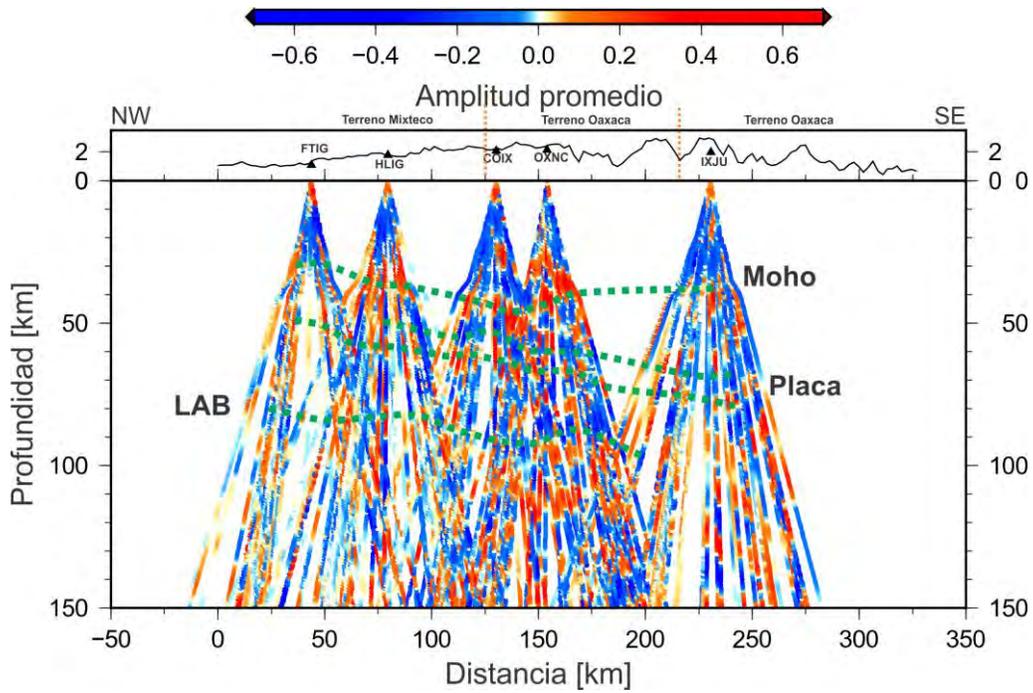


Figura A6. Perfil A-A' con orientación aproximada NW-SE localizado al norte del estado de Oaxaca.

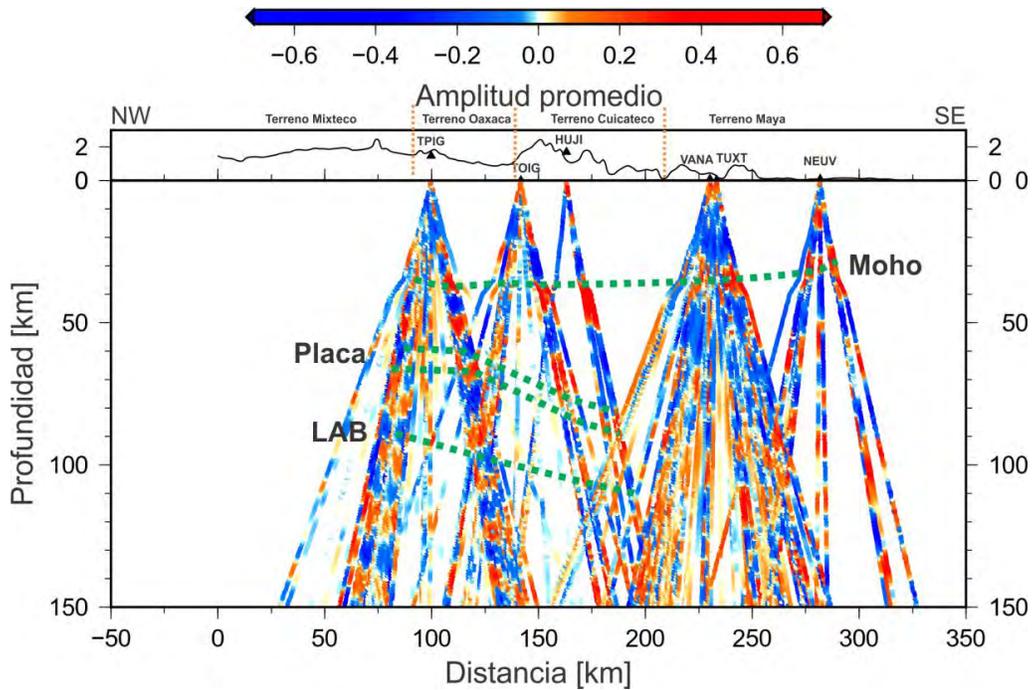


Figura A7. Perfil B-B' con orientación aproximada NW-SE localizado al norte del estado de Oaxaca.

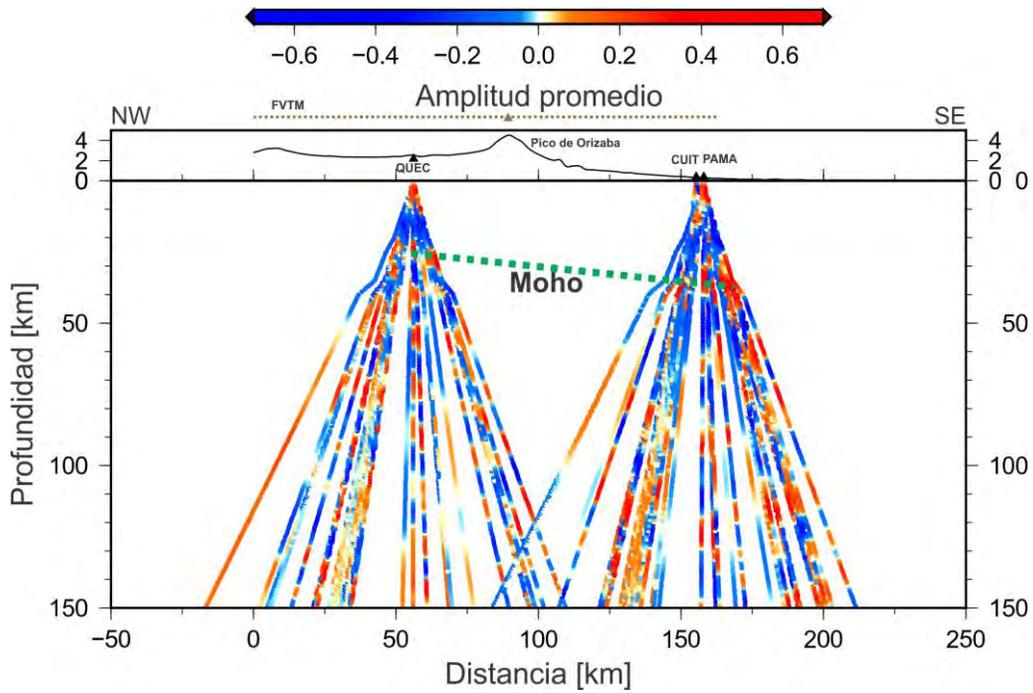


Figura A8. Perfil C-C' con orientación aproximada NW-SE localizado en los estados de Puebla y Veracruz.

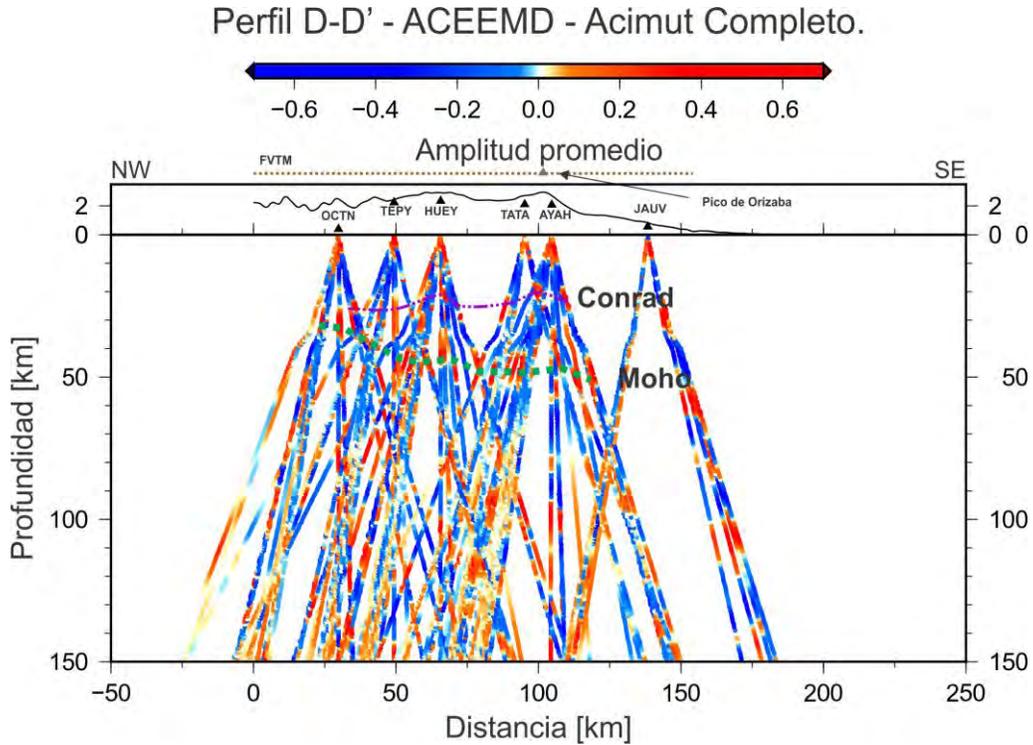


Figura A9. Perfil D-D' con orientación aproximada NW-SE localizado en los estados de Puebla y Veracruz.

Apéndice II. Red de estaciones utilizadas

RED	ESTACIÓN	LATITUD [°]	LONGITUD [°]	ALTURA [m]
GECO	AYAH	19.351	-97.149	2081
GECO	COIX	17.723	-97.335	2070
GECO	CUIT	18.812	18.812	361
GECO	HUEY	20.000	-97.308	523
GECO	HUJI	18.130	-96.835	1700
GECO	IXJU	17.312	-96.484	1978
GECO	NAOL	19.646	-96.876	1542
GECO	OCTN	19.798	-97.537	2235
GECO	PAMA	18.927	-96.643	347
GECO	QUEC	18.948	-97.667	2163
GECO	TATA	19.691	-97.113	2063
GECO	TEPY	19.491	-97.491	2351
GECO	VANA	17.779	-96.296	80
OxNet	OXAC	18.130	-98.041	1307
OxNet	OXEC	16.520	-96.055	806
OxNet	OXET	15.827	-96.706	153
OxNet	OXMA	16.704	-98.602	424
OxNet	OXNC	17.400	-97.218	2136
OxNet	OXPL	17.031	-97.861	806
OxNet	OXSV	16.632	-96.911	1622
OxNet	OXTL	17.569	-98.780	1452
OxNet	OXTT	16.151	-97.654	75
SSN	FTIG	17.908	-98.133	1088
SSN	HLIG	17.830	-97.804	1784
SSN	HUIG	15.769	-96.108	130
SSN	OXIG	17.073	-96.733	1737
SSN	PEIG	15.999	-97.147	0
SSN	PNIG	16.393	-98.127	273
SSN	TLIG	17.563	-98.567	1136
SSN	TOIG	18.096	-97.065	0
SSN	TPIG	18.420	-97.362	1482
SSN	TXIG	17.254	-97.761	2311
SSN	YOIG	16.858	-97.364	2294
UV	CXUV	20.174	-97.589	0
UV	JAUV	19.364	-96.802	0
UV	NEUV	17.713	-95.802	0
VEOX	TUXT	18.013	-96.172	23