



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Ingeniería



***El proceso de subducción en la zona del Istmo de
Tehuantepec a partir de funciones receptor***

Tesis que para obtener el grado de

Ingeniero Geofísico

presenta

Diego Melgar Moctezuma

Asesora: Dra. Xyoli Perez Campos

Por mi raza hablará el espíritu, Ciudad Universitaria, junio 2009

Para mi familia por su infatigable amor.

*Para la Universidad y su gente, que me dieron todo cuando
parecía no quedar ya nada.*

*Este trabajo se realizó con financiamiento del Conacyt a
través del proyecto J51566-F y de una beca de Asistente de
Investigador.*

Índice

Resumen, 7

Capítulo 1: Introducción, 9

Capítulo 2: Antecedentes, 13

2.1 Tratamiento de señales, 13

2.1.1 Transformada de Fourier, 14

2.1.2 Sistemas lineales, 15

2.1.3 Filtros, 18

2.1.3.1 *Filtro Gaussiano, 19*

2.1.3.2 *Filtro SVD, 20*

2.2 Fundamentos de sismología, 20

2.2.1 Ondas sísmicas, 21

2.2.2 Propagación de ondas, 26

2.2.2.1 *Principio de Fermat, 26*

2.2.2.2 *Principio de Huygens, 26*

2.2.2.3 *Ley de Snell, 27*

2.2.2.4 *Reflexión, refracción y transmisión de ondas de cuerpo, 28*

2.3 Estructura de la Tierra, 29

2.4 Tectonofísica: Zonas de subducción, 33

Capítulo 3: Metodología de análisis, funciones receptor, 38

3.1 Generalidades, 38

3.2 Procesamiento, 39

3.2.1 Deconvolución en el dominio de la frecuencia, 41

3.2.2 Deconvolución en el dominio del tiempo, 43

3.2.3 Selección de un método de deconvolución, 43

3.3 Interpretación, 45

Capítulo 4: Procesamiento de datos y red de estaciones, 49

4.1 Generalidades, 49

4.2 Equipo, 51

4.3 Selección de sitios, 52

4.4 Los sitios VEOX, 54

4.4.1 Instalación de los sitios, 54

4.4.2 Mantenimiento y recolección de datos, 56

4.5 Datos y procesamiento, 56

Capítulo 5: Marco tectónico y sísmológico de la zona de estudio, 61

5.1 Geología, 62

5.2 La dorsal de Tehuantepec, 64

5.3 El sistema de fallas Motagua-Polochic y las provincias de fallas laterales e inversas, 67

5.4 El campo volcánico de Los Tuxtlas, 69

5.5 Estudios sísmológicos, 72

Capítulo 6: Análisis de las funciones receptor obtenidas, 77

6.1 Análisis por estación, 77

6.1.1 Estación San Mateo del Mar (TO.SAMM), 77

6.1.2 Estación Ixtaltepec (TO.IXTA), 79

6.1.3 Estación Paso Real (TO.PARE), 80

6.1.4 Estación Cuauhtémoc (TO.CUAU), 81

6.1.5 Estación Tuxtepec (TO.TUXT), 83

6.1.6 Estación Monte Pío (TO.MONT), 85

6.2 Apilados por azimut inverso, 86

6.3 Transformación a profundidad, 89

Capítulo 7: Discusión y conclusiones, 95

7.1 Geometría de la discontinuidad de Mohorövić, 95

7.2 Geometría de la placa subducida, 98

7.3 Evidencias de anisotropía, 103

7.4 Comentarios finales, 105

Bibliografía, 108

Apéndice A: Ubicación de las estaciones VEOX, 113

Apéndice B: Catálogo de eventos telesísmicos, 116

Apéndice C: Funciones receptor por estación, 119

Apéndice D: Transformación al dominio de la profundidad, 141

Resumen

En diciembre de 2004 inició el Experimento Meso-Americano de Subducción (MASE por sus siglas en inglés) con la cooperación de diversas instituciones mexicanas y extranjeras. El objetivo de este experimento es modelar el comportamiento dinámico de la zona de subducción mexicana. En este proyecto de tesis se presentan los resultados obtenidos del análisis de funciones receptor en un perfil de 48 estaciones llamado VEOX que operó de julio del 2007 a marzo del 2009. El perfil atraviesa el Istmo de Tehuantepec desde San Mateo del Mar, Oax., hasta Monte Pío, Ver. Se muestran resultados del análisis de funciones receptor para estaciones individuales y para apilados por azimut inverso para el perfil completo. Adicionalmente, se presentan secciones de funciones receptor llevadas al dominio de la profundidad que permiten localizar y definir la geometría de la Placa de Cocos conforme ésta subduce debajo de la Placa de Norteamérica. Se halla que la Placa de Cocos tiene un ángulo de inclinación de 30° desde los 20 km hasta los 150 km de profundidad y un ángulo de inclinación de 42° de los 150 km de profundidad en adelante; el análisis de una estación fuera del perfil muestra que hay importantes variaciones laterales en la geometría de la misma. En los mismos perfiles se define la geometría de la discontinuidad de Mohorovičić que constituye la base de la corteza continental, se encuentra que ésta no tiene una geometría plana y que su profundidad varía entre los 29 km y los 45 km. Finalmente se muestran resultados que indican la presencia de una capa anisótropa en la base de la corteza continental para al menos una estación del perfil.

Capítulo 1: Introducción

Las zonas de subducción son una expresión directa de los cerca de 55,000 km de márgenes convergentes que existen en el planeta, estos márgenes pueden darse en el contacto entre una placa oceánica y una continental, entre dos placas oceánicas o entre dos placas continentales. En el territorio mexicano se encuentra ampliamente representado el contacto entre corteza oceánica y corteza continental a lo largo de buena parte del litoral del Pacífico, desde Nayarit en las cercanías de la Bahía de Matanchen hasta Tapachula en el Estado de Chiapas.

Asociados a estas zonas de subducción se tienen dos fenómenos que son de interés para fines de protección civil, la actividad sísmica y la actividad volcánica. La comprensión de la dinámica y de los procesos químicos asociados a estas zonas de subducción es fundamental; ya que si bien, desde el establecimiento de la tectónica de placas, se ha avanzado en el entendimiento de los procesos que rigen en estas zonas, queda aún mucho por hacer.

En el siglo XX hubo al menos 42 eventos sísmicos con $M_w > 8$ (Stern, 2002) asociados a zonas de subducción y tan solo en los primeros cuatro años del siglo XXI se tuvo un recordatorio funesto del poder destructivo de estos eventos con el sismo de Sumatra del 26 de diciembre del 2004 ($M_w = 9.1$). Han existido sismos de consideración en márgenes de características distintas a los márgenes convergentes, el más reciente ejemplo fue el evento del 28 de mayo del 2009 en el Mar Caribe 100 km al norte del puerto La Ceiba en Honduras con M_w 7.3 (Global CMT) y con mecanismo focal de falla lateral izquierda; un evento asociado a una margen transcurrente en el contacto entre las placas del Caribe y de Norteamérica. Sin embargo, lo cierto es que los eventos de mayor magnitud asociados a las zonas de subducción son tan enormes por comparación que desafían la mente. Un simple ejemplo de ello es el evento de mayor magnitud en la época instrumental de la sismología. El sismo de Valdivia en Chile, el 22 de mayo de 1960 con $M_w = 9.5$ (Kanamori, 1977), liberó aproximadamente 2048 veces más energía que el sismo citado en el Caribe. Inclusive, mirando los diez sismos con mayor magnitud registrados en el mundo desde 1900 se encontrará que 9 de ellos están asociados a zonas de subducción (USGS) y el otro, el sismo de Assam en el Tibet el 15 de agosto de 1950 ($M_w = 8.6$) se asocia a una zona de subducción abortada (Kanamori, 1977; Stern, 2002).

En México se han registrado de 1931 a la fecha nueve sismos de magnitud mayor o igual a 7.5 (SSN), todos ellos asociados al proceso de subducción, entre ellos destaca por supuesto el sismo del 19 de septiembre de 1985 ($M_w > 8.1$) que produjo una tragedia de proporciones nunca antes vistas por el país. Es por esto que la comprensión de los procesos de subducción resulta importante, no solo porque permite el avance del conocimiento humano sino por sus fuertes implicaciones en cuanto a la protección de la infraestructura del país y la seguridad de su población.

En cuanto a los procesos que se llevan a cabo en una zona de subducción, Kanamori & Ruff (1980), utilizando regresiones lineales multivariadas y haciendo síntesis de los trabajos previos de otros autores, muestran que para una zona de subducción dada, existen dos parámetros importantes que determinan el régimen sísmico de la misma, la extensión de la zona de Wadati-Benioff y la cantidad de acoplamiento entre placas (que determinan con base en el área de contacto entre placas y el esfuerzo promedio en la zona de contacto). Asimismo muestran que tectónicamente, estos dos parámetros se correlacionan bien con la edad de la placa que subduce y la velocidad de convergencia; las cortezas de mayor edad son progresivamente más densas y tenderán a hundirse hacia el manto por efecto de gravedad produciendo un acoplamiento menor que una corteza joven y boyante que resiste a hundirse. Similarmente, una velocidad de convergencia rápida tenderá a mantener las placas en movimiento horizontal, lo cual extenderá el área de contacto entre las mismas incrementando su acoplamiento.

Las zonas de subducción son increíblemente complejas y su comprensión tiene profundas implicaciones para el sistema Tierra que aún no se entienden del todo. Un ejemplo muy ilustrativo es la cuestión de cómo se reciclan los carbonatos en una zona de subducción. ¿Qué proporción regresa a la atmósfera en forma de CO₂ expelido por una erupción volcánica? Marty y Tolstikhin (1998) concluyen que la mitad del CO₂ proveniente de los volcanes es de vulcanismo de arco y que el 80% de eso es un producto reciclado de la corteza subducida. Esto puede surtir efectos considerables en las tendencias climáticas globales de largo plazo. Sin embargo, como es usual en las zonas de subducción, mirar una única variable provee solo una fracción de la película, ya que, mientras que el CO₂ reciclado en las zonas de subducción puede contribuir a un efecto invernadero, hay casos como el de las erupciones del Chichón y del Pinatubo que por la cantidad de aerosoles arrojados a la troposfera produjeron un enfriamiento global neto de hasta 0.7°C (Dutton & Christy, 1992), lo cual evidencia la complejidad de los procesos involucrados.

En un trabajo especial, Stern (2002) pasa revista de todas estas cuestiones y ofrece una gran síntesis de lo que se sabe sobre las zonas de subducción, desde sus aspectos sismotectónicos hasta los geoquímicos, y a pesar de los grandes avances que se han dado que permiten develar pequeñas piezas de un rompecabezas mucho mayor, concluye su trabajo con una lista de preguntas que aún necesitan respuesta, a esa lista le encabeza la siguiente pregunta, *¿cómo comienza el proceso de subducción?* Es decir, a pesar de todo lo que se conoce ya sobre la dinámica de subducción, aún no queda claro cuál es la respuesta a esta pregunta fundamental.

Es en este contexto que se encuentra este proyecto de tesis. El trabajo que se presentará en las siguientes páginas se da en el marco de un proyecto más grande llamado el *Meso American Subduction Experiment* (MASE) o Experimento Meso-Americano de Subducción, auspiciado por el *Tectonics Observatory* (TO) del *California Institute of Technology*, el Instituto de Geofísica de la UNAM, el *Center for Embedded Network Sensors* de la *University of California Los Angeles* y el centro de Geociencias de

la UNAM. El objetivo de este experimento es contestar lo que Jean Phillipe Avouac, director del TO, llama *preguntas de primer orden*, como aquella pregunta fundamental arrojada por Stern (2002) y que particularmente se refiere a combinar las observaciones y las teorías para producir modelos dinámicos de una zona de subducción que logren abarcar todos sus aspectos. Desde explicar el comportamiento de la cuña de manto, la producción de fundidos, la historia termal, la geometría de las placas, el acoplamiento entre ellas y hasta el régimen de esfuerzos que, en general, actúa en toda la zona.

La zona de subducción en México fue elegida para este proyecto porque presenta importantes variaciones laterales en sus propiedades físicas que en ocasiones alejan su comportamiento de lo esperado de acuerdo a las teorías más simplificadas. Hay zonas donde la subducción acata las correlaciones encontradas por Kanamori & Ruff (1980), mientras que en otras flagrantemente son ignoradas (Pardo & Suárez, 1995). Adicionalmente hay rasgos de la zona de subducción que presentan retos explicativos importantes, por ejemplo, mientras que hacia el sur de Chiapas y Centroamérica se cumple el esquema tradicional, en el cual el arco volcánico se encuentra paralelo al frente de subducción, hacia el centro del país el arco volcánico se encuentra en dirección oblicua a la trinchera. Es el objetivo central del proyecto construir un modelo que logre explicar todas estas observaciones.

Para la más notable de ellas, el arco oblicuo, Ferrari et al. (1999) propusieron que esto se debía a una transición de un proceso de subducción inclinada a uno de subducción subhorizontal. Aunado a esto, Pardo & Suárez (1995) produjeron un mapa de curvas de isopropundidad que también mostraba subducción subhorizontal de la placa de Cocos; sin embargo, su estudio no era concluyente, ya que en algunas zonas no se pudo tener certidumbre acerca de las curvas dada la ausencia de actividad sísmica.

Con esto en mente se instalaron las primeras 100 estaciones MASE en un perfil desde Acapulco, Gro., hasta Tempoal, Ver., con lo cual se logró producir por primera vez, mediante funciones receptor y tomografía sísmica, una imagen nítida de la Placa de Cocos conforme subduce debajo de la de Norteamérica (Pérez-Campos, 2008, Fig. 1.1). Adicionalmente, con la información de este perfil a la mano, se pudieron proponer perfiles que muestran cual es la distribución de isothermas y de viscosidades en la zona (Fig. 1.2) que explica la geometría observada, acercándose un paso más hacia la formación de un modelo físico completo

Completada esa primera fase de MASE, se inició una segunda fase en la cual se circunscribe este proyecto y que contempla la instalación de 48 estaciones en un perfil más al sur, en el Istmo de Tehuantepec, entre los poblados de San Mateo del Mar, Oax., y Monte Pío, Ver. (en la Fig. 4.1 se muestra la ubicación de ambos perfiles). Con la información de este nuevo perfil llamado VEOX (Veracruz – Oaxaca) se pretende en este trabajo cumplir dos objetivos:

- 1) Delimitar la placa de Cocos subducida.
- 2) Determinar variaciones en la geometría de la placa de Norteamérica a lo largo del perfil.

Para tal fin se construirán perfiles de funciones receptor tanto en tiempo como en profundidad. En el Capítulo 2 se discutirá el piso mínimo de fundamentos físico-matemáticos necesarios para la elaboración del presente trabajo, pasando revista a los fundamentos de tratamiento de señales, sismología, estructura de la Tierra y de tectonofísica.

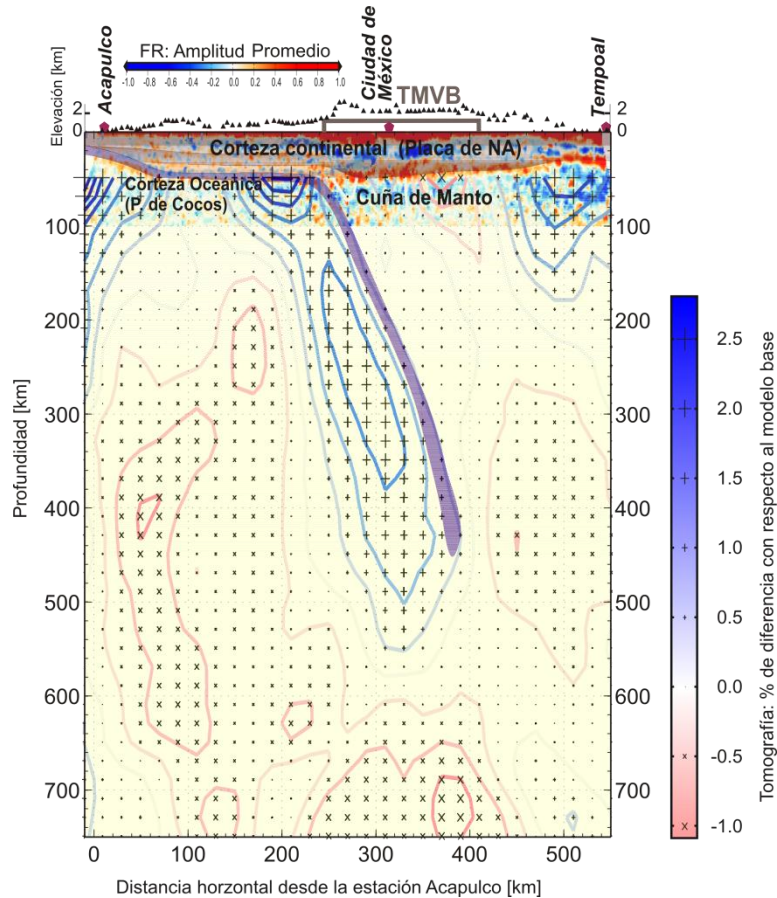


Figura 1.1, funciones receptor y tomografía sísmica mostrando el proceso de subducción horizontal en el primer perfil MASE entre Acapulco, Gro., y Tempoal, Ver. Figura modificada de Pérez Campos et al. (2008).

En el Capítulo 3 se discutirá la técnica de funciones receptor utilizada en este trabajo, revisando desde el trabajo original de Langston (1979) hasta los experimentos numéricos de Cassidy (1992) con capas inclinadas y los estudios de anisotropía en capas planas y sus efectos en las funciones receptor de Savage (1998). En el Capítulo 4 se discutirán los pormenores del perfil, el *hardware* utilizado, la disposición de la estación sismológica VEOX típica, la selección de sitios y su mantenimiento y finalmente el procesamiento de datos.

En el Capítulo 5 se sentarán las bases de geología, tectónica y sismología haciendo un recorrido por trabajos de autores previos que discuten y evalúan las diferentes estructuras presentes en la zona,

incluyéndose, aunque no restringiéndose, el análisis de la Dorsal de Tehuantepec de Manea et al. (2005), el sistema de Fallas de Motagua y Polochic (Guzmán-Speziale et al., 1989 y Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha, 1999), el modelado geodinámico de Manea & Manea (2006) para explicar la migración de los arcos volcánicos de la zona y finalmente los estudios sismológicos de Valdés et al. (1986) y de Pardo y Suárez (1995).

En el Capítulo 6 se llevará a cabo un análisis minucioso de las funciones receptor obtenidas, dividiéndolo en tres partes distintas, un análisis por estación de algunas estaciones representativas del perfil, un análisis de todo el perfil apilando por azimuth inverso las funciones receptor y finalmente el análisis de secciones migradas a profundidad para determinar puntualmente las posiciones de las placas y concretar los objetivos antes descritos.

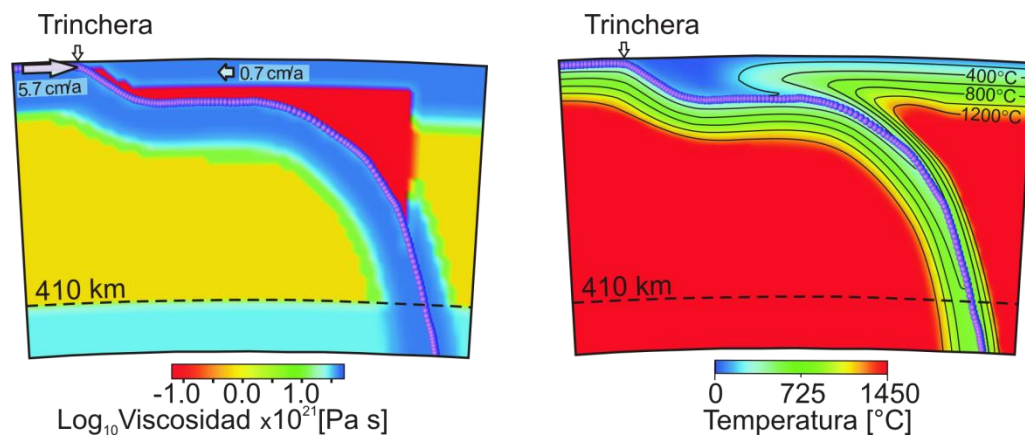


Figura 1.2, (izquierda) modelo de viscosidades y (derecha) modelo de temperaturas para el primer perfil MASE. Figura modificada de Pérez-Campos et al. (2008)

Para cerrar, se tienen la discusión y conclusiones en el Capítulo 7 en donde, sopesando toda la información obtenida, se ofrece un modelo final de la geometría de las placas de Cocos y de Norteamérica a lo largo del perfil. Como bien apuntan Espejo & Greene (2006), un trabajo de estas características es apenas la “punta del iceberg” y se espera que los resultados aquí obtenidos funjan como puerto de embarque para el avance en la comprensión de la zona de subducción mexicana, ya que solo conociéndola a detalle se puede progresar en la adecuación ingenieril de las infraestructura del país y la preparación de su sociedad civil. Reza un viejo adagio en sismología, “no podemos evitar los sismos tan solo podemos aprender a vivir con ellos.”

*

Capítulo 2: Antecedentes

En este trabajo de tesis se expondrán los resultados obtenidos de la interpretación de sismogramas procesados de ciertas formas. Las interpretaciones de estos sismogramas llevan a esgrimir conclusiones sobre la naturaleza de los procesos tectónicos de la zona del Istmo de Tehuantepec. Sin embargo, para entender el procesamiento e interpretación de los sismogramas es importante primero pasar revista de algunos antecedentes. Principalmente, el tratamiento de señales, pues las ondas registradas en un sismómetro son señales, los principios básicos de física de las ondas, algunos comentarios sobre los modelos de estructura de la Tierra, los telesismos y finalmente las bases de lo que hasta ahora se sabe sobre la tectonofísica del proceso de subducción.

2.1 Tratamiento de señales

En términos generales, en física se habla de señales cuando se refiere uno al registro continuo o discreto de un instrumento de medición, por ejemplo el registro de un termómetro en distintos momentos del día y su posterior gráfica. Aunque el concepto de señal no es de uso exclusivo de la física, pues también se utiliza en otras ramas del conocimiento, por ejemplo la economía donde la evolución del mercado de valores durante un periodo de tiempo dado puede ser tratada como una señal, en este trabajo se restringirá la definición de señal a aquel conjunto de datos o medidas tomadas de un aparato de medición físico.

En geofísica se lidia con señales en todas las ramas de la disciplina ya sea con datos de irradiación solar, con mediciones de resistividad aparente, con lecturas del campo magnético terrestre o con cualquier otro conjunto de datos obtenidos de los distintos dispositivos de medición disponibles. Usualmente las señales se pueden tratar como una función donde la variable dependiente es la cantidad medida y la variable independiente es, en general aunque no exclusivamente, el tiempo. La sismología no es la excepción, pues las principales fuentes de datos son todas señales provenientes de acelerómetros, sismómetros y receptores GPS.

Entonces resulta imperioso entender el formalismo matemático del tratamiento de señales ya que uno de los principios básicos de la ciencia como disciplina positiva es el contraste de la teoría con los datos o mediciones empíricas y por esto el análisis de señales es una herramienta fundamental para el geofísico pues son éstas las que nos brindan información directa para validar tal o cual modelo físico.

En la siguiente sección se expondrán algunos de los conceptos fundamentales del tratamiento de señales necesarios para el desarrollo y comprensión del trabajo subsecuente.

2.1.1 Transformada de Fourier

En el análisis matemático se ha mostrado que las funciones continuas pueden ser descompuestas en series infinitas, el caso más notable por supuesto es el de la serie de Laurent y su caso particular, la serie de Taylor. Se puede mostrar además que una función periódica $f(t)$ puede ser descompuesta en la serie

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

donde $\omega_0 = 2\pi/T$ es la frecuencia angular de la función periódica. Dicha serie converge siempre que $f(t)$ cumpla con las siguientes tres condiciones:

1. $f(t)$ es una función monovaluada con periodo T .
2. $f(t)$ es continua excepto en un número finito de discontinuidades y tiene un número finito de máximos y mínimos locales (condiciones de Dirichlet).
3. $f(t)$ es una función acotada de tal suerte que $\int_0^T |f(t)| dt \leq c < \infty$, donde c es una constante cualquiera.

A esta serie se le llama serie de Fourier en honor al matemático y físico francés Josph Fourier quien la trató por primera vez. Es interesante notar que la Ec. (2.1) implica que una función periódica puede ser descompuesta en una suma infinita de funciones armónicas, donde cada frecuencia tendrá una contribución en amplitud particularmente determinada por los denominados coeficientes de Fourier a_n y b_n . Siguiendo el procedimiento detallado en Buttkus (2000), Capítulo 1, y a partir de la Ec. (2.1) es posible concluir que cuando una función periódica cumple condiciones de Dirichlet puede ser representada en el intervalo de 0 a T por

$$\mathcal{F}\{f(t)\} = F(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^T f(t) e^{-i\omega t} dt, n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots \quad (2.2)$$

donde $F(\omega)$ recibe el nombre de integral o transformada de Fourier (TF) de $f(t)$. La presencia del índice n en la Ec. (2.2) muestra que para funciones periódicas, la transformada de Fourier será una función discreta e infinita.

Ahora bien, si la función $f(t)$ no es periódica pero aún satisface condiciones de Dirichlet y es absolutamente integrable (condición 3 arriba), entonces ya no se admitirá una TF discreta, se tendrá la representación continua

$$\mathcal{F}\{f(t)\} = F(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt . \quad (2.3)$$

Dado que en situaciones prácticas pocas veces se tiene una señal netamente periódica, es la Ec. (2.3) a la que comúnmente se hace referencia cuando se habla de la transformada de Fourier. El operador inverso de la TF es la transformada inversa de Fourier, TIF, definida como

$$\mathcal{F}^{-1}\{F(\omega)\} = f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (2.4)$$

Dado que la TF es una función compleja, ésta tiene una parte real y una parte imaginaria, tal que puede ser representada en forma euleriana o exponencial,

$$F(\omega) = A(\omega) e^{i\varphi(\omega)}, \quad (2.5)$$

donde

$$A(\omega) = \sqrt{\text{Re}[F(\omega)]^2 + \text{Im}[F(\omega)]^2} \text{ y } \varphi(\omega) = \text{atan} \left(\frac{\text{Im}[F(\omega)]}{\text{Re}[F(\omega)]} \right). \quad (2.6)$$

Esta representación de la TF es muy útil pues permite separar una función compleja en dos funciones auxiliares de variable real. A la función $A(\omega)$ se le conoce como espectro de amplitudes y a la función $\varphi(\omega)$ como espectro de fases.

De la Ec. (2.1) está claro que la TF de una función contiene información sobre las distintas contribuciones que cada armónico tiene para construir el total de la función. Es decir, puede haber armónicos con contribuciones ínfimas y armónicos con contribuciones preponderantes. El espectro de amplitudes brinda la información sobre la contribución en amplitud de cada armónico, mientras que el espectro de fases muestra la información de la fase en la cual se encuentra cada armónico, esto es, que la TF es la representación en el dominio de las frecuencias de la señal original (que se encontraba en el dominio del tiempo). En geofísica esto es en extremo útil pues permite desmenuzar una señal y estudiar qué armónicos (frecuencias) predominan en una señal particular.

Finalmente hay que hacer notar que la TF no modifica a la señal transformada, ya que es solo otra representación de la misma y el análisis simultáneo tanto de la señal original como de la señal transformada puede elucidar detalles de la naturaleza de la misma.

2.1.2 Sistemas lineales

En general se entenderá por sistema cualquier proceso que transforme una señal en otra. Es decir, un sistema es aquel conjunto de operaciones que se le aplican a una señal de entrada $x(t)$ para transformarla en una señal de salida $y(t)$. Al conjunto de operaciones y procesos que transforman a la entrada en la salida se le denomina función de transferencia del sistema $h(t)$ (Fig. 2.1). Esto es sencillamente $y(t) = h[x(t)]$.

El estudio de sistemas es de interés en física pues muchos fenómenos se pueden modelar de esta forma, por ejemplo en electrónica donde la señal de entrada es el tren de ondas de radio

recibidas por una antena, el sistema es el conjunto de circuitos que transforma esa entrada en una salida: las ondas sonoras generadas por las bocinas de un radio. En particular son de interés los sistemas de tipo lineal, estos son sistemas donde dadas n número de entradas $x_n(t)$ y sus respectivas salidas $y_n(t) = h[x_n(t)]$ se debe cumplir que

$$\sum_{n=1}^k \alpha_n y_n(t) = h[\sum_{n=1}^k \alpha_n x_n(t)], \quad (2.7)$$

para cualquier conjunto de constantes arbitrarias α_n . Estos sistemas son de particular interés pues son sencillos de resolver y muchos procesos físicos pueden ser razonablemente aproximados como un sistema lineal.

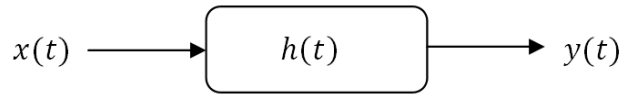


Figura 2.1, esquema simplificado de un sistema lineal.

Una representación más compacta que la de la Fig. 2.1 de un sistema lineal se puede obtener de la integral de convolución,

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau) h(t - \tau) d\tau = x(t) * h(t). \quad (2.8)$$

En el dominio del tiempo la resolución de esta integral puede ser compleja, pero esta representación tiene la ventaja que al aplicársele la TF se obtiene la expresión

$$\mathcal{F}\{x(t) * h(t)\} = X(\omega) H(\omega), \quad (2.9)$$

que se conoce como *teorema de convolución* y sencillamente hace explícito que la convolución en el dominio del tiempo corresponde a un producto en el dominio de las frecuencias. Lo mismo es cierto para convoluciones en el dominio de la frecuencia a las cuales les corresponde un producto en el dominio del tiempo, es decir,

$$\mathcal{F}\{x(t) h(t)\} = X(\omega) * H(\omega). \quad (2.10)$$

Las Ecs. (2.9) y (2.10) manifiestan la importancia de la TF, pues resulta obvio que pueden darse circunstancias donde sea más fácil resolver un producto que una integral de convolución, situación en la cual puede ser más eficaz transformar la señal utilizando la TF al dominio de la frecuencia, resolver en dicho dominio y transformar utilizando la TIF de vuelta al dominio del tiempo.

Otro punto a notar es que la función de transferencia de un sistema lineal lo define completamente; de aquí que sea fundamental conocer dicha función. La forma más sencilla de

determinar la función de transferencia de un sistema es hacer la entrada igual a la función impulso o delta de Dirac, $\delta(\tau)$, luego entonces por propiedades de la función impulso se tendrá que

$$y(t) = \delta(t) * h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(\tau) h(t - \tau) d\tau = h(t), \quad (2.11)$$

es decir que en un sistema lineal, cuando la entrada es una función delta, la salida del sistema será la función de transferencia misma. Es por esta razón que a la función de transferencia también se le conoce como función de respuesta al impulso.

Lo antes dicho, es importante determinar técnicas y métodos para aislar la función de transferencia de un sistema. A este proceso se le conoce colectivamente como deconvolución, una forma sencilla se muestra en la Ec. (2.11), sin embargo la mayoría de las veces no es posible controlar la entrada a un sistema dado, de aquí la necesidad de un proceso de deconvolución que permita extraer $h(t)$ a partir de la salida, lo cual es una situación muy posible pues la salida $y(t)$ del sistema seguramente será lo único a lo que se tendrá acceso ya que provendrá de algún instrumento de medición.

Aunque existen múltiples formas de deconvolucionar, se pueden dividir éstas en dos vertientes, la deconvolución en el dominio del tiempo y la deconvolución en el dominio de la frecuencia. De acuerdo a Buttkus (2000), un sismograma libre de ruido puede expresarse en la forma de un sistema lineal dado por la Ec. (2.8), donde $y(t)$ es la señal registrada por el sismómetro, $x(t)$ es la señal de la fuente y $h(t)$ la función de transferencia del trayecto entre la fuente y el sismómetro o receptor. En sismología resulta importante recuperar $h(t)$ a partir de $y(t)$ pues es la función que describe las propiedades del medio en el cual se propagan las ondas. El proceso de deconvolución puede llevarse a cabo en el dominio de la frecuencia apoyándose en la Ec. (2.9) al aplicar $1/X(\omega)$ a ambos miembros de la ecuación, tal que

$$H(\omega) = \frac{1}{X(\omega)} Y(\omega), \quad (2.12)$$

posteriormente se aplica la TIF a $H(\omega)$ para recuperar la función de transferencia en el dominio del tiempo. La ventaja de esta deconvolución es que es matemáticamente simple y computacionalmente veloz, aunque, como se verá en el apartado de funciones receptor puede ser inestable durante el procesado numérico. En el dominio del tiempo la deconvolución se lleva a cabo aplicando un operador $a(t)$ que satisfaga

$$a(t) * x(t) = \begin{cases} 1, & t = 0 \\ 0, & \forall t \neq 0 \end{cases}, \quad (2.13)$$

lo cual implica que la función producto $a(t) * x(t)$ puede ser tratada en conjunto como un impulso unitario, por lo cual su TF será

$$A(\omega)X(\omega) = 1 \quad \forall \omega. \quad (2.14)$$

Se aplica el operador $a(t)$ a la señal de salida,

$$a(t) * y(t) = a(t) * [x(t) * h(t)] = [a(t) * x(t)] * h(t), \quad (2.15)$$

que por la Ec. (2.13) se reduce a

$$h(t) = a(t) * y(t), \quad (2.16)$$

por lo cual el problema de deconvolución en el dominio del tiempo se reduce a la determinación apropiada del operador $a(t)$, situación que, aunque computacionalmente engorrosa, produce deconvoluciones mucho más estables.

2.1.3 Filtros

En aplicaciones reales, las señales rara vez son ciento por ciento útiles. Habrá ocasiones en que se quiera analizar solo una parte de la información de una señal, esto puede ser porque la otra parte sea ruido o porque se quiera aislar una parte específica de la señal que por consideraciones teóricas se sabe relacionada a un aspecto particular del fenómeno físico bajo estudio. A la separación de la señal en una parte útil y en una parte de ruido se le denomina *filtrado*. Dado un sistema lineal se puede utilizar la Ec. (2.7) para aplicar una función de transferencia diseñada *ad hoc* que lleve a cabo dicho filtrado.

Existen cuatro tipos de filtros que se pueden caracterizar por el comportamiento de su espectro de amplitudes y son, a saber:

- 1.- Filtros pasa-bajas $A(\omega) = \begin{cases} 1, & \omega < \omega_c \\ 0, & \forall \omega \end{cases}$.
- 2.- Filtros pasa-altas $A(\omega) = \begin{cases} 1, & \omega > \omega_c \\ 0, & \forall \omega \end{cases}$.
- 3.- Filtros pasa-bandas $A(\omega) = \begin{cases} 1, & \omega \in [\omega_a, \omega_b] \\ 0, & \forall \omega \end{cases}$.
- 4.- Filtros supresores de banda $A(\omega) = \begin{cases} 0, & \omega \in [\omega_a, \omega_b] \\ 1, & \forall \omega \end{cases}$. (2.17)

A las frecuencias angulares ω_a, ω_b y ω_c que delimitan la pasa-banda se les conoce como frecuencias de corte o de esquina. Es importante notar que las Ecs. (2.17) son definiciones generales que no especifican la naturaleza del espectro de fases de los diferentes filtros. En sismología es preferible que el filtro utilizado no introduzca distorsiones de fase.

Además las Ec. (2.17) describen filtros ideales a los cuales si se les aplica la TIF se encontrará que en el dominio del tiempo su función de transferencia es infinitamente larga. Sin embargo, en aplicaciones prácticas esta respuesta debe ser acotada o truncada, multiplicando por una función

llamada ventana, que tenga algún valor dentro de un intervalo y sea nula fuera de este intervalo. La multiplicación por una función ventana puede introducir un número de distorsiones en el comportamiento del espectro de amplitudes de un filtro, notablemente, que la respuesta de la pasa-banda no sea plana, que la transición entre la pasa-banda y la banda suprimida ya no sea instantánea si no que exista una banda de transición y que la banda suprimida no sea plana. Con un diseño cuidadoso del filtro se pueden minimizar estos efectos pero jamás se pueden eliminar por completo en una realización real.

2.1.3.1 Filtro Gausiano

Un tipo importante de filtro que se utilizará en el proceso de deconvolución de las funciones receptor para eliminar el ruido de periodo corto es el filtro gaussiano. Partiendo de la expresión general de la distribución de Gauss

$$g(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{\sigma^2 t^2}{2}}, \quad (2.18)$$

en donde σ representa la desviación estándar de la señal. Este filtro pasa-bajas resulta apto para la eliminación de ruido de altas frecuencias, ya que la TF de una campana de Gauss es otra campana de Gauss (Fig. 2.2); entonces aplicando la TF a la Ec. (2.18) se obtiene

$$G(\omega) = e^{-\frac{\omega^2}{4a^2}}, \quad (2.19)$$

lo cual resulta una expresión muy útil pues el ancho de la pasa-banda queda exclusivamente determinado por el parámetro a del filtro.

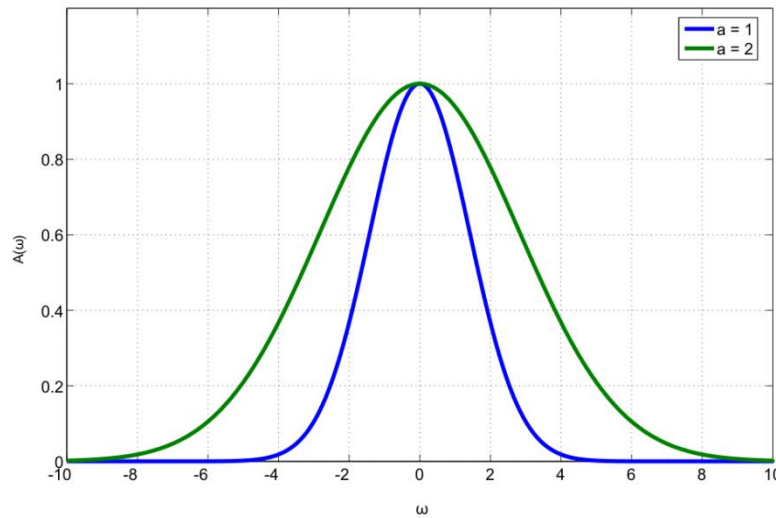


Figura 2.2, espectro de amplitudes de un filtro gaussiano.

2.1.3.2 Filtro SVD

Otro tipo de filtro muy útil es el filtro de descomposición de valor singular (SVD por sus siglas en inglés) que introdujeron Chevrot y Wiggins (2000) como herramienta de análisis al estudio de funciones receptor.

Dada una matriz rectangular D de dimensiones $M \times N$ de M señales de N puntos en donde el elemento D_{ij} de la matriz representa la amplitud de la señal i -ésima en el índice temporal j -ésimo, la descomposición en valores singulares de D está dada por

$$D = \sum_{i=1}^R \lambda_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T, \quad (2.20)$$

donde R es el rango de la matriz D , $\mathbf{u}_i$, el i -ésimo eigenvector de DD^T , $\mathbf{v}_i$, el i -ésimo eigenvector de $D^T D$ y λ_i es el i -ésimo valor singular de D . Los valores singulares de D son siempre reales y positivos y están ordenados de forma decreciente por orden de magnitud, además que representan los eigenvalores de DD^T y de $D^T D$ (Fig. 2.3).

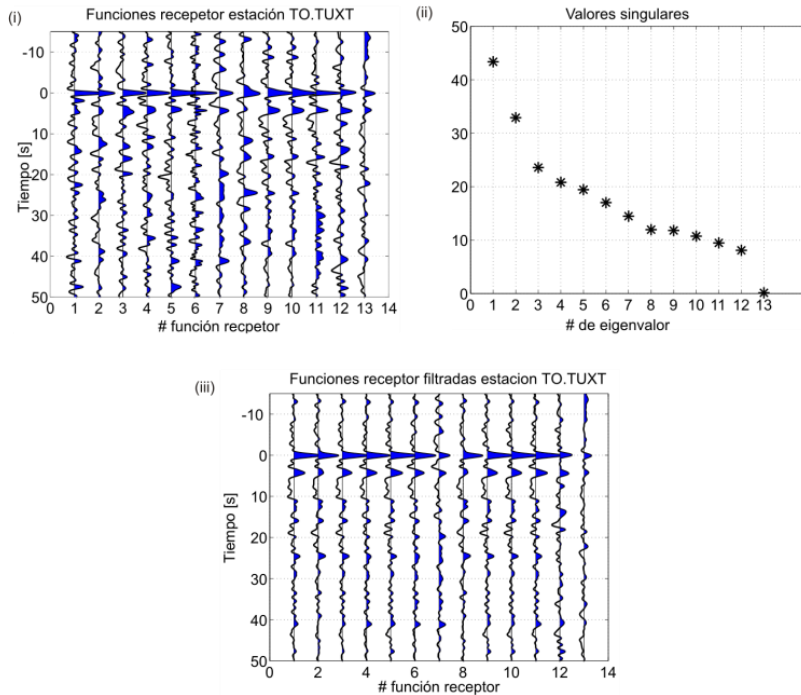


Figura 2.3, filtrado con la técnica SVD, en la gráfica (i) se aprecia un conjunto de funciones receptor sin filtrar. En la figura (ii) se encuentran los valores singulares de la descomposición, el punto de inflexión se encuentra en el eigenvalor cuatro por lo cual solo se conservan las primeras cuatro imágenes en el filtrado. En la figura (iii) se encuentran las trazas filtradas, note como se ha aumentado la coherencia de las mismas.

A la cantidad $\lambda_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T$ se le conoce como la i -ésima eigenimagen de D ; de aquí que D constituye la superposición de sus eigenimágenes. Dado que la amplitud de cada eigenimagen es proporcional a su correspondiente valor singular, la mayoría de la información queda contenida en las primeras eigenimágenes. De hecho, si todas las trazas fueran perfectamente coherentes sería posible reconstruir D con solo la primer eigenimagen pues en ausencia de incoherencias entre trazas, los eigenvalores de rango mayor a uno serían todos nulos.

En la práctica casi siempre se tiene la presencia de ruido que altera la coherencia de las trazas, por lo cual la señal se recuperará a través de las eigenimágenes de rango mayor que uno. Esto significa que en la presencia de ruido se pueden aislar las fases coherentes de la señal tomando una suma truncada de eigenimágenes

$$D = \sum_{i=1}^n \lambda_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T, \quad (2.21)$$

donde $1 \leq n \leq R$ de tal forma que las eigenimágenes correspondientes a un rango menor a n contendrán información predominantemente de la señal coherente, mientras que las eigenimágenes de rango mayor a n contendrán, en su mayoría, ruido. Por esto el problema del filtrado por el método SVD se reduce a una elección correcta de n , lo cual se hace graficando los valores singulares de la descomposición, el índice del valor a partir del cual se observa una inflexión en la tendencia decreciente de los valores singulares (Fig. 2.3) representa el n deseado. En ocasiones este punto es fácilmente identificable, sin embargo hay ocasiones en las cuales no lo es tanto y se debe estudiar la gráfica de valores singulares con cuidado para determinar el n apropiado.

Es importante notar que con esta técnica de filtrado se enaltece artificialmente la coherencia entre señales y debe tenerse un adecuado control de calidad para asegurar que se esté interpretando la información correctamente.

Como comentario final sobre el tratamiento de señales hay que acotar que lo hasta aquí expuesto hace referencia a señales continuas. En esta era digital pocas veces se trata ya con señales continuas y es más bien con señales discretas o digitales que se tiene que trabajar. Dar el salto de lo analógico a lo digital en términos de los temas tratados no es complicado aunque sí existen algunos bemoles. Notablemente que el proceso de la TF puede ser un proceso muy lento, razón por la cual se desarrolló un algoritmo especial llamado transformada rápida de Fourier o FFT por sus siglas en inglés. Sin embargo, hablar del análisis digital resultaría prohibitivo para fines de esta tesis, para aquellos interesados se recomienda el libro de Brigham (1974).

2.2 Fundamentos de sismología

De acuerdo a Aki y Richards (2002), la sismología puede ser definida como el estudio de las vibraciones mecánicas que se propagan en el interior de la Tierra. Como tal, incluye el estudio de la fuente sísmica, que origina las ondas, de los factores que afectan la propagación de las mismas (las propiedades del medio) y de su registro por un dispositivo de medición (sismometría). En sismología, las únicas manifestaciones directas que el científico tiene de la existencia de estas ondas son los registros sísmicos y es a través de estos que se infiere la naturaleza de la fuente y del medio por el cual se propagan las perturbaciones elásticas.

En la siguiente sección se expondrán algunos de los fundamentos de sismología necesarios para el desarrollo del trabajo subsecuente.

2.2.1 Ondas sísmicas

En sismología el primer modelo con el cual se aproxima la estructura de la Tierra es el de un medio continuo, en este marco conceptual se obvia la existencia de las partículas constitutivas del medio y se le idealiza como un continuo perfectamente conexo cuyas propiedades físicas son las mismas en toda su extensión. Esto es, que el medio es isótropo, homogéneo e infinito.

En un medio continuo cualquiera, la ley de Hooke establece la relación entre esfuerzo y deformación de acuerdo a

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}e_{kl}, \quad (2.22)$$

expresión en notación indicial donde se sigue el convenio de suma de Einstein y en donde σ representa el tensor de esfuerzos que contiene la información de los esfuerzos aplicados en un cubo de volumen unitario, e es el tensor de deformaciones de dicho cubo unitario y c es un tensor que contiene las constantes de proporcionalidad entre esfuerzos y deformaciones. En un sistema de tres ejes ortogonales, σ y e tienen 9 elementos cada uno y c , 81 elementos. Sin embargo, dado que σ y e son tensores simétricos, el desarrollo de la Ec. (2.22) implica la reducción del número de elementos en c a 36, además por consideraciones de energía (Stein & Wysession, 2003), es posible reducir el número de elementos en c a 21. Estas 21 constantes definen completamente un medio anisótropo. Laborando con la hipótesis de isotropía es entonces posible reducir, finalmente, los elementos de c a solo dos

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ij} \delta_{kl} + \delta_{il} \delta_{jk}), \quad (2.23)$$

las constantes λ y μ , que son las constantes de Lamé, representan completamente las propiedades mecánicas características del medio; el símbolo δ es la delta de Kroenecker. A partir de la Ec. (2.23) se puede reescribir la ley constitutiva en la Ec. (2.22) como

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}, \quad (2.24)$$

donde $\theta = \text{tr}(e) = e_{kk}$, que equivale a la dilatación o compresión del medio. Esta ley constitutiva es un paso importante pero refleja solo el comportamiento estático del medio. Para discutir la propagación de ondas es necesario hablar del comportamiento dinámico del medio, se construye la ecuación de equilibrio dinámico

$$\sigma_{ij,j}(\mathbf{x}, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} + f_i, \quad (2.25)$$

ecuación fundamental para el estudio de la propagación de ondas y sobre la cual vale la pena hacer algunos comentarios. Note que la ecuación es sencillamente la aplicación de la segunda ley de Newton,

además que el tensor esfuerzos incluye ahora como variable independiente al vector posición $\mathbf{x}$ y al tiempo t , esto resulta natural ya que de esta forma es posible contabilizar el comportamiento de cada punto del medio en cada instante del tiempo. Lo mismo es cierto del tensor desplazamientos $\mathbf{u}$. ρ es la densidad del medio y $\mathbf{f}$, el vector de fuerzas de cuerpo. Sin embargo, la Ec. (2.25) resulta algo impráctica pues queda expresada en términos no solo de los desplazamientos sino de los esfuerzos; medir esfuerzos en algún punto de un medio, aunque posible, es complicado. Por esto siguiendo el procedimiento de Aki & Richards (2002), incorporando la Ec. (2.24) a la Ec. (2.25), es posible reescribir esta última como

$$(\lambda + 2\mu)u_{j,ij} + \mu u_{i,jj} + f_i = \rho \ddot{u}_i. \quad (2.26)$$

Para propagación de ondas es posible omitir el término de fuerzas de cuerpo (Aki & Richards, 2002) y reescribir esta expresión en notación vectorial

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}[\mathbf{x}, t]) - \mu \nabla \times (\nabla \mathbf{u}[\mathbf{x}, t]) = \rho \ddot{\mathbf{u}}(\mathbf{x}, t), \quad (2.27)$$

lo cual es una forma práctica pues está en términos de variables físicas medibles: desplazamientos.

De acuerdo a Arfken & Weber (1995), el campo vectorial de desplazamientos puede ser descompuesto por el teorema de Helmholtz en un potencial escalar ϕ y uno vectorial $\mathbf{Y}$,

$$\mathbf{u} = \nabla\phi(\mathbf{x}, t) + \nabla \times \mathbf{Y}(\mathbf{x}, t), \quad (2.28)$$

por lo cual la Ec. (2.27) se escribe

$$\nabla[(\lambda + 2\mu)\nabla^2\phi - \rho\ddot{\phi}] = -\nabla \times [\mu\nabla^2\mathbf{Y} - \rho\ddot{\mathbf{Y}}]. \quad (2.29)$$

Aunque parece que la Ec. (2.28) sólo complica el panorama, la realidad es que al tomar la solución de la Ec. (2.29) donde las cantidades adentro de los corchetes son iguales a cero, se efectúa una separación de la Ec. (2.27) en una parte descrita por el campo irrotacional del miembro izquierdo de (2.29) y otra parte descrita por la parte solenoidal del miembro derecho. El resultado efectivo es que la propagación de ondas en un medio simplificado está descrita por dos ecuaciones de onda independientes y desacopladas:

$$\nabla^2\phi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\phi(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2}, \quad (2.30)$$

y

$$\nabla^2\mathbf{Y} = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2\mathbf{Y}(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2}, \quad (2.31)$$

donde la ecuación de onda (2.30) representa una onda compresional u onda P con velocidad de propagación

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.32)$$

(Fig. 2.4), y la Ec. (2.31), una onda de corte u onda S con velocidad de propagación

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2.33)$$

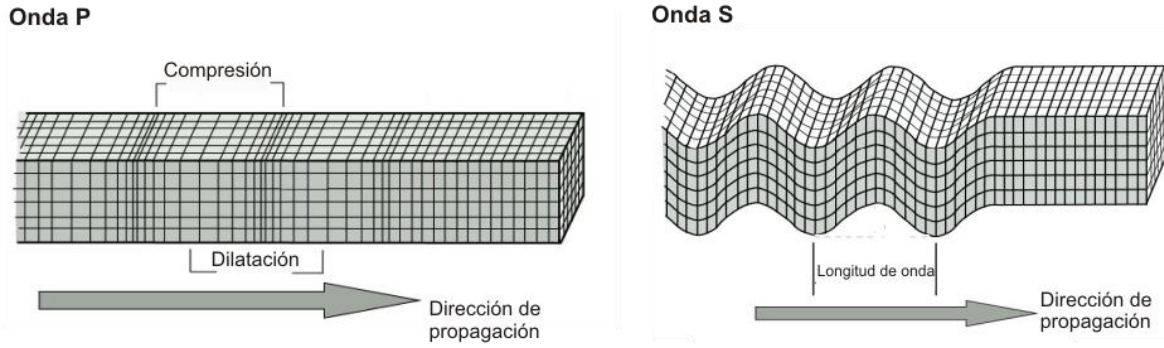


Figura 2.4, esquema simplificado de la propagación de ondas P y de ondas S. Modificada de <http://web.ics.purdue.edu>.

A las ondas P y S también se les conoce como ondas de cuerpo, ya que pueden propagarse por el interior de los medios a diferencia de otro tipo de ondas llamadas superficiales que solo se propagan en la cercanía de las fronteras de los medios.

De la Ec. (2.30) se observa que el campo de desplazamientos de las ondas P varía en direcciones paralelas a la dirección de propagación, es decir, es una onda longitudinal.

Por el contrario, el rotacional de la Ec. (2.31) implica que el campo de desplazamientos de las ondas S varía en direcciones ortogonales a la dirección de propagación, por lo cual se trata de una onda transversal.

Hasta ahora se ha asumido que los medios a través de los cuales se propagan las ondas son todos homogéneos e isótropos. Esto dista mucho de la realidad, de aquí que se pueda acercar a un modelo más real introduciendo variaciones verticales en las propiedades del medio. Esto implica un medio estratificado compuesto de una sucesión vertical de medios homogéneos e isótropos pero de diferentes propiedades mecánicas cada uno. Dicho modelo resulta útil en sismología pues la estratigrafía ha mostrado que una aproximación tal no es totalmente incompatible con la disposición de las rocas en el subsuelo.

En un modelo de este tipo se pueden escribir los potenciales escalar y vectorial como dependientes ya no del vector posición $\mathbf{x}$, si no solo de las coordenadas espaciales x y z , donde z representa la dirección vertical. Se ignora la coordenada y , pues al tener heterogeneidades sólo en la dirección vertical y ser el medio isótropo, las propiedades de éste serán las mismas tanto en la

dirección x como en la dirección y . En un medio de estas características se puede descomponer el potencial escalar aún más (Stein & Wysession, 2003),

$$\mathbf{Y}(x, z, t) = \boldsymbol{\psi}(x, z, t) + \nabla \times \boldsymbol{\chi}(x, z, t), \quad (2.34)$$

escogiendo estos nuevos potenciales como

$$\boldsymbol{\psi} = \begin{pmatrix} 0 \\ \psi(x, z, t) \\ 0 \end{pmatrix}, \quad \boldsymbol{\chi} = \begin{pmatrix} 0 \\ \chi(x, z, t) \\ 0 \end{pmatrix}, \quad (2.35)$$

es posible reescribir el campo de desplazamientos según (2.28) y (2.34) como

$$u_x = \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad u_y = \frac{\partial^2 \chi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \chi}{\partial z^2} y, \quad u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2.36)$$

Las Ecs. (2.36) muestran la polarización de las ondas S en dos componentes, una horizontal o SH y una vertical o SV. Note que en la dirección y , los desplazamientos dependen de una sola función escalar asociada a la descomposición del potencial vectorial de ondas S (ondas SH), mientras que en el plano xz se encuentra a las ondas SV (indicadas por la función ψ) y las ondas P descritas por el potencial ϕ . Esto implica que en un medio estratificado las ondas P y SV describen un sistema acoplado (Fig. 2.5).

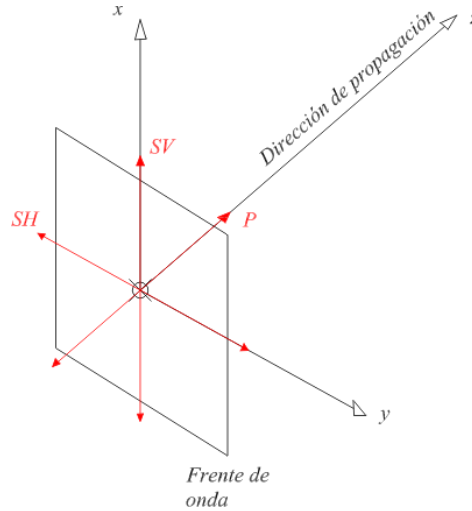


Figura 2.5, esquema de las ondas SH y P-SV.

Finalmente cabe notar cómo a lo largo de esta sección se ha utilizado el término *onda* de forma holgada, a veces para describir la propagación de un campo de esfuerzos, otras para la propagación de deformaciones y otras para la propagación de desplazamientos. La pregunta natural es ¿cuál de estas propagaciones es la onda? La respuesta es que todas, el término *onda* en sismología, y en general en

física, se utiliza para describir la propagación de una perturbación en un medio, en electromagnetismo es un campo eléctrico y uno magnético, en sismología estas perturbaciones son cambios en el estado mecánico del medio. Además, dicho medio se ha idealizado como continuo, este enfoque atrozmente Aristotélico que contradice todo lo que hoy se sabe de la estructura fina de la materia, no implica que el sismólogo niegue la visión atomista de la estructura de la materia, sencillamente significa que éste adopta un modelo y uno que funciona bien. La idealización de los medios como continuos en sismología funciona porque las longitudes de onda manejadas en la disciplina son varios órdenes de magnitud mayores que las dimensiones de las partículas constituyentes de la materia, así que el físico de partículas puede descansar tranquilo sabiendo que la sismología no pretende echar al traste los conceptos modernos de materia.

2.2.2 Propagación de ondas

En ocasiones es útil estudiar la propagación de ondas considerándolas a éstas como rayos. Esto es, estudiando sólo la trayectoria perpendicular al frente de onda. Aunque esta consideración conscientemente ignora diversos aspectos físicos de la propagación de ondas, es útil para estudiar los aspectos geométricos de la propagación.

2.2.2.1 Principio de Fermat

Uno de los principios básicos a considerar cuando se trata a las ondas como rayos es el principio de Fermat.

Este principio indica que la trayectoria que sigue una onda entre un punto A y un punto B cualquiera es la trayectoria a través de la cual la onda tarda la menor cantidad de tiempo en propagarse, esto es, la trayectoria de tiempo mínimo.

Aunque parece un concepto trivial es importante este principio pues permite construir las trayectorias complicadas entre dos puntos de un medio complejo descomponiéndolas en trayectorias más elementales que se conformen a la trayectoria de tiempo mínimo

2.2.2.2 Principio de Huygens

Otro principio básico de la propagación de ondas fue enunciado por el físico danés Christian Huygens y estipula que todo punto de un frente de onda actúa a su vez como un punto generador de nuevas perturbaciones y por tanto de un nuevo frente de onda (Fig. 2.6).

Si este nuevo frente de ondas se localiza en un material de propiedades distintas al anterior las ondas que generará se propagarán más rápido o más lento que en el material anterior y darán origen a

frentes de onda más o menos separados unos de los otros. De acuerdo a este principio el frente de onda completo es el resultado de la interferencia constructiva o destructiva de todos los frentes de onda puntuales.

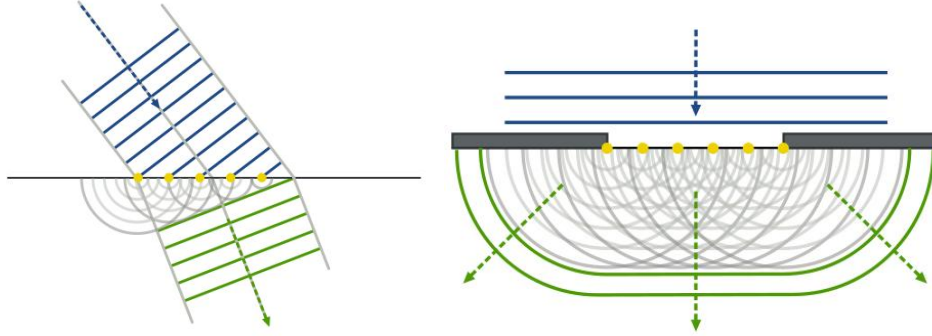


Figura 2.6, fenómenos de refracción y difracción de acuerdo al principio de Huygens. Las líneas azules y verdes son los frentes de onda incidentes y transmitidos, respectivamente. Las semi-circunferencias grises representan los puntos generadores de ondas que se superponen para dar lugar al frente de onda transmitido. Figura tomada de <http://commons.wikimedia.org>.

2.2.2.3 Ley de Snell

Mientras que el principio de Huygens logra explicar la geometría de un frente de onda, no elucidó por qué una onda cambia su comportamiento cuando pasa de un medio con unas propiedades mecánicas a otro medio de distintas propiedades. Esto compete a la ley de Snell que indica que para una onda incidente desde un medio A hacia una interfase orientada paralela al eje x con el medio B se cumplirá la relación

$$c_x = \frac{v_A}{\sin(\alpha)} = \frac{v_B}{\sin(\beta)}, \quad (2.37)$$

donde c_x es la velocidad aparente de la onda en la dirección x , los ángulos α y β se miden con respecto a la normal a la interfaz N y v_A y v_B son las velocidades de propagación de las ondas en cada medio (Fig. 2.6). La ley de Snell indica que en la interfase debe haber continuidad entre la onda incidente y la onda transmitida, esto se logra al hacer que sus velocidades aparentes sean siempre iguales. De esta forma se explica porqué los rayos cambian su ángulo con respecto a la normal de la interfase cuando pasan de un medio a otro

De la Fig. 2.7 y de la Ec. (2.37) se prevé la posibilidad que al pasar una onda de un medio lento a uno más rápido, ésta se alejará cada vez más de la normal hasta que el ángulo de transmisión β sea 90° . Al ángulo de incidencia i_c , para el cual sucede esto, se le llama ángulo crítico y queda definido según la expresión

$$i_c = \arcsen\left(\frac{v_A}{v_B}\right). \quad (2.38)$$

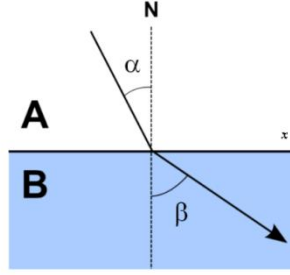


Figura 2.7, esquema de la ley de Snell.

2.2.2.4 Reflexión, transmisión y refracción de ondas de cuerpo

Cuando una onda SH incide sobre una interfase que separa dos medios A y B de propiedades mecánicas distintas se tiene que además de la onda incidente de amplitud a_1 desde el medio A hay una onda reflejada de vuelta al medio A con amplitud a_2 y una onda transmitida al medio B con amplitud b , (Stein & Wysession, 2003), la relación entre las amplitudes de estas tres ondas está dada por los coeficientes de reflexión R_{AB} y transmisión T_{AB} definidos como

$$T_{AB} = \frac{b}{a_1} = \frac{2\rho_A v_A \cos(\alpha)}{\rho_A v_A \cos(\alpha) + \rho_B v_B \cos(\beta)}, \quad (2.39)$$

y

$$R_{AB} = \frac{a_2}{a_1} = \frac{\rho_A v_A \cos(\alpha) - \rho_B v_B \cos(\beta)}{\rho_A v_A \cos(\alpha) + \rho_B v_B \cos(\beta)}, \quad (2.40)$$

donde ρ_A y ρ_B son las densidades de cada medio. La aplicación sucesiva de (2.37), (2.39) y (2.40) es suficiente para resolver cualquier problema de propagación de ondas SH en un medio estratificado de n capas.

Ahora bien, en el caso de la propagación de ondas P-SV la situación se torna ligeramente más complicada pues como se vio con anterioridad, estas ondas están acopladas. Esto significa que en las interfases, aunque solo se tenga una onda P o una onda SV incidiendo, habrá conversiones de ondas P a SV y de ondas SV a P.

En la Fig. 2.8 se aprecia que dado que las ondas P siempre tendrán una velocidad de propagación mayor a la de las ondas SV será posible tener dos ángulos críticos; uno cuando la onda P-SV incidente alcanza un ángulo tal que no hay onda P transmitida y otro cuando la onda P-SV incidente alcanza un ángulo tal que no hay onda SV transmitida.

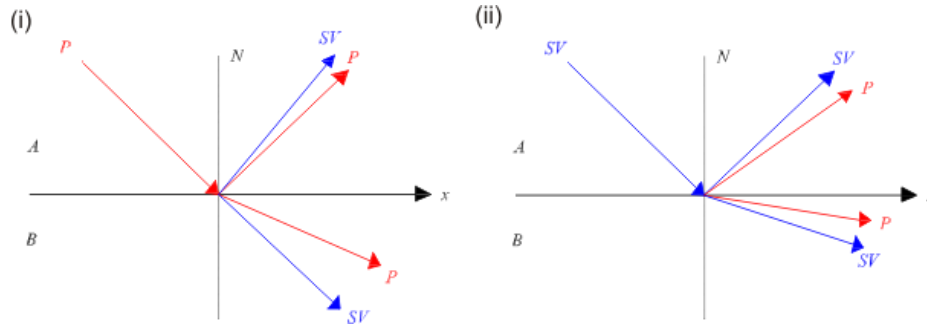


Figura 2.8, (i) conversiones de ondas P en SV y (ii) SV en P, en ambos casos se tiene que las velocidades α de ondas P y β de ondas S para los medios A y B se relacionan según $\alpha_A < \alpha_B$ y $\beta_A < \beta_B$.

2.3 Estructura de la Tierra

Una de las metas primordiales de la sismología es utilizar los registros sísmicos para inferir las propiedades físicas del planeta. De lo expuesto en la Sección 2.2.2 resulta aparente que si se conocieran los tiempos de viaje de las ondas de cuerpo se podría, con la sencilla relación entre tiempo, velocidad y distancia, inferir la velocidad de los diferentes materiales por donde viajó la onda. De igual forma en la Sección 2.2.1 se mostró como la velocidad de propagación de ondas es un parámetro elástico fundamental que caracteriza a un medio. Entonces al conocer la distribución de velocidades de propagación en el subsuelo se pueden ofertar hipótesis con sustento empírico sobre la estructura del planeta.

Ya establecida la forma de geoide del planeta resulta natural, como primera aproximación a su estructura, construir un modelo esférico de simetría radial, es decir una Tierra constituida por cascarones de diferentes propiedades mecánicas. Existen dos enfoques para construir modelos de velocidades a partir de los tiempos de viaje de las ondas, (Stein & Wysession, 2003), ambos comienzan compilando curvas de tiempo de viaje para sismos a diferentes distancias angulares (Δ), la distancia angular se define como el ángulo que forman con respecto al centro del planeta la fuente del sismo y la estación que lo registra. El primer enfoque consiste en utilizar la ley de Snell, Ec. (2.37), para resolver el problema directo; es decir, trazar rayos a través de diferentes modelos de estructuras hasta que se encuentre un modelo que se ajuste bien a los datos experimentales. El segundo y más elegante enfoque consiste en invertir las propiedades mecánicas del modelo, por ejemplo, utilizando la integral de Herglotz-Wiechert, (Bullen & Bolt, 1985)

$$\Delta(p) = 2p \int_{r_p}^{r_0} \frac{dr}{\sqrt{r(\zeta^2 - p^2)}}, \quad (2.41)$$

donde p es el parámetro de rayo definido como el recíproco de la velocidad aparente, $p = 1/c_x$, Δ es la distancia angular, r la posición radial siendo el centro de la Tierra el punto de origen y $\zeta = r/v$ donde v es la velocidad de propagación. Esta expresión se puede simplificar (Stein & Wysession, 2003),

$$\int_0^{\Delta_1} \text{arcosh} \left(\frac{p(\Delta)}{\zeta_1} \right) d\Delta = \pi \text{Ln} \left(\frac{r_0}{r_1} \right), \quad (2.42)$$

donde $\zeta_1 = r_1/v_1$ es la distancia radial r_1 que corresponde al punto más profundo de un rayo que emerge a la distancia angular Δ_1 de donde se originó. La forma de invertir la estructura de velocidad es simple, se toma la curva de tiempos de viaje observados $T(\Delta)$ y se calcula numéricamente la derivada $dT/d\Delta = p(\Delta)$, después se integra numéricamente desde $\Delta = 0$ hasta $\Delta = \Delta_1$ sabiendo que $\zeta_1 = dT/d\Delta$ para $\Delta = \Delta_1$. Hecho esto, la ecuación arroja la distancia radial r_1 para la cual la velocidad está dada por $v_1 = r_1/\zeta_1$. Se repite el proceso con todos los puntos de $T(\Delta)$ hasta tener un modelo de velocidades en función del radio. Es interesante estudiar este proceso pues en el Capítulo 6 se utiliza un procedimiento similar (detallado en el Apéndice D) en donde asumiendo un modelo de velocidades se recuperan los ángulos para poder así transformar las funciones receptor al dominio de la profundidad.

Con estas metodologías y algunas otras se han construido modelos de la estructura del planeta. El primer modelo que gozó de aceptación fue el de Jeffreys & Bullen (1940), Tabla 2.1 y Fig. 2.9, que divide al planeta en siete grandes segmentos.

Tabla 2.1, modelo de la estructura de la Tierra de Jeffreys y Bullen (1940), modificada de Stein & Wysession (2003)

Segmento	Profundidad (km)	Características
A	33	Corteza.
B	413	Manto superior, gradiente de velocidades P y S positivo.
C	984	Zona de transición del manto.
D	2898	Manto inferior, gradiente de velocidades P y S positivo.
E	4982	Núcleo externo, gradiente de velocidades P positivo, no hay propagación de ondas S.
F	5121	Zona de transición del núcleo, gradiente de velocidades P negativo
G	6371	Núcleo interno, gradiente de velocidades P positivo.

Un aspecto interesante de este modelo es que propone una velocidad de propagación de ondas S para el núcleo, tanto interno como externo, de cero. Ahora bien, los medios donde no hay propagación de ondas de cortante son fluidos; lo cual tiene implicaciones fuertes en ramas como el geomagnetismo, ya que los actuales modelos para explicar el campo magnético de la Tierra involucran un fluido conductor en el núcleo (Merril & McElhinny, 1983), e inclusive ha generado una nueva subdisciplina de la geofísica conocida como magnetohidrodinámica.

Otros modelos no han hecho sino refinar lo propuesto por Jeffreys & Bullen (1940), brindando más detalle a ciertas zonas de la estructura terrestre. Un modelo de mucha utilización es el modelo IASP91 de Kennet & Engdahl (1991), Fig. 2.9. Este modelo y casi todos los subsecuentes (por ejemplo los modelos AK135 o PREM), a diferencia del original de Jeffreys & Bullen (1940), proponen una velocidad finita de ondas S en el núcleo interno aunque conservan una velocidad cero en el núcleo externo, lo cual propone un problema interesante de geodinámica, ya que se debe explicar cómo es que el núcleo externo es o al menos se comporta mecánicamente como fluido, mientras que el núcleo interno es sólido. Sin embargo estas preguntas quedan fuera del alcance de esta tesis.

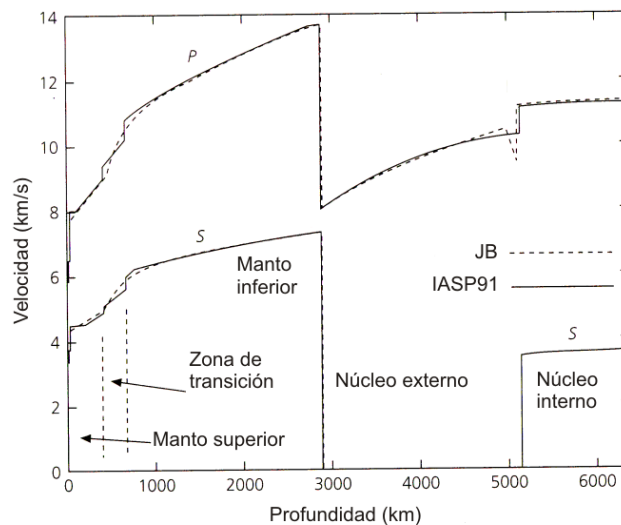


Figura 2.9, modelos de velocidades de Jeffreys & Bullen (1940) y IASP91 (Kennet & Engdahl, 1991), modificada de Stein & Wyssession (2003).

Los modelos de estructura terrestre muestran una generalización de la estructura del planeta y los trabajos subsecuentes, como éste, se enfocan en encontrar las desviaciones del modelo, ya que al ser la Tierra un planeta geológicamente activo, son estas desviaciones del modelo las que dan pistas sobre el comportamiento geodinámico del planeta.

Por las consideraciones que se estudiaron en la Sección 2.2.2, está claro que no importa cuál sea el modelo de velocidades, en las interfases entre los diferentes segmentos del modelo habrá

reflexiones y refracciones, así como conversiones entre ondas P y SV. Por esta razón, en una estación sísmica se registrarán ondas que han seguido diferentes trayectos, unas a través del manto, otras a través del núcleo y así sucesivamente, a cada una de estas ondas que sigue una trayectoria particular se le llama *fase* sísmica. Bolt (1982) propone un sistema de nomenclatura para estas fases, algunos ejemplos de los cuales se muestran en la Tabla 2.2 y se ilustran en la Fig. 2.10

La separación de las ondas de cuerpo en fases es muy útil, pues el estudio individual de las fases permite inferir particularidades sobre alguna zona de la estructura del planeta; por ejemplo, el estudio de las fases PKP permite determinar la estructura del núcleo, mientras que el análisis de las fases SKS permite estudiar la anisotropía en el manto que se manifiesta como la separación de las ondas S en dos ejes que se cree corresponden a los ejes cristalográficos de minerales ultramáficos como el olivino.

Tabla 2.2, nomenclatura de fases sísmicas.

Nombre	Descripción
P	Onda P
S	Onda S
K	Onda P a través del núcleo externo
I	Onda P a través del núcleo interno
J	Onda S a través del núcleo interno
PP	Onda P reflejada en superficie
PPP	Onda P reflejada en superficie dos veces
SP	Onda S reflejada en superficie como onda P
PS	Onda P reflejada en superficie como onda S
pP	Onda P emergente del foco que se refleja como onda P
sP	Onda S emergente del foco que se refleja como onda P
c	Onda reflejada en la frontera núcleo-manto
i	Onda reflejada en la frontera núcleo interno-núcleo externo
P'	Abreviación de PKP
P _d o P _{diff}	Onda P difractada en la frontera núcleo-manto

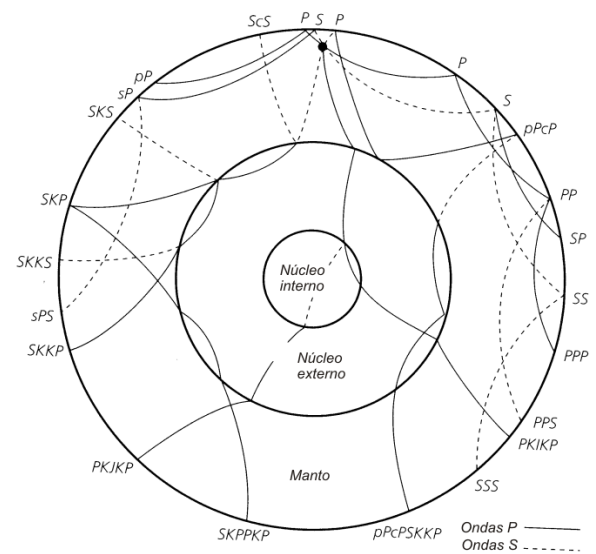


Figura 2.10, fases de ondas de cuerpo, modificada de Stein & Wysession (2003)

2.4 Tectonofísica: Zonas de subducción

La tectonofísica es la disciplina que estudia los procesos geodinámicos del planeta en todas sus escalas, desde deformaciones a escalas cristalógráficas hasta los procesos de convección en el manto. Se apoya en ramas de las ciencias de la Tierra como mineralogía, oceanografía, geología estructural y por supuesto sismología. Además de estudiar el comportamiento mecánico del planeta, en tectonofísica también es de interés el régimen térmico y el balance de masa del mismo. Es decir, qué condiciones termodinámicas imperan en las diferentes partes del planeta y cuál es su relación con la transformación de los materiales que lo constituyen. De particular interés en este trabajo de tesis se encuentran las zonas de subducción cuya distribución mundial se muestra en la Fig. 2.11.

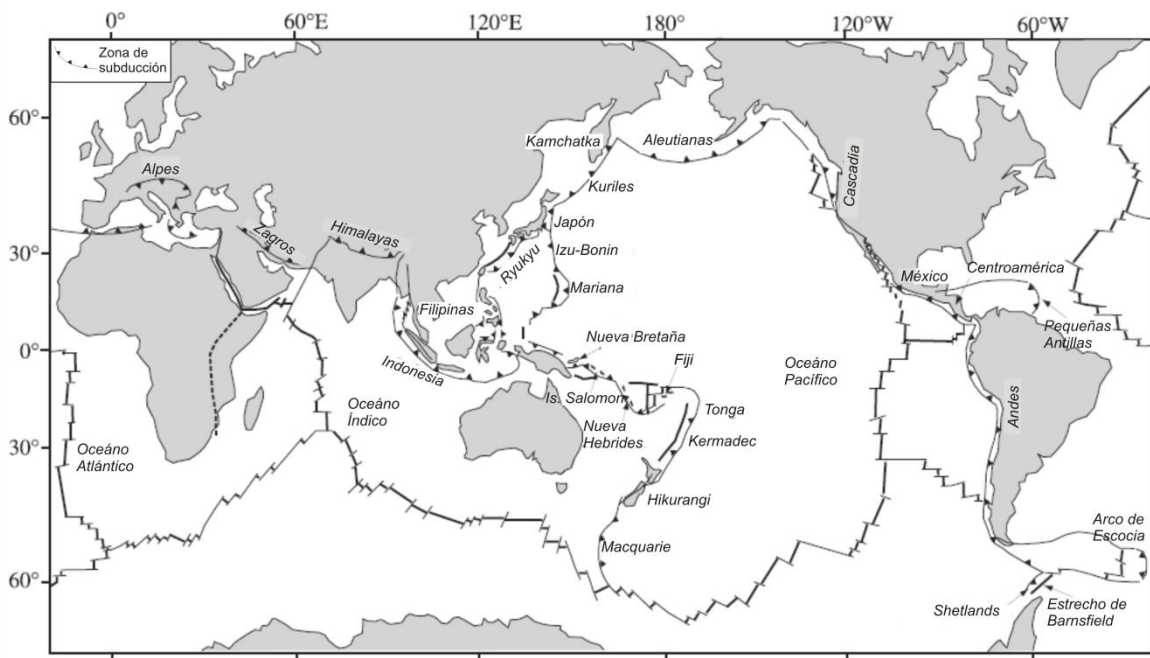


Figura 2.11, márgenes convergentes y zonas de subducción del mundo. Modificada de Stern (2002).

La teoría de la tectónica de placas probablemente tiene su origen en la teoría de la deriva continental propuesta por Alfred Wegner en 1912. En el esquema de la tectónica de placas, la corteza continental está fragmentada en varios segmentos fríos y rígidos o placas que sobreyacen al manto caliente y plástico. Estas placas están en constante movimiento unas respecto de otras. Cientos de trabajos han corroborado y refinado la tectónica de placas, uno de los más notables es el de Vine & Matthews (1963), quienes descubrieron una serie de bandas de anomalías magnéticas paralelas unas respecto de otras y de polaridad alternante a intervalos irregulares que corren casi paralelas a las dorsales marinas, dicho trabajo además de mostrar la inversión del campo geomagnético evidenció la separación del piso oceánico en las dorsales. En este régimen tectónico son posibles tres tipos de escenarios en las fronteras entre dos placas; uno es el de un margen convergente donde las placas

chocan una contra la otra, el segundo es un margen divergente donde las placas se alejan una de la otra y el tercero es un margen transcurrente donde las placas tienen la misma dirección de movimiento pero sentidos opuestos. Es el primer tipo de margen, el convergente, el que es de interés en este trabajo.

Conviene aquí apuntar que existe una sutil distinción entre margen convergente y zona de subducción (Stern, 2002), tradicionalmente se le llama margen convergente a aquellos márgenes vistos en planta del mapa tectónico del planeta (Fig 2.11), mientras que las zonas de subducción se presentan en corte transversal. Además cabe precisar, que en general a la parte del planeta que constituye las placas tectónicas se le suele llamar *litosfera* y está conformada tanto por la corteza como por la parte superior del manto. Las componentes de una zona de subducción se muestran en las Figs. 2.12 y 2.13.

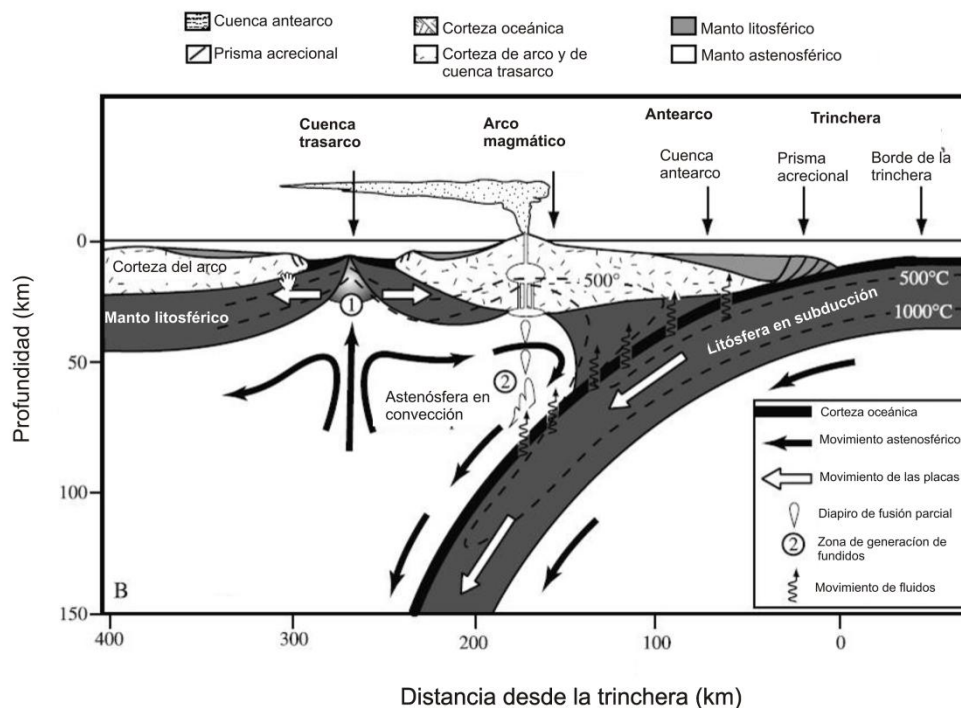


Figura 2.12, sección esquemática a través de los primeros 140 km de una zona de subducción que muestra los componentes principales del manto superior y la corteza involucrados en el proceso de subducción. Modificada de Stern (2002).

El proceso de subducción es complejo, la corteza oceánica conforme se aleja de las dorsales y se vuelve más vieja, tiende a hacerse más densa que la astenósfera infrayacente (Davies, 1992), de aquí que al llegar a la trinchera este segmento de corteza densa tienda a hundirse simplemente por acción de la gravedad, aunque, si la corteza oceánica es joven y boyante puede ser que resista a hundirse y no subduzca con tanta facilidad. En las zonas de subducción, el acoplamiento entre las dos placas involucradas define una región de alta fricción que es sismogénica y se conoce como zona de

Wadati-Benioff. En las zonas de subducción que involucran corteza densa que rápidamente se hunde el acoplamiento es bajo, mientras que en zonas de subducción donde se involucra corteza joven y boyante el acoplamiento es mayor y tenderán a producirse sismos de magnitudes mayores (Kincaid & Sacks, 1997).

Es la densidad de la litosfera subducida la que determina si el proceso de subducción se lleva a cabo o si falla. Por ejemplo, cuando la colisión se da entre dos segmentos de corteza continental al ser ésta mucho menos densa que la astenósfera infrayacente y muy boyante, no será posible que una u otra placa se hunda debajo de la otra, Cloos (1993) mostró que se necesitan contrastes de densidad de al menos 0.1 gm/cm^3 para que se de el proceso de subducción. Estas zonas de subducción abortadas llevan a orogenias de colisión que producen grandes cordilleras montañosas, como los Himalayas, donde hay una notable ausencia del vulcanismo comúnmente asociado a las zonas de subducción.

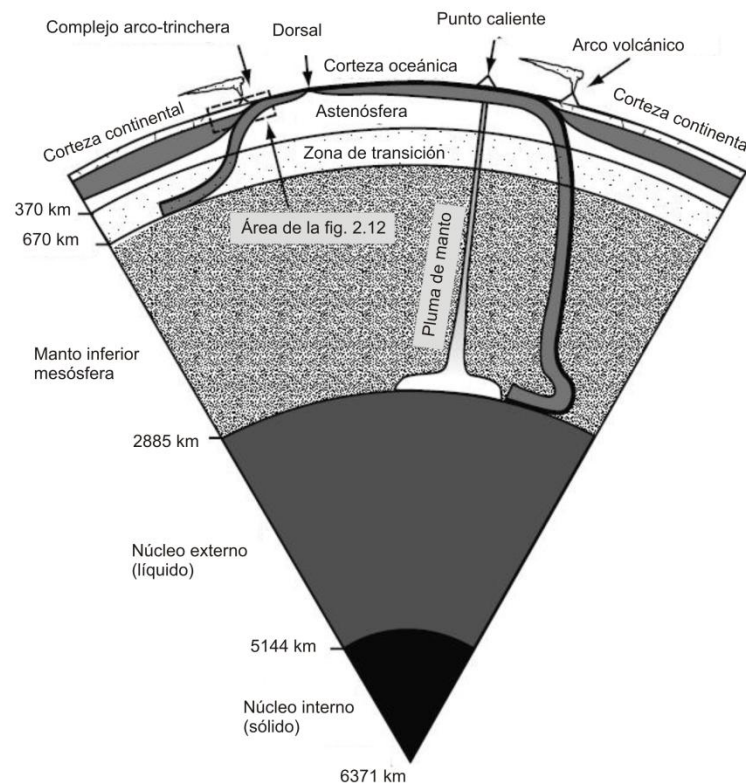


Figura 2.13, sección esquemática a través del centro del planeta que muestra mejor la escala de las zonas de subducción. Se muestran dos tipos de procesos de subducción, aquél donde la placa subducida alcanza la frontera del núcleo (a la derecha) y aquél donde la placa subducida se estanca alrededor de los 660 – 670 km (a la izquierda). Modificado de Stern (2002).

Conforme la litosfera subducida se profundiza, es objeto de presiones y temperaturas cada vez mayores que producen cambios en la mineralogía y el contenido de volátiles de la litosfera cortical, del manto superior y de cualquier sedimento subducido. Eventualmente se llega a una profundidad donde se produce un fundido que en superficie se manifiesta como un arco volcánico. Existe aún mucho debate sobre el origen del material fundido responsable de la formación del arco volcánico. Inicialmente se creía que el fundido provenía de la fusión de la litosfera subducida; sin embargo, interpretaciones subsecuentes de la información geofísica y geoquímica muestran que la mayoría del material fundido proviene de la fusión de peridotitas del manto (Stern, 2002). Esto tiene sentido, pues al metamorfizar la litosfera subducida, ésta se deshidratará liberando fluidos, estos fluidos pueden alcanzar a las peridotitas circundantes, reducir su temperatura de fusión e iniciar un proceso de fusión parcial. Sin embargo, Peacock et al. (1994) concluyeron que si el material subducido es lo suficientemente joven y caliente y la velocidad de subducción es lenta, éste puede también alcanzar su temperatura de fusión.

Este tipo de estudios es en donde la geoquímica juega un papel fundamental, pues el estudio de los químicos y minerales traza contenidos en las lavas y en los magmas asociados a los arcos volcánicos, proveyendo información fundamental para entender mejor el reactor químico que es la zona de subducción. Como nota interesante cabe apuntar que la subducción de corteza oceánica hidratada consume alrededor de 1 km^3 de agua cada año, lo cual sería suficiente para reciclar los océanos del mundo en unos 1500 millones de años (Rea & Ruff, 1996).

Es importante notar que existen zonas de subducción donde la placa subducida puede ser observada desde la trinchera hasta el manto inferior, en las cercanías de la frontera con el núcleo, mientras que otras se estancan, por ejemplo la de Izu-Bonin que deja de profundizarse en la discontinuidad de 660 km del manto (Stern, 2002), Fig. 2.12. Aunque pareciera que esto puede ser fácilmente explicable por la edad y por tanto la boyancia de la placa subducida, hasta ahora tal correlación no se ha encontrado.

En todo el estudio de las zonas de subducción, la sismología juega un papel preponderante, la localización precisa de focos de sismos permite delinear la zona de Wadati-Benioff, la cual está relacionada al acoplamiento entre las placas involucradas y por tanto al régimen de subducción. Los estudios de tomografía permiten la creación de imágenes como las de la Fig. 2.14 que permiten un análisis detallado del proceso de subducción, y por supuesto los estudios de funciones receptor que permiten delimitar la geometría de las partes involucradas en el proceso de subducción.

De cualquier forma, en estos párrafos apenas se rasga la superficie del complicadísimo fenómeno de subducción y de la cantidad enorme de trabajos que hay al respecto, para el lector interesado se recomienda el adecuado trabajo de síntesis hecho por Stern (2002).

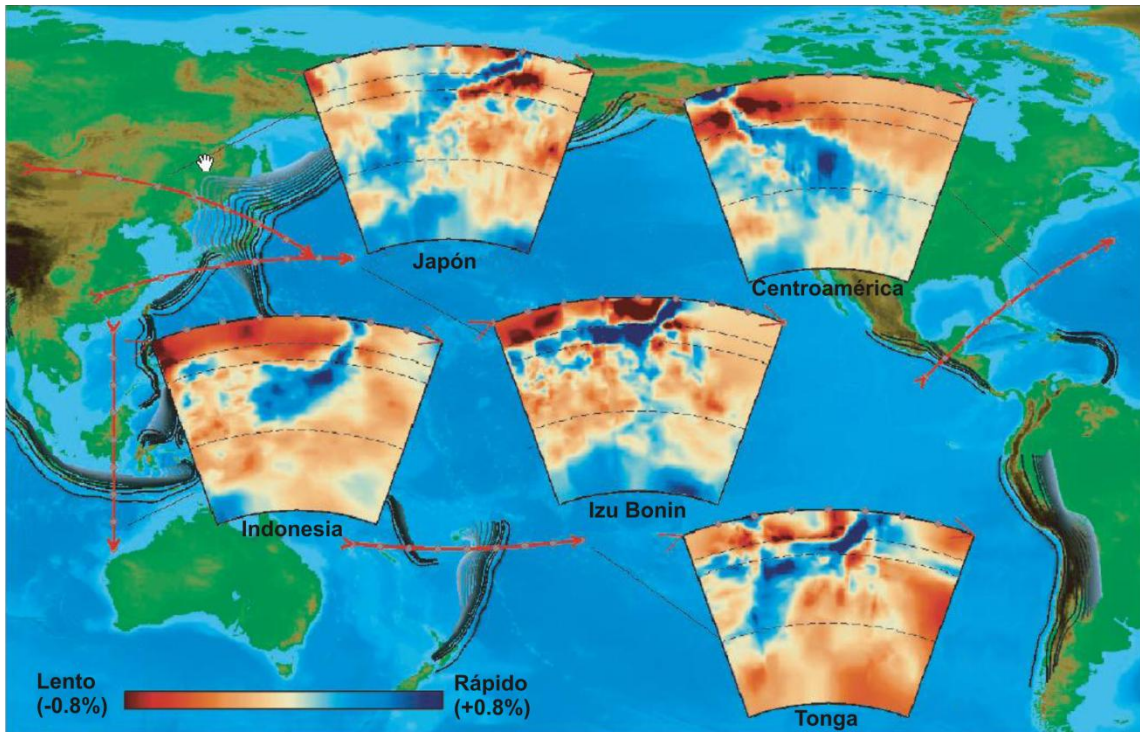


Figura 2.14, estructura de las placas subducidas en las principales zonas de subducción del mundo a partir de tomografías sísmicas del manto. Las líneas rojas indican las trazas en superficie de los perfiles tomográficos. La base de cada sección es la frontera núcleo-manto, las líneas punteadas indican las principales discontinuidades del manto. La escala de colores indica la velocidad de ondas P, donde rojo es lento y azul es rápido. Las zonas rápidas se interpretan como material frío correspondiente a la placa subducida (Karason & Van der Hilst, 2000), imagen modificada de Stern (2002).

*

Capítulo 3: Metodología de análisis, funciones receptor

El objetivo fundamental de este trabajo, como fue planteado en la introducción, consiste en localizar la placa subducida y delimitar su geometría. Para tal fin se emplea la técnica de funciones receptor. Esta técnica fue trabajada inicialmente por Burdick & Langston (1977) y posteriormente refinada en Langston (1979), trabajo en el cual adquiere la forma casi final con la cual se trabaja hoy día. En las siguientes páginas se pormenorizará la técnica de las funciones receptor, la cual esencialmente tiene dos vertientes: la primera que involucra una deconvolución en el dominio del tiempo y la segunda que implica una deconvolución en el dominio de las frecuencias, para ambas vertientes se describirán sus ventajas y desventajas y se elegirá una de estas dos para el trabajo subsecuente.

3.1 Generalidades

Una función receptor (FR) es, en esencia, una serie de tiempo calculada a partir de un sismograma de tres componentes que contiene la información sobre la respuesta de la estructura próxima a la estación de registro, esencialmente, con el proceso de ecualización de fuente (Sección 3.2) se logra obtener las funciones de transferencia, radial y transversal, de la estructura. La serie de tiempo puede ser interpretada directamente como un sismograma (Langston, 1979), y está compuesta por la onda P directa y las conversiones de ondas P a ondas S que reverberan en las capas cercanas al receptor. Este fenómeno se da por las razones expuestas en el apartado 2.2.2.4 en donde se habló de cómo al incidir en una onda P en una interfase, además de transmitirse una onda P, se transmite una onda S. Dicho esto, habrá muchos múltiplos de estas conversiones y tendremos una situación como la descrita en la Fig. 3.1 donde se aprecian las distintas reverberaciones.

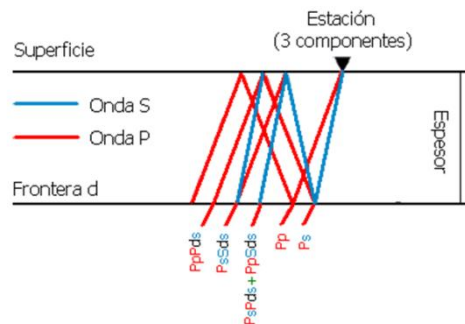


Figura 3.1, conversiones de ondas P a S debido a una interfaz. Modificada de <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>

Como se verá más adelante, es posible extraer de la información de un sismómetro triaxial las formas de ondas correspondientes a estas fases convertidas, es a esto a lo que se le conoce como una función receptor. Un ejemplo altamente idealizado de una FR (correspondiente a la situación mostrada en la Fig. 3.1) se muestra en la Fig. 3.2.

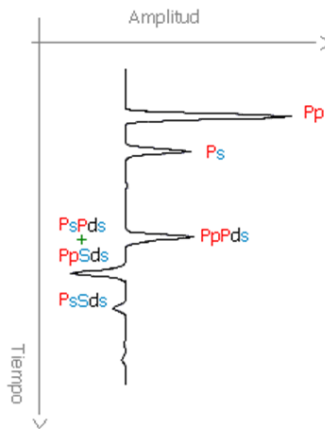


Figura 3.2, esquema simplificado de una función receptor. Modificada de <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>

Como se vio en el apartado ya mencionado, el coeficiente de transmisión depende del ángulo de incidencia, por tanto la amplitud de un pulso cualquiera en una función receptor dependerá del parámetro de rayo. Debido también a la naturaleza de los coeficientes de transmisión, la amplitud dependerá también del contraste de velocidades. La polaridad, por otro, lado dependerá del contraste de impedancias entre las capas; si la capa superior tiene una velocidad de propagación mayor, el pulso será negativo, lo contrario es cierto si la capa superior tiene una velocidad de propagación menor que la capa inferior. El tiempo de arribo de cada pulso dependerá, naturalmente, de la profundidad a la cual se encuentre el contraste de velocidades.

Otro punto interesante a notar de las funciones receptor es la naturaleza del valor de la amplitud de los pulsos. Generalmente las FR se normalizan, de tal forma que la amplitud del arribo directo de la onda P sea la unidad. Ammon (1991) apunta que el valor *absoluto* de las FR sirve para acotar el valor de la velocidad de ondas S cerca de la estación, por lo cual el proceso de normalización puede conllevar una pérdida de información útil. Sin embargo, en este mismo trabajo acertadamente se hace notar que en ocasiones es útil y necesario *apilar* las FR, esto es, promediar varias FR, ya sea porque provienen todas de un mismo azimut o alguna otra necesidad. En este caso se tendrá que eventos que se originan a diferentes distancias tendrán diferencias importantes en su amplitud absoluta, lo cual dificultaría de sobremanera su apilamiento. Entonces llevar a cabo o no el proceso de normalización de las FR dependerá de las metas del proyecto.

3.2 Procesamiento

Uno de los puntos delicados de llevar a cabo este tipo de análisis es que se requiere aislar la parte de la señal que corresponde *sólo* a la estructura debajo de la estación. Esto significa que para este fin, donde se quiere investigar la estructura del planeta inmediatamente debajo de la estación, las partes de la señal sísmica que corresponden a la fuente y a la trayectoria son ruido pues contaminan la señal que corresponde a la estructura dificultando así la interpretación. De aquí que el proceso para la obtención de FR que se detallará a continuación, siguiendo lo propuesto por Langston (1979), tenga como meta fundamental eliminar estas partes de la señal.

Asumiendo la incidencia vertical o casi vertical de una onda P sobre un apilado de capas homogéneas y horizontales de distintos materiales, el desplazamiento de un punto dado de la superficie puede ser estimado, en coordenadas radial, vertical y transversal (*RZT*) como

$$\begin{aligned}D_z(t) &= I(t) * S(t) * E_z(t) \\D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t),\end{aligned}\tag{3.1}$$

donde $I(t)$ corresponde a la función de transferencia del sismómetro, la cual, como se verá en el Capítulo 4, es fácil de eliminar, $S(t)$ corresponde a la función de la fuente y $E_i(t)$, $i = R, Z, T$, corresponden a las funciones de transferencia de la estructura debajo de la estación en las direcciones radial, vertical y transversal, respectivamente

Se requiere la incidencia de ondas P verticales o casi verticales, pues en un sistema de coordenadas *RZT* la coordenada vertical contendrá, idealmente, toda la energía de la onda P, mientras que las coordenadas radial y transversal contendrán toda la energía de las ondas SV y SH, respectivamente, simplificando no solo el análisis sino la eliminación de la función de la fuente.

Burdick & Langston (1974) mostraron que en un sistema de coordenadas *RZT* en la componente vertical del movimiento aparece solo la onda P y que la energía proveniente de conversiones y reverberaciones registrada en la componente vertical es muy pequeña, esto aunque exista una interfase inclinada (Burdick & Langston, 1977; Langston, 1977). Es decir, desde el punto de vista de un sistema lineal, y en lo que a la respuesta vertical de la estructura concierne, la entrada del sistema es una onda P y la salida es una onda P, lo cual significa que la función de transferencia de la estructura vertical puede ser razonablemente aproximada como una función delta de Dirac; es decir, $E_z(t) = \delta(t)$, por esta razón, el desplazamiento vertical puede ahora reescribirse como

$$D_z(t) = I(t) * S(t)\tag{3.2}$$

y es esta expresión la que evidencia la gran utilidad de las FR, ya que asumiendo que la respuesta instrumental esté equiparada entre componentes, lo cual es una presunción muy razonable, se pueden ahora obtener la respuesta de la estructura, $E_R(t)$ y $E_T(t)$ al deconvolucionar $I(t) * S(t)$ de D_R y D_T , respectivamente.

3.2.1 Deconvolución en el dominio de la frecuencia

Para llevar a cabo la deconvolución en el dominio de la frecuencia se transforman las Ecs. 3.1 y la Ec. 3.2 al dominio de la frecuencia y haciendo unas simples sustituciones se puede escribir

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} = \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} \quad (3.3)$$

$$E_T(\omega) = \frac{D_T(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} = \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)}$$

y después transformar de vuelta al dominio del tiempo, a este procedimiento se le conoce como ecualización de la fuente (Langston, 1979). De esta forma se tienen las FR radial y transversal, que, por estar las ondas polarizadas en los dos sistemas SH y P-SV y al haber trabajado en coordenadas RZT , se tendrá una serie de tiempo (función receptor) que contiene la información de las fases convertidas. Es importante notar que esta metodología es muy similar a la de cocientes espectrales o H/V, la diferencia radica en que las FR conservan la información de fase mientras que la técnica H/V no, esto porque los cocientes espectrales contemplan la división solo de los espectros de cada componente mientras que en el análisis de funciones receptor la división se lleva a cabo entre las transformadas de Fourier completas.

Sin embargo, en la práctica, la deconvolución es numéricamente inestable debido a la operación del cociente. Llanamente, si $D_V(\omega)$ por alguna razón es cero o un número próximo a cero, el cociente $D_T(\omega)/D_V(\omega)$ será un número anómalamente grande que puede ocasionar error de sobreflujo en la computadora. Para solventar este problema se utiliza el procedimiento propuesto por Clayton & Wiggins (1976) que consiste en reemplazar los números muy pequeños del denominador con una fracción del valor máximo del denominador, a este valor se le conoce como nivel de agua y se ejemplifica en la Fig. 3.3.

Hecho esto, Langston (1979) introduce un filtro pasa-bajas para eliminar el ruido de alta frecuencia. Formalmente, estos dos procesos se pueden escribir como

$$E_i \approx E'_i = \frac{D_i(\omega)D_V^*(\omega)}{\phi(\omega)} \cdot G(\omega),, \quad (3.4)$$

donde * denota el conjugado, $i = R, T$ y

$$\phi(\omega) = \max \{D_V D_V^*, c \cdot \max (D_V D_V^*)\}, \quad (3.5)$$

lo cual es la aplicación del nivel de agua y $G(\omega)$ es el filtro gaussiano discutido en el Capítulo 2 que funge como filtro pasa-bajas. En la práctica no hay una forma carente de ambigüedades para elegir el nivel de agua c por lo cual se grafican las FR obtenidas con distintos niveles de agua y se elige el nivel de agua que produzca las FR con niveles de ruido más aceptables, lo mismo es cierto del parámetro α del filtro gaussiano (Fig. 3.4).

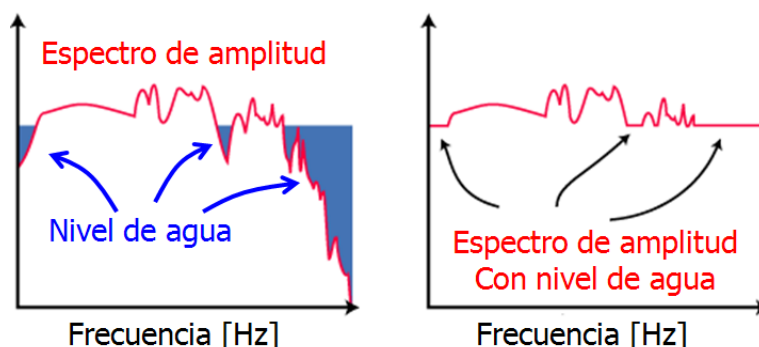


Figura 3.3, esquema de la aplicación del nivel de agua. Modificada de <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>

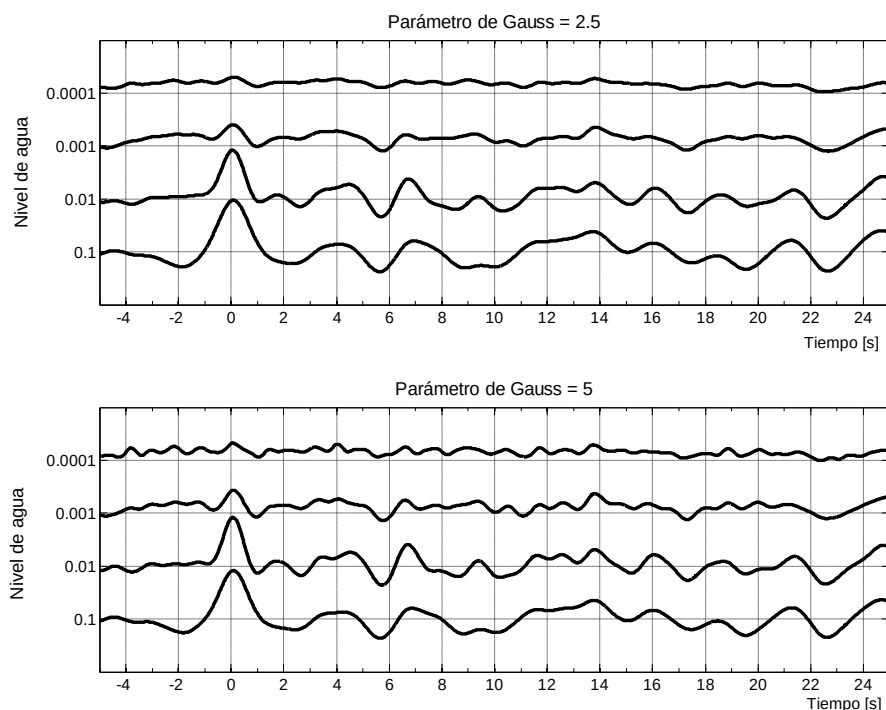


Figura 3.4, ejemplo de FR con diferentes niveles de agua y valores del parámetro del filtro de Gauss, note cómo a mayor valor del parámetro de Gauss, incrementa la cantidad de ruido en la FR pues se incrementa el ancho de la pasa-banda. También note que el incremento en el nivel de agua aumenta la amplitud de los pulsos. Las FR fueron obtenidas de un telesismo correspondiente al 08/Ago/2008 registrado en la estación TO.TTXT.

3.2.2 Deconvolución en el dominio del tiempo

Similarmente, es posible llevar a cabo la deconvolución en el dominio del tiempo. Un ejemplo de esto es el de Ligorria & Ammon (1999). En esta técnica iterativa se lleva a cabo la deconvolución minimizando, en términos de mínimos cuadrados, la diferencia entre una de las componentes horizontales (cuál componente depende de si se quiere la FR radial o transversal) del sismograma y la señal estimada que resulta de la convolución entre un tren de impulsos reevaluado en cada iteración y la componente vertical del sismograma (Fig. 3.5).

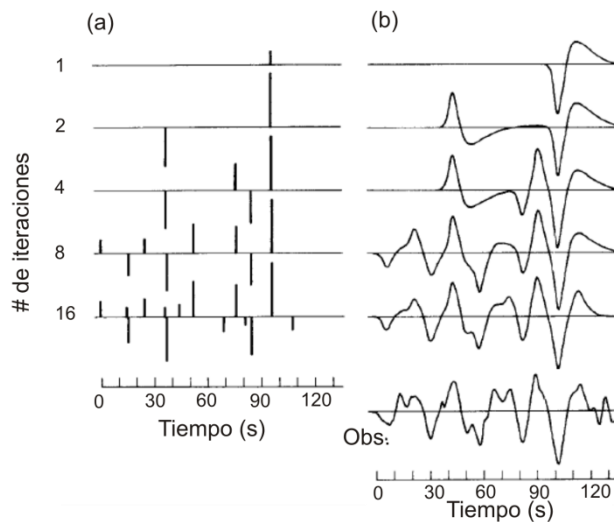


Figura 3.5, ejemplo de deconvolución por la técnica iterativa en el dominio del tiempo. (a) Pulsos agregados en cada iteración. (b) Sismograma sintético resultado de la convolución entre el tren de impulsos y la componente vertical del sismograma, para comparación, el renglón inferior muestra el sismograma observado. Modificada de Kikuchi & Kanamori (1982).

El procedimiento utilizado es análogo al de Kikuchi & Kanamori (1982) empleado para invertir ondas de cuerpo. Dado que las FR pueden ser tratadas como sismogramas, Ligorria & Ammon (1999) aplican dicho procedimiento para la deconvolución de las mismas. El procedimiento es sencillo, primero se construye la correlación cruzada entre la componente vertical y la horizontal para estimar el retraso del primer impulso de la FR que también es el de mayor amplitud pues corresponde al arribo de la onda P directa. Hecho esto se convoluciona esta primera estimación de la FR con la componente vertical del sismograma, se obtiene la diferencia entre esta convolución y la componente horizontal del sismograma y se repite el procedimiento para los demás impulsos. Con cada iteración se agrega un impulso al tren de impulsos y se reduce la diferencia entre la convolución de la componente vertical y la FR y la componente horizontal del sismograma, el procedimiento se detiene cuando se llega a una tolerancia dada.

3.2.3 Selección de un método de deconvolución

Como bien apuntan Ligorria & Ammon (1999), cuando se trabaja con datos de banda ancha que tengan una buena relación entre señal y ruido, casi todos los métodos de deconvolución funcionan bien y las ventajas que pueda tener una técnica sobre otra son ínfimas (Fig. 3.6). Sin

embargo, la realidad es que frecuentemente se trabaja con redes temporales (como es el caso de este trabajo) que no pueden estar en el campo un periodo de tiempo indefinido, razón por la cual no se tienen eventos en todos los azimuts y se vuelve necesario incorporar eventos de magnitudes menores para tener un buen catálogo, esto dificulta las deconvoluciones y vuelve las FR más ruidosas. Aunado a esto, como se discute en la Sección 4.3, la selección de sitios para este proyecto no fue la más estricta en términos de la relación señal-ruido.

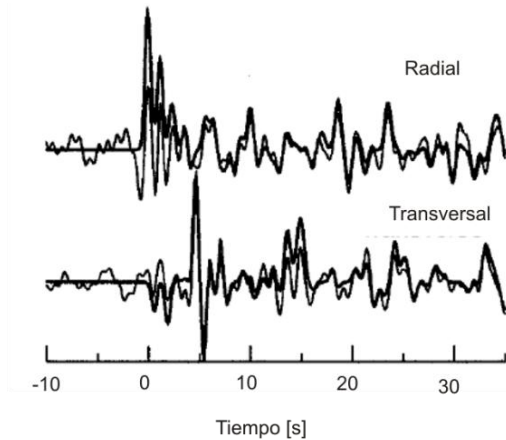


Figura 3.6, ejemplo de las diferencias entre la deconvolución de una FR radial y una transversal en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia. El sismograma en línea más gruesa representa la deconvolución en el dominio del tiempo. Note que aunque ambas deconvoluciones concuerdan bastante bien en cuanto a la posición de los pulsos, la deconvolución en el dominio de la frecuencia tiene una parte no causal antes del arribo de la onda P. Modificada de Ligorria & Ammon (1999).

Aquí se han mostrado solo dos ejemplos de técnicas de deconvolución, sin embargo hay muchísimas más, una buena síntesis del problema general de la deconvolución se encuentra en Oldenburg (1981). Es importante precisar que a la técnica del nivel de agua le aquejan dos problemas fundamentales; primero, que introduce una parte no causal en la FR y segundo que introduce valores artificialmente altos en el espectro de amplitudes para ciertas frecuencias. Por contraste las técnicas de deconvolución en el dominio del tiempo no introducen ninguno de estos dos artefactos, sin embargo, la deconvolución en el dominio de la frecuencia es computacionalmente muy veloz, mientras que la deconvolución en el dominio del tiempo es mucho más lenta.

Lo antes dicho, el meteórico incremento del poder de cómputo significa que aún las deconvoluciones en el dominio del tiempo se vuelvan accesibles, a pesar de ello y puesto que en este trabajo se estará lidiando con cientos de señales se elegirá trabajar con la deconvolución en el dominio de la frecuencia descrita en el apartado 3.2.1 por su mejor eficiencia de cómputo. Adicionalmente, como se discute en la Sección 4.5, una de las partes más laboriosas del procesamiento de FR es que la selección de los parámetros de nivel de agua y del filtro Gaussiano tiene que llevarse a cabo por

inspección visual para cada deconvolución de cada FR correspondiente a un par evento-estación. Esto parece ineficiente pero la realidad es que no se puede escoger un único juego de parámetros que funcionen para todas las deconvoluciones. Similarmente, en el caso de las deconvoluciones en el dominio del tiempo también se deben de escoger algunos parámetros que no pueden ser automatizados; por esta razón y en ese aspecto ninguno de los métodos tiene ventaja sobre el otro.

3.3 Interpretación

Para interpretar las funciones receptor obtenidas en una estación particular es práctica común presentarlas en una misma sección ordenadas por algún parámetro de interés como por ejemplo, azimuth inverso, distancia angular o parámetro de rayo. En una sección de este estilo, como la que se muestra en la Fig. 3.7, se interpreta que, cuando un pulso, positivo o negativo, está razonablemente bien alineado a lo largo de toda la sección se tiene una interfase que se manifiesta por un contraste de impedancias.

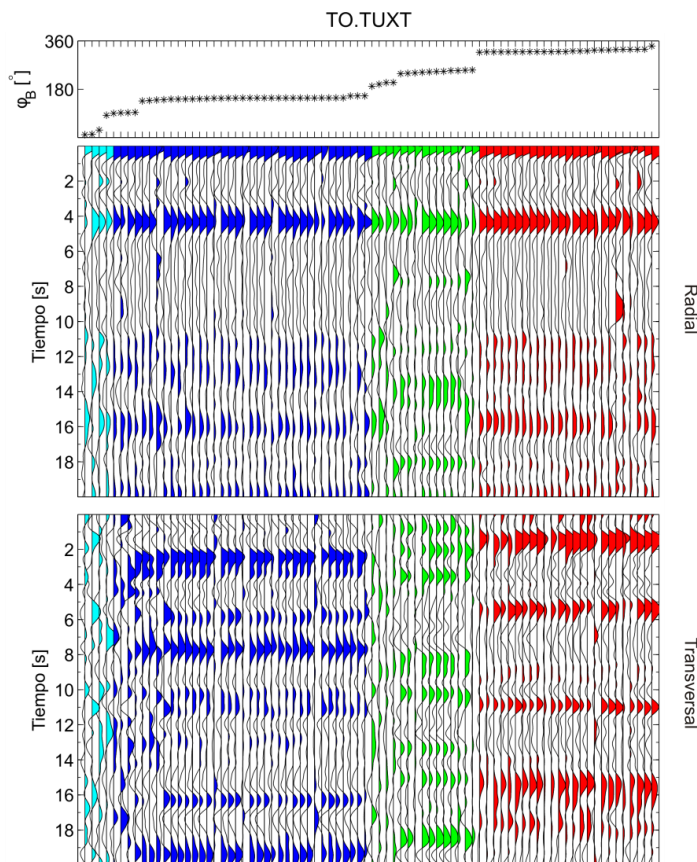


Figura 3.7, ejemplo de cómo se presentan las funciones receptor para una estación, en este caso la estación Tuxtepec (TO.TUXT). Las FR están ordenadas por azimuth inverso. Para esta sección las FR han sido filtradas utilizando el filtro SVD descrito en la Sección 2.1.2.2. Note como hay pulsos bien alineados en ambas FR que seguramente corresponden a interfases o a múltiples de las interfases. Esta estación será analizada en el Capítulo 6.

Ahora bien, esta alineación de pulsos solo se da en el caso de una frontera horizontal (Langston, 1979), pues en caso que se tenga una interfase inclinada el comportamiento será completamente distinto. Las diferencias entre las interfases horizontales e inclinadas están descritas

en Owens et al. (1988) y Cassidy (1992), en estos trabajos se muestran las características fundamentales que permiten distinguir entre ambos tipos de interfases y son esencialmente tres:

- I. En una interfase horizontal no hay energía en la función receptor transversal mientras que en una interfase oblicua si la hay.
- II. En una interfase oblicua hay una notable dependencia azimutal en la amplitud y retraso en tiempo del pulso en la función receptor *radial*.
- III. En una interfase oblicua hay un cambio de polaridades y retraso en tiempo en la función receptor *transversal* que depende del azimut.

Estas diferencias entre ambos tipos de interfase se muestran en la Fig. 3.8.

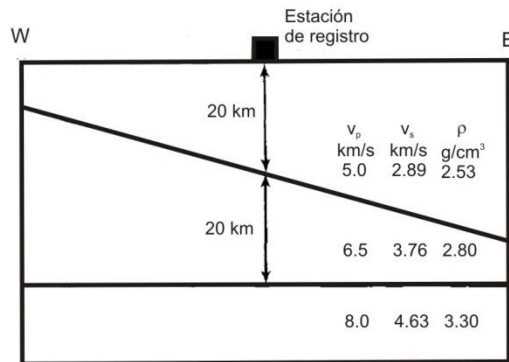
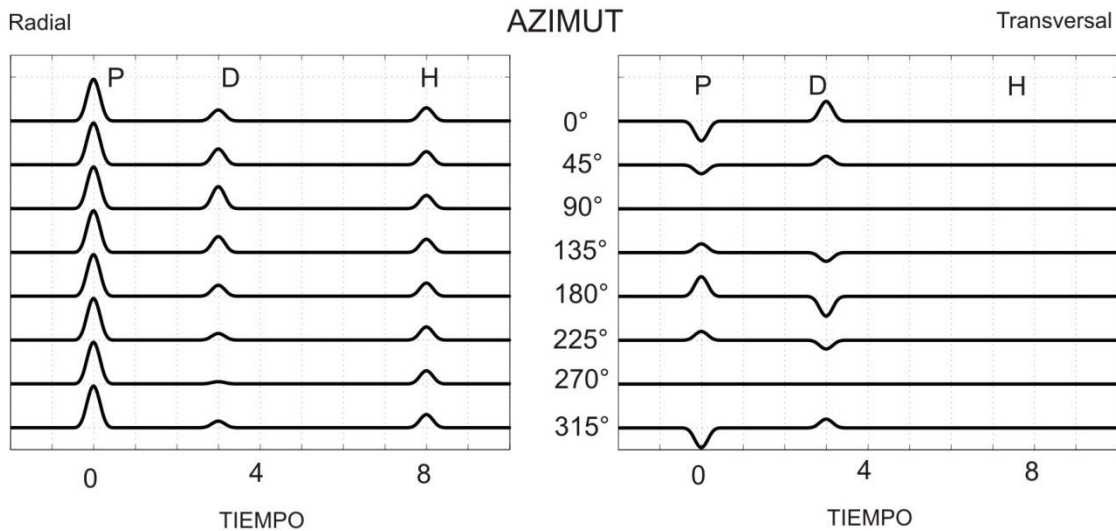


Figura 3.8, para el modelo de velocidades mostrado se tienen FR sintéticas mostrando las diferencias entre los arribos correspondientes a la P directa (P), a la interfase oblicua (D) y a la interfase horizontal (H). Note los dos cambios de polaridad en la función receptor transversal para la interfase oblicua y los cambios de amplitud en la función receptor radial de esta misma interfase. En los pulsos correspondientes a la interfase horizontal no se observa dependencia azimutal en las amplitudes y no hay energía en la componente transversal. Modificada de Cassidy (1992).



Sin embargo existen complicaciones adicionales en la interpretación de funciones receptor que se deben principalmente a la existencia de anisotropía en alguna de las capas que muestrean las mismas. McNamara & Owens (1993) muestran que para una estructura horizontal con anisotropía transversal

las amplitudes de las funciones receptor transversales serán cero en los azimuts correspondientes a los ejes rápido y lento y que serán máximas en azimuts correspondientes a 45° entre ejes; esto significa que, en la función receptor transversal habrá una inversión de polaridades con respecto a las direcciones de simetría. Aunado a esto, Savage (1998) muestra que para la misma capa horizontal con anisotropía transversal que plantean McNamara y Owens (1993), se tendrá que en la conversión de P a S en la interfase existirá además una rotación de energía fuera del plano de propagación isótropa; esto esencialmente produce un doble pulso cuya amplitud tiene la misma dependencia azimutal que mostraron McNamara & Owens (1993). En la Fig. 3.9 se muestra un ejemplo de las funciones receptor producto de una interfase con anisotropía.

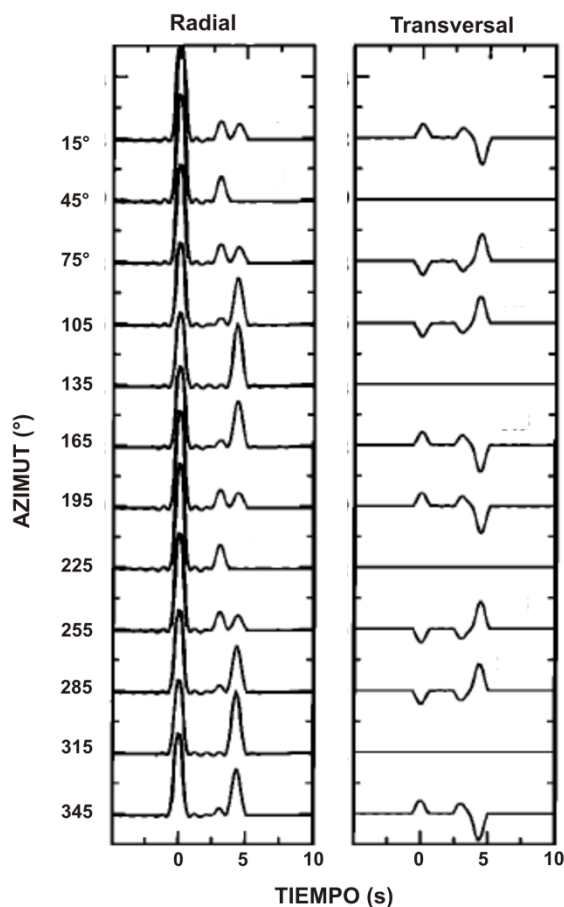


Figura 3.9, ejemplos sintéticos de funciones receptor producto de anisotropía. Note el doble pulso entre los cuatro y cinco segundos en la función receptor radial y sus cambios de amplitud con el azimut. En la función transversal note los cuatro cambios de polaridad. Modificada de Savage (1998).

Mientras que en el presente trabajo no se pretende hacer un estudio de la anisotropía en la estructura de la zona de subducción, sí se pretende analizar una interfase inclinada y puesto que ésta tiene características que pudieran ser interpretadas como anisotropía, es importante saber la forma de distinguir entre ellas. Esto se hace reconociendo que en una interfase inclinada sólo hay dos cambios de polaridad en la FR transversal; esto es, sólo hay dos casos en los que la FR vale cero y son en las

direcciones echado abajo y echado arriba. Por contraste, en el caso de estructura anisótropa hay cuatro cambios de polaridad; la FR transversal valdrá cero en cuatro ocasiones. Además, es posible distinguir entre una interfase plana con anisotropía y una inclinada e isotrópica porque en la interfase inclinada habrá retrasos en tiempo que dependen del azimut mientras que en la interfase plana no (Savage, 1998). A pesar de ello la interpretación puede complicarse aun más si se tiene la presencia de capas inclinadas con anisotropía, sin embargo para fines de este trabajo se llevara a cabo la interpretación considerando solo tres tipos de interfases, plana e isotrópica, plana y anisótropa y oblicua e isotrópica.

*

Capítulo 4: Procesamiento de datos y red de estaciones

Para el presente estudio se utilizó una red de 48 estaciones instaladas en el área del Istmo de Tehuantepec. En este capítulo se discutirá la naturaleza de las instalaciones, la selección de sitios y el procesamiento de datos de las mismas, haciendo hincapié en el ciclo de vida de los datos de banda ancha.

4.1 Generalidades

La instrumentación es un tema central de la sismología, pues son los registros y series de tiempo obtenidos de diferentes instrumentos de medición sismológica los que proveen la materia prima de cualquier estudio, proyecto o trabajo. En la práctica moderna se utilizan muchos tipos de sensores, entre los cuales destacan, a mi parecer, seis, tres que pueden ser considerados los instrumentos *clásicos* de la sismología y que son: los sismómetros, que miden la velocidad del movimiento del terreno; los acelerómetros, que miden la aceleración del terreno y los extensómetros, que miden la deformación del terreno. Los otros tres son instrumentos que en épocas recientes se han incorporado al arsenal de instrumentación sismológica y que han adquirido preponderancia importante, estos son: los receptores GPS que permiten medir la posición de un punto de la corteza, los sensores de infrasonido que permiten medir diferencias de presión en la superficie libre y la percepción remota que se ha incorporado a la sismología a través de las técnicas interferométricas denominadas InSAR que miden deformaciones post-sísmicas.

Cada uno de estos sensores tendrá su particular utilidad para diferentes tipos de estudios, la cual dependerá en gran medida del rango dinámico del mismo, esto es, el rango, en órdenes de magnitud, de la cantidad física que pueden medir. Por ejemplo, Havskov & Alguacil (2006) hablan, en términos de desplazamientos, que el ruido sísmico más tenue tiene una amplitud de 10^{-9} m, mientras que los desplazamientos más violentos son del orden de 1 m, esto significa un rango dinámico de 10^9 . La elección del tipo de sensor dependerá también de su respuesta en frecuencias, esto quiere decir, para qué rango de frecuencias tiene una respuesta plana o aproximadamente plana, ya que hay sensores, como los geófonos utilizados en exploración, que tienen una respuesta plana en solo una pequeña parte del espectro de frecuencias pero son más accesibles en precio. Por contraste, están los sensores de banda ancha que tienen una respuesta plana en un rango amplio de frecuencias aunque a un precio significativamente mayor. Es por esto que son de interés, para la selección del tipo de sensor, las frecuencias particulares del fenómeno que se quiere estudiar, esto se puede observar en la Tabla 4.1 donde se tienen los rangos de frecuencias aproximados de diferentes tipos de ondas sísmicas.

Tabla 4.1, frecuencias típicas de las ondas sísmicas, modificada de Havskov & Alguacil (2006)

Frecuencia(Hz)	Tipo de medición
$10^{-5} - 10^{-4}$	Mareas terrestres
$10^{-4} - 10^{-3}$	Modos normales de la Tierra
$10^{-3} - 10^{-2}$	Ondas superficiales
$10^{-2} - 10^{-1}$	Ondas superficiales, ondas de cuerpo en sismos con $M > 6$
$10^{-1} - 10^1$	Ondas de cuerpo en sismos con $M > 2$
$10^1 - 10^3$	Ondas de cuerpo en sismos con $M < 2$

En sismología, tradicionalmente se utilizaban solo sensores analógicos que detectaban un tipo de movimiento (aceleración o velocidad). Comúnmente, los sismólogos preferían los sensores de velocidad pues estos tienen una respuesta plana en el rango de frecuencias de los movimientos débiles (*weak motion*) y permiten una fácil identificación de fases sísmicas, mientras que los ingenieros preferían los sensores de aceleración, ya que estos tienen su parte plana de la respuesta en las frecuencias correspondientes a los movimientos fuertes (*strong motion*), además de que la aceleración es fácilmente relacionable con la fuerza y por tanto, de mucha utilidad para el diseño y evaluación de estructuras en ingeniería sísmica. Sin embargo, estas percepciones han cambiado, pues los avances en la tecnología de instrumentación permiten que los sismómetros registren bien en el rango de los movimientos fuertes y que los acelerómetros, a su vez, tengan una respuesta más adecuada en partes del rango de los movimientos débiles. Sin embargo, aún continua la preferencia por uno u otro tipo de sensor para diferentes tipos de estudio, en la Tabla 4.2 se muestra una breve síntesis de ello.

Tabla 4.2, características típicas de distintos estudios sísmicos. Modificada de Havskov & Alguacil (2006).

Propósito	Distancia a la fuente (km)	Rango de frecuencias (Hz)	Tipo de sensor
Sismos en minería	10	5-2000	Geófonos, acelerómetros
Sismicidad inducida por Presas	50-100	-	Geófonos, acelerómetros, periodo corto
Monitoreo volcánico	30	-	Geófonos, periodo corto, banda ancha
Monitoreo de movimientos fuertes	1000	0-100	Acelerómetros
Sismicidad local	100	0.1-100	Geófonos, acelerómetros, periodo corto
Sismicidad regional	1000	0.01-50	Todos
Sismicidad global	Todas	0.0001-20	Todos
Estudios de refracción	2000	1-20	Geófonos, periodo corto.
Estructura global de la Tierra	Todas	Todas	Banda ancha
Monitoreo de pruebas nucleares	Todas	-	Periodo corto, banda ancha

La tecnificación de la instrumentación sísmica hace que el tema sea quizás menos atractivo para el sismólogo, pues los avances en el campo caen más bien en el rubro de la ingeniería electrónica y de la metrología; sin embargo, es menester tener fundamentos sólidos en el tema para de esta forma evitar pensar a los sensores como simples cajas negras que proveen información. No es

el interés de este capítulo pasar revista al campo de la instrumentación en sismología; sin embargo, se dirige al lector interesado a la extensiva monografía de Havskov & Alguacil (2006).

4.2 Equipo

Para el proyecto VEOX se utilizaron sismómetros de banda ancha **CMG-3T** elaborados por la compañía **Guralp Systems**. Este sismómetro es tria-axial de tipo electromagnético y de acuerdo al manual del fabricante (<http://www.guralp.com/documents/MAN-030-0001.pdf>) tiene una respuesta plana en frecuencias entre un máximo de 100 Hz y un límite inferior que depende del comprador del equipo, para el proyecto MASE se tienen sensores de 120s. De acuerdo a las Tablas 4.1 y 4.2, esto cubre perfectamente el rango de frecuencias requerido para este trabajo pues se pretende estudiar la estructura cortical debajo del perfil, esto es el rango de frecuencias de los movimientos débiles y de los eventos telesísmicos. El sensor está diseñado para instalarse en una superficie dura horizontal con un buen acoplamiento a la roca subyacente, aunque puede auto-nivelarse si el desnivel es menor a 3°. El sensor presenta grandes ventajas pues es muy portátil con un peso de tan solo 11.5 kg con lo cual puede instalarse en ubicaciones remotas y de difícil acceso. Adicionalmente opera con fuentes de poder de bajo consumo de 12 V lo cual lo vuelve ideal para estaciones temporales. Aunado a esto, el sensor permite algunas funciones por control remoto a través de la unidad de control o *break-out box*, como son el bloqueo y desbloqueo de masas y el centrado de las mismas. Al instalar el sensor se debe tener cuidado, dada su gran sensibilidad, de tener un sitio razonablemente aislado que no esté sujeto a grandes cambios de presión y de temperatura. Cada canal produce un voltaje análogo de salida que debe ser procesado por un digitalizador o registrador. Las imágenes del equipo utilizado se muestran en la Fig. 4.1.

Como unidad de registro se utiliza un **Reftek 130-01** (<http://www.reftek.com/model130-0.html>) cuya función es digitalizar la señal analógica de salida del sensor. Este digitalizador particular es de uso generalizado para sismómetros de banda ancha de manufacturas diversas. En este estudio se utilizaron digitalizadores de seis y de tres canales, aunque predominan los de tres. Las ventajas de este equipo son que es muy ligero y compacto, tiene hardware y software modular que es fácilmente modificable a través de una agenda personal (se puede configurar para registrar continuamente o por disparo, se puede cambiar el intervalo de muestreo, etc.) y que tiene comunicación IP vía *ethernet* y serial asíncrono. Finalmente, este digitalizador es adecuado para el trabajo pues permite el almacenamiento masivo de datos vía tarjetas de memoria *flash*.

Como en los registros sísmicos es necesario llevar una contabilidad precisa del tiempo absoluto, cada estación cuenta con un **receptor GPS** que más que servir para dar la localización de la

estación sirve para utilizar el tiempo GPS de los satélites como medida de control de las series de tiempo.

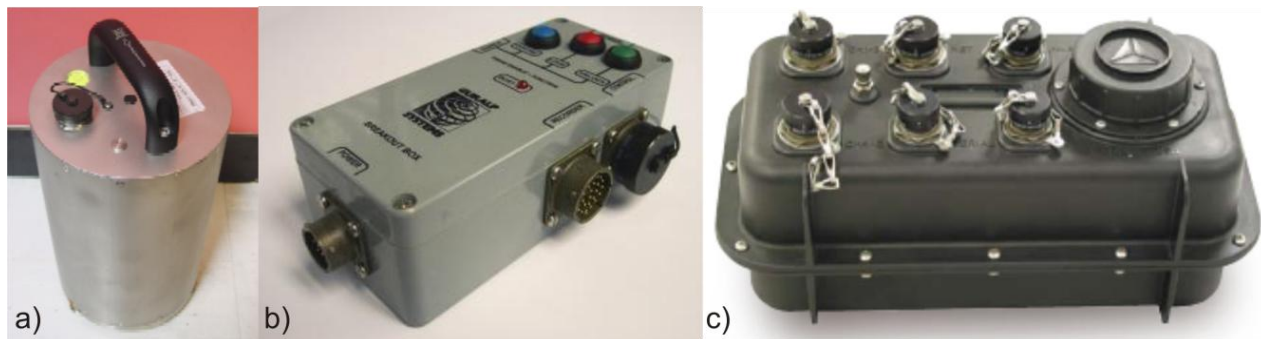


Figura 4.1, a) Sensor de banda ancha CMG-3T, b) Unidad de control del sensor, c) Digitalizador Reftek 130-01.

Como **fuentes de alimentación** se utiliza un sistema de energía solar que consta de tres partes; por un lado un panel solar de 80 W modelo Ultra 80 de silicio monocristalino con voltaje de operación nominal de 12 V. Simultáneamente opera una batería de 12 V de electrolito en gel modelo Deka Solar 8G27. Estos dos componentes se conectan a un controlador de carga Morningstar Sunsaver 10 con capacidad de 10 A; de éste sale una línea que alimenta a todos los demás dispositivos. El principio de funcionamiento de este sistema es sencillo, el panel solar genera corriente mediante el conocido efecto fotoeléctrico, esta corriente va al controlador de carga que administra los ciclos de carga de la batería determinando cuando recibe energía del panel. Paralelamente la batería suministra energía también al controlador de carga y es este el que, a través de circuitos integrados, distribuye la carga al equipo conectado (sensor, digitalizador y GPS). Con este arreglo se maximiza el tiempo de vida de las baterías de gel.

4.3 Selección de sitios

En este proyecto se instalaron 48 estaciones en un perfil, denominado VEOX (Veracruz-Oaxaca), aproximadamente perpendicular a la trinchera. Se buscó que dichas estaciones tuvieran una separación aproximada de 5 km y que formaran, en la medida de lo posible, una línea recta. Esto se logró en buena medida gracias a que el perfil se instaló siguiendo de forma burda la trayectoria de la carretera trans-istmica que atraviesa el Istmo de Tehuantepec. Las estaciones estuvieron instaladas en el periodo comprendido entre julio del 2007 y marzo del 2009. Complementarias a este perfil y con apoyo del proyecto Conacyt J51566-F, se instalaron dos estaciones fuera de la línea, una en Tuxtepec, Oax., y la otra en Egipto, Chis.

En cualquier instalación de estaciones sismológicas es deseable un sitio en donde el ruido ambiental sea mínimo, esto es, que estén lo más alejadas posibles de fuentes de ruido como océanos y humanos para maximizar así la parte útil de la señal. En este proyecto se tuvo que hacer un

balance entre esta consideración y las necesidades de seguridad y accesibilidad. Puesto que se tiene una vía primaria de comunicación (la carretera trans-ístmica), la accesibilidad no fue un gran problema pues a lo mucho había que transitar una docena de kilómetros de terracería lejos de la carretera. Para mejorar las cuestiones de seguridad se buscó la cooperación con escuelas rurales ubicadas en los poblados a lo largo del perfil, de tal suerte que permitieran la instalación de la estación dentro de su terreno y se asegurara que estas tuvieran un mínimo de seguridad. Esto se logró en instituciones de todos los niveles educativos, jardines de niños, primarias, secundarias, preparatorias, Conaleps y Universidades. De esta forma se logró también establecer un programa de vinculación con estas escuelas y de divulgación que permitió labores de servicio social, p.ej. Pérez-Campos et al. (2006).

La efectividad de esta medida es inequívoca pues el vandalismo en las estaciones fue mínimo y solo se contabilizó entre las bajas a dos paneles solares, una antena GPS y un gabinete. A pesar de este éxito en cuestiones de seguridad, el costo de oportunidad es que no todas las estaciones pudieron ser instaladas en un basamento rocoso por lo cual el efecto de sitio en algunas de ellas es mayor que el que hubiera sido deseado. En la Fig. 4.2 se muestra un mapa con las ubicaciones de las estaciones del perfil y en el Apéndice A se listan las coordenadas geográficas de cada estación.

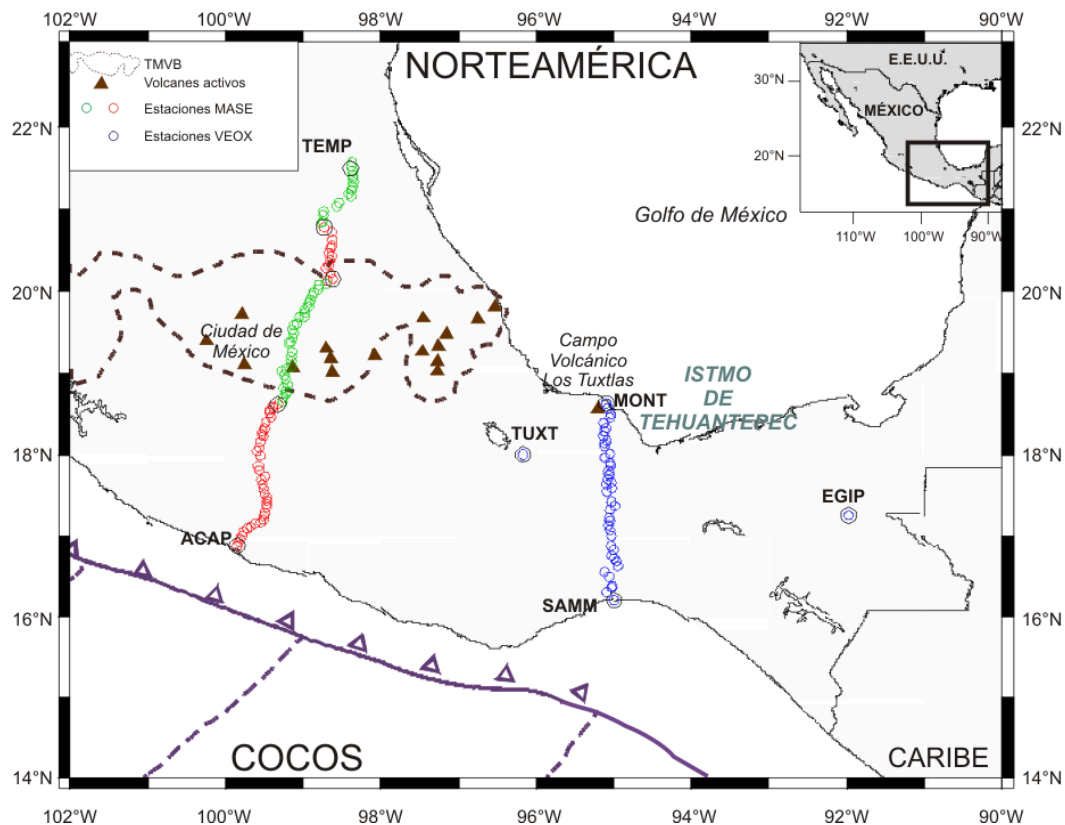


Figura 4.2, mapa de estaciones VEOX. Los círculos verdes y rojos indican las estaciones del primer perfil MASE discutido en la introducción y los círculos azules las del perfil VEOX, las estaciones TUXT y EGIP se instalaron con apoyo del proyecto Conacyt J51566-F.

4.4 Los sitios VEOX

4.4.1 Instalación de los sitios

En la Fig. 4.3 se muestra un esquema de la instalación de un sitio de la red VEOX. Las medidas pueden cambiar ligeramente de un sitio a otro pero serán siempre muy similares a lo mostrado en el diagrama. La instalación se lleva a cabo de la siguiente forma: En una salida preliminar a campo, una brigada de avanzada prepara el sitio cavando un agujero cilíndrico, donde se colocará el sensor, de 1.25 m de profundidad por 0.8 m de diámetro, en esta cavidad se coloca una capa de concreto de aproximadamente 15 cm de espesor. Antes de que fragüe el concreto se inserta un barril de plástico, al cual se le ha cortado el fondo, de 1 m de alto por 0.7 m de diámetro y se deja fraguar. Adicionalmente se cava un agujero cilíndrico muy estrecho de 1 m de profundidad en donde se introduce un tubo de acero de 6.4 cm de diámetro y 3 m de longitud junto con una fundación de concreto. De esta forma el tubo, que fungirá como mástil del panel solar, queda anclado a profundidad y sobresale unos 2 m del suelo. Finalmente se hacen tres pequeños agujeros a 1.25 m del mástil en los cuales se introduce concreto y unas anillas de varilla de acero para posteriormente fijar el mástil con cables de acero. Para terminar, se coloca una pequeña malla con alambre de púas alrededor de la estación para que quede delimitada la parcela donde se instalará el equipo. Esta operación se repitió para todos los sitios de tal forma que quedarán preparados para la siguiente serie de brigadas.

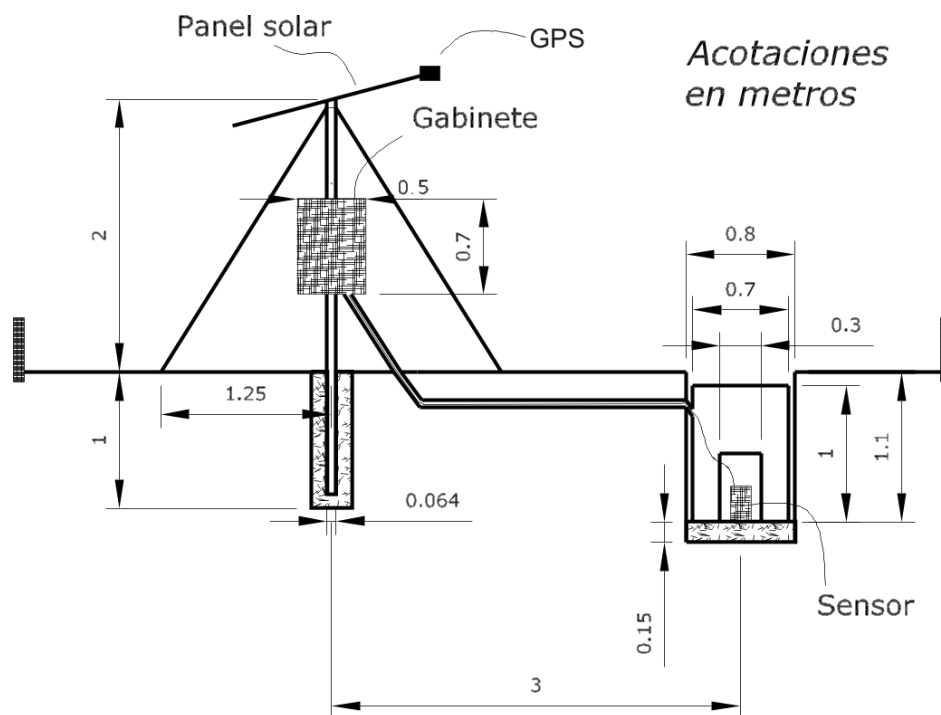


Figura 4.3, esquema de una estación VEOX típica.

En la siguiente campaña se hace la instalación de las componentes de la estación. Se introduce el sensor en la base de concreto fraguado, la cual tiene una loseta en el centro, se cubre el sensor con un tubo de PVC de 25 cm de diámetro que se adhiere al suelo con sellador de silicona y cuya tapa se sella también con silicona. De este tubo sale el cable del sensor que corre por un tubo corrugado sepultado que va hasta el mástil del panel solar. Entre el barril de plástico y el tubo de PVC se rocía espuma expandible, hecho esto se sella el barril de plástico con un arnés que ajusta la tapa al barril y asegura que el empaque haga un sello impermeable.

Posteriormente se coloca el panel solar y el receptor GPS también en el mástil. Para mayor seguridad se ancla el mástil al suelo con tres cables de acero sujetados a las agarraderas de concreto y acero ubicadas alrededor del mástil y se tensa el cable con tensores. Posteriormente se sujeta un gabinete de aluminio al mástil y es en este gabinete donde se almacenan, el controlador de carga, el digitalizador, el *break-out box* y la batería. Se conecta todo y se sellan las salidas del gabinete con silicona (Fig. 4.4).

En seguida, con una agenda personal se calibra y configuran el sensor y digitalizador y se verifica que el receptor GPS tenga una buena adquisición de tiempo. Finalmente se cierra con llave el gabinete y se cubre con tierra la cavidad del barril, con esto queda operando la estación.

En primera instancia, se instaló una estación de prueba y la instalación del resto de los sitios de VEOX se llevó a cabo en cuatro campañas de aproximadamente cinco días de duración cada una.

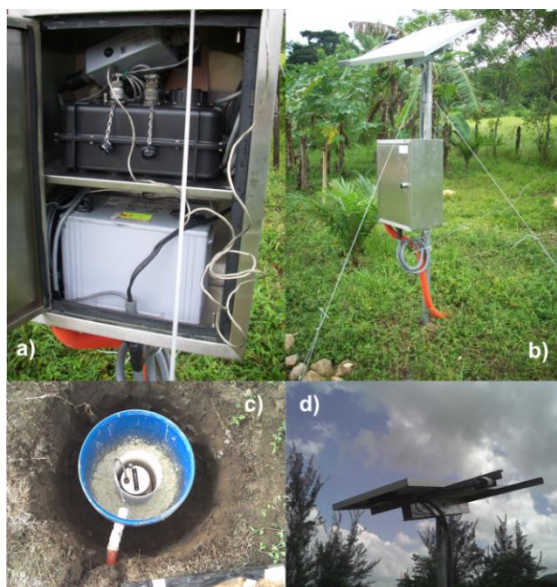


Figura 4.4, ejemplos de instalaciones de estaciones VEOX. a) Vista interior del gabinete con la batería, el digitalizador y el break-out box. b) Gabinete, mástil, panel solar y cables sujetadores. c) Interior del barril de plástico con el tubo de PVC, el sensor y espuma expandible, note que falta colocar la tapa del tubo de PVC. d) Panel solar con receptor GPS.

4.4.2 Mantenimiento y recolección de datos

Los sitios de VEOX no tienen comunicación con un sitio central donde se acopian los datos, cada sitio es autónomo y almacena los propios. Es por esto que es necesario recolectar regularmente la información producida por la estación para que las tarjetas de memoria no se saturen; si bien la tecnología de hoy en día admite el uso de hasta dos memorias de 4 Gb, lo cual permite que una estación opere de manera autónoma hasta por ocho semanas, es conveniente dar un mantenimiento regular cada 4 a 6 semanas para evitar pérdidas grandes de datos e identificar y resolver de manera oportuna cualquier posible problema con la estación. Dada la forma en la que se llevó a cabo la instalación, la recuperación de los datos es sencilla porque solo requiere extraer las tarjetas de memoria *flash* del registrador, que se encuentran fácilmente accesibles en el gabinete, y reemplazarlas por tarjetas vacías.

A la hora de la recolección de datos es conveniente también verificar el estado de la estación, esto se puede hacer a través de una agenda electrónica conectada por medio de un cable serial al registrador. Se toma nota en la bitácora del voltaje de cada canal, de la temperatura interna del registrador, del estado de la memoria y del voltaje de las baterías. Además se puede monitorear el estado de ruido de la estación y el buen funcionamiento del GPS y del panel solar.

Adicionalmente, resulta conveniente en cada visita al sitio dar limpieza a los dispositivos que se encuentran en el gabinete, eliminando suciedad o insectos y otras criaturas vivas que frecuentemente establecen vivienda al interior de los gabinetes. Hecho esto y si todo está correcto, se cierra el gabinete y se deja funcionando la estación; sin embargo, si se detectan problemas se procede a resolverlos, primero identificando el componente que presenta la falla y qué tipo es y cómo resolverla.

4.5 Datos y procesamiento

Para esta tesis se utilizaron datos de 110 telesismos ocurridos entre el 12 de julio del 2007 y el 6 de marzo del 2009. Dichos eventos debían cumplir con dos condiciones básicas, la primera que tuvieran una magnitud $M_w > 5.8$ para asegurar una señal clara en el sismograma, y la segunda que se encontraran a una distancia angular de $30^\circ < \Delta < 90^\circ$. La condición de distancia es necesaria para evitar fases del núcleo y reverberaciones de la corteza, y para que los arribos sean aproximadamente verticales y se cumplan los supuestos de la teoría de funciones receptor, delineados en el Capítulo 3. En la Fig. 4.5 se muestra un mapa con la ubicación de los eventos telosísmicos empleados y se listan en el Apéndice B.

Ahora bien, no todas las estaciones estuvieron en línea todo el tiempo, entonces hay algunos eventos para los cuales se tienen más registros que otros eventos. Esto se debió a fallas en el equipo, equipos retirados por mantenimiento, inundaciones, pues fallaron algunos de los sellos en los

barriles y las lluvias torrenciales infiltraron el equipo, etc. En la Fig. 4.6 se muestra la disponibilidad de estaciones para la duración del proyecto, note como hay algunas para las cuales no se obtuvieron FR.

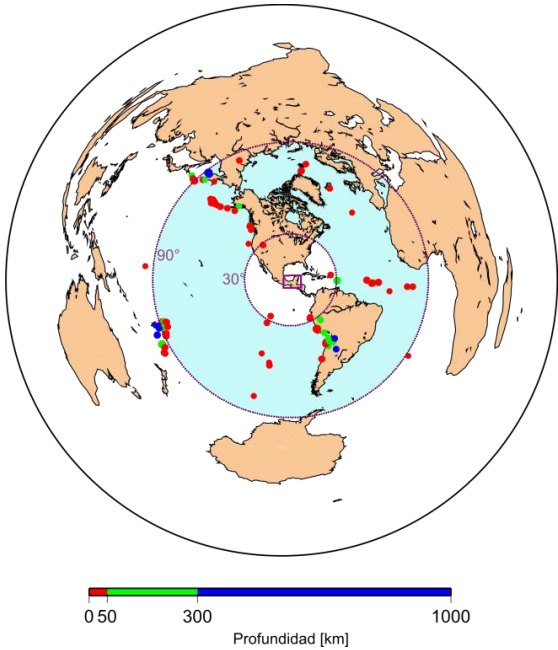


Figura 4.5, mapa en proyección azimutal de Lambert que muestra la ubicación de los eventos telosmicos, la zona azul indica la zona 30° <Δ<90° con respecto del centro de la línea VEOX. El color de los puntos indica la profundidad de los hipocentros. Nótase que algunos de los eventos que quedan cerca de las fronteras de 30 y 90° fueron sólo utilizados en aquellas estaciones para las cuales se cumplía la condición de distancia.

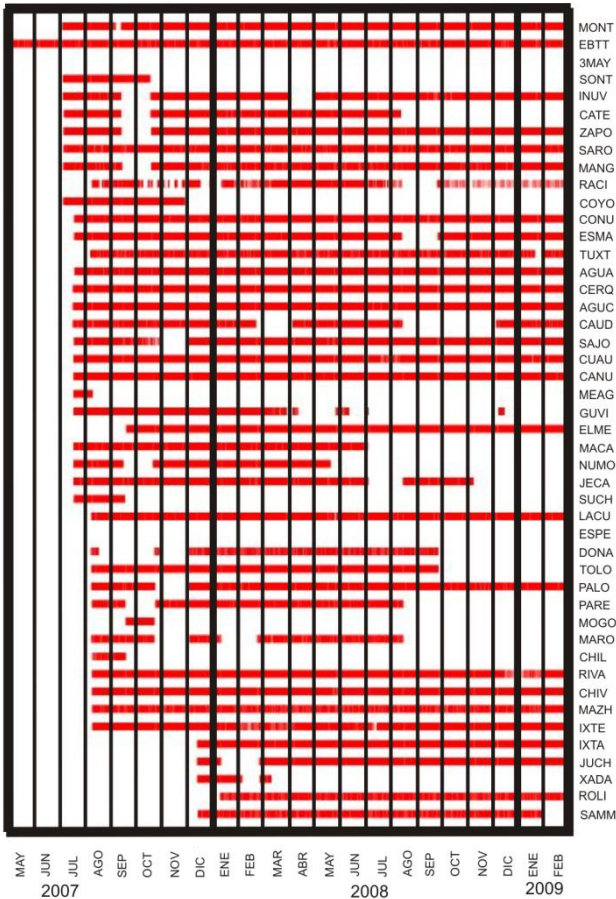


Figura 4.6: Disponibilidad de las estaciones VEOX. Las estaciones están ordenadas por latitud, siendo MONT la estación más septentrional y SAMM la más meridional. Las estaciones fueron instaladas de norte a sur en cuatro campañas.

La información de VEOX se almacena en un servidor del *Tectonics Observatory* del *California Institute of Technology (Caltech)*. Para solicitarla se tiene una interfaz vía FTP que permite pedir registros de cada estación, de la duración deseada y para cualquier fecha. En este caso se requiere una hora de datos de cada estación a partir del tiempo de origen de cada evento. Para constituir el catálogo de eventos y obtener sus tiempos de origen y ubicación, se utiliza la base de datos de soluciones del tensor de momento sísmico del Centro Nacional de Información Sísmica (NEIC por sus siglas en inglés, <http://neic.usgs.gov/neis/sopar/>, Apéndice B). Una vez que se tienen los datos en una máquina local se procede a obtener las FR de acuerdo con el diagrama de flujo en la Fig. 4.7.



Figura 4.7, ciclo de vida de los datos de banda ancha. Modificado de Espejo & Greene (2006)

Utilizando SAC (*Seismic Analysis Code*, desarrollado en el Lawrence Livermore National Laboratory), un paquete de cómputo orientado al análisis de registros sísmicos, se identifica el arribo de la onda P y se define una ventana de tiempo de 30 s antes del arribo de la P y 90 s después para un total de 120 s. Hecho esto se rota el sismograma de su tradicional presentación de tres componentes, norte-sur, este-oeste y vertical, a la forma radial, transversal y vertical. Esto completa el pre-procesado y deja los sismogramas listos para usarse.

El paso siguiente es utilizar el programa **ReceiverFunction** escrito en código *Matlab* para la obtención de las funciones receptor. Este programa, a través de una interfaz gráfica, permite seleccionar los parámetros más adecuados para la deconvolución de cada evento en cada estación, estos dos parámetros son el nivel de agua y el ancho de la pasa-banda del filtro gaussiano. Desafortunadamente esto se debe hacer por inspección visual para cada evento-estación pues no es posible escoger un par de parámetros que funcionen bien para todas las deconvoluciones. En la Fig. 4.8 se muestran ejemplos de esta selección. Por un lado se tiene el sismograma rotado (Fig. 4.8a), y por el otro se visualizan ocho FR, cuatro con el parámetro de gauss igual a 2.5 y cuatro, igual a 5 (Fig. 4.8b). Cada uno de estos casos muestra cuatro niveles de agua, 0.0001, 0.001, 0.01 y 0.1, el usuario selecciona entonces el par de parámetros que producen la mejor FR y pasa a la siguiente función. Cabe notar que si ninguno de estos ocho casos produce una deconvolución adecuada se desecha ese par evento-estación y no se toma en cuenta en el análisis subsecuente.

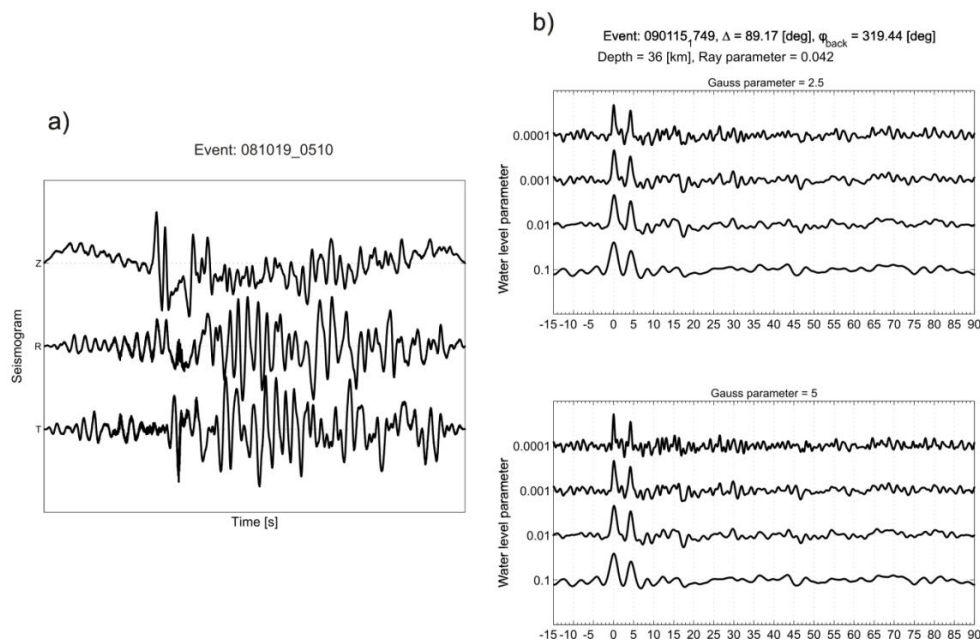


Figura 4.8, ejemplos de la interfaz de **ReceiverFunction**. a) Sismograma rotado al sistema radial, vertical y transversal, el encabezado indica que se trata de un evento del 19 de octubre de 2008 con tiempo de origen a las 05:10. b) Ocho posibles deconvoluciones para la FR del evento del 15 de enero del 2009. El encabezado indica la información obtenida con TauP, distancia angular, azimut inverso y parámetro de rayo.

Una vez completada esta parte del proceso se utiliza el paquete TauP Toolkit (*Application for computing travel times*) para obtener el parámetro de rayo, la distancia angular y el azimut inverso para cada par evento-estación. Finalizada esta parte del proceso se procede a la parte de análisis de los datos que se discute en el Capítulo 6.

*

Capítulo 5: Marco tectónico y sísmológico de la zona de estudio

Los primeros modelos de la tectónica de placas concebían a las placas como estructuras completamente rígidas en movimiento horizontal relativo a la astenósfera subyacente (Le Pichon et al., 1973). Además los modelos agregaban la condición que la litosfera en su conjunto no tuviera una rotación neta, esto es, que las placas individuales pudieran tener una rotación dada respecto de su particular polo de Euler, pero que la suma de todas las rotaciones resultara en una litosfera sin rotación (Solomon & Sleep, 1974). Bajo estas condiciones se han creado varios modelos para el movimiento de las placas tectónicas, siendo el modelo NUVEL-1A (DeMets et al., 1994), el modelo actual de mayor aceptación para la descripción de los movimientos de las placas.

Sin embargo, la tectónica de placas es una idealización, pues al considerar las placas como cuerpos rígidos, no admite ni describe las amplias zonas de deformación en el contacto entre placas (Prawirodirdjo & Bock, 2004). De igual forma, la tectónica de placas asume movimientos perfectamente horizontales, aunque es absolutamente obvio que hay regiones del planeta que están sujetas a deformaciones verticales producto tanto de procesos tectónicos, orogénesis, como de procesos no tectónicos, por ejemplo el rebote post-glacial.

La zona del Istmo de Tehuantepec es un buen ejemplo de estas amplias zonas de deformación en el contacto entre tres placas. En este capítulo se pasará revista breve a las provincias geológicas que comprende la región y a sus unidades cronoestratigráficas. Como se verá, en la zona interactúan los tres tipos principales de rocas, ígneas, sedimentarias y metamórficas. De esta forma quedarán sentadas las bases geológicas mínimas para poder así pasar a la discusión del complicado marco tectónico y sísmológico de esta zona.

Se pondrá especial énfasis en las estructuras predominantes de la zona, notablemente, la dorsal de Tehuantepec, los arcos volcánicos de Chiapas, la provincia de fallas laterales, la provincia de fallas inversas, el sistema de fallas Motagua-Polochic y el campo volcánico de los Tuxtlas, en la Fig. 5.1 se muestra una síntesis de estos rasgos, que se particularizan en las figuras en secciones subsecuentes. Una vez que se tenga una buena idea de la situación tectónica de la zona se discutirán algunos estudios sísmológicos que ayudan a definir la geometría de la placa de Cocos conforme subduce debajo de la de Norteamérica y posibles modelos de velocidades para la estructura de la zona de subducción.

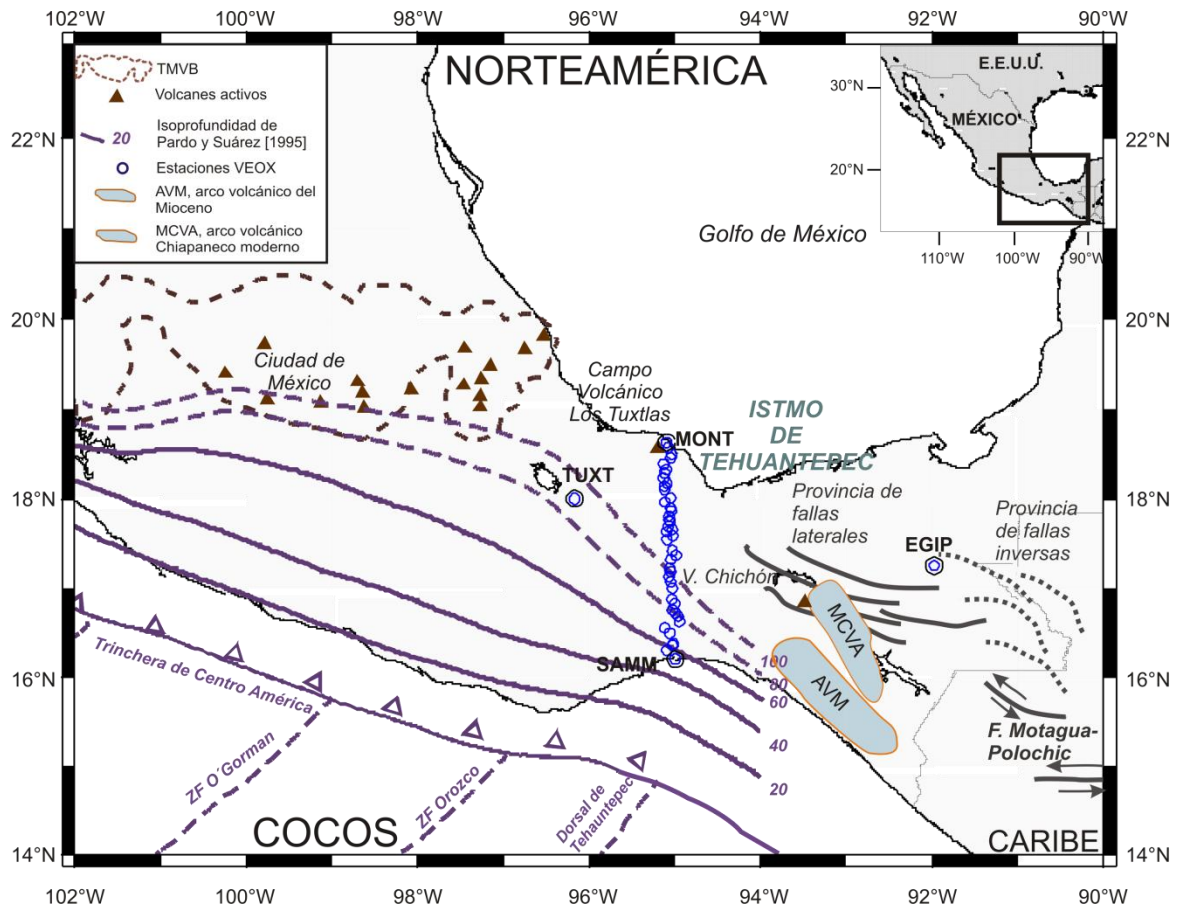


Figura 5.1, mapa con los principales rasgos tectónicos de la zona

5.1 Geología

La zona de estudio abarca alguna parte de 8 de las 35 provincias geológicas del país de acuerdo a la nomenclatura establecida en la Carta Geológica de la República Mexicana (Instituto de Geología, 1992), Fig. 5.2, y son las siguientes (entre paréntesis se indica su simbología cronoestratigráfica):

Provincia 3, Cinturón Chiapaneco de pliegues y fallas (Ks y Ki): es de edad cretácica y de ambiente sedimentario marino. Está constituida por tres divisiones litológicas, una inferior de origen clástico, una intermedia de origen carbonatado y una superior también de origen clástico.

Provincia 4, Batolito de Chiapas (Psgr): es una gran extensión de rocas graníticas cuyas edades isotópicas varían desde el Jurásico hasta el Proterozoico Tardío aunque son rigurosas únicamente en el Pérmico.

Provincia 6, Cuenca de Tehuantepec (Qc): de edad cuaternaria, es una unidad de origen clástico continental generada en un ambiente de depósito de aluvión típico de los cauces y complejos deltaicos de los grandes ríos mexicanos

Provincia 7, Cuenca deltaica de Veracruz (Qc): corresponde a la misma unidad cronoestratigráfica que la Cuenca de Tehuantepec, de edad cuaternaria y producto de un ambiente sedimentario clástico continental.

Provincia 8, Macizo Volcánico de los Tuxtlas (Qba): de edad cuaternaria, se cuenta como uno de los centros de vulcanismo basáltico alcalino más importantes del país.

Provincia 9, Cuicatea (Mmet y Mvs): es una secuencia de edad Mesozoica con un ligero metamorfismo. Está constituida esencialmente por grauvacas, pizarras, brechas y rocas verdes presentes como diques y derrames de lava almohadilladas.

Provincia 10, Zapoteca (PTmmet): salvo por algunas rocas en el estado de Sonora, esta provincia contiene algunas de las rocas más antiguas del país, de edad proterozoica y en forma de los gneises granulíticos del complejo Oaxaqueño.

Provincia 12 Chalina (Kmet): esta provincia contiene a la unidad metamórfica de edad cretácica constituida por extensas áreas de gneises y migmatitas conocidas como Complejo Xolapa.

5.2 La dorsal de Tehuantepec

La dorsal de Tehuantepec (DT), anteriormente conocida como zona de fractura de Tehuantepec, es quizás el rasgo más notable en la parte oceánica del área de estudio. Es parte de una serie de zonas de fractura que se extiende perpendicularmente desde la dorsal del Pacífico Oriental hacia la Trinchería Mesoamericana (zonas de fractura de Orozco y O’Gorman). Es una extensión de la zona de fractura de Clipperton (ZFC) y se distingue de las demás zonas de fractura en que es la única que tiene una traza curvada (Fig. 5.3).

Se ha argumentado que la dorsal de Tehuantepec divide la placa de Cocos en dos partes esencialmente distintas en cuanto a régimen tectónico y edad, (Klitgord & Mammerickx, (1982). Esto en sí no es algo especialmente extraño pues, de acuerdo a la óptica clásica de la tectónica de placas, en los márgenes divergentes se presentan delgadas zonas de fallas transcurrentes que son paralelas al sentido de movimiento relativo entre dos placas (Manea et al., 2005). Sin embargo, la DT es interesante puesto que la diferencia de edades de un lado al otro de la dorsal es mucho más pronunciada que en otras zonas de fractura de la placa de Cocos. Por ejemplo, la diferencia de edades a lo largo de la ZFC es de 1.6 Ma mientras que en la dorsal de Tehuantepec se tiene un promedio de 7 Ma, (Manea et al., 2005).

Actualmente se cree que la dorsal de Tehuantepec representa una falla rotacional, (Bravo et al., (2004), que separa la parte de la placa de Cocos que subduce debajo de la de Norteamérica de aquella parte que subduce debajo de la placa del Caribe, aunque la ausencia de sismicidad sugiere que la dorsal no es el producto de deformaciones recientes (Manea et al., 2005).

La edad de la placa de Cocos al norte de la DT está razonablemente bien definida gracias a Wilson (1996), lo mismo es cierto para la cuenca de Guatemala más al sur (e.g. Barckhausen, 2001; Kanjorski, 2003 y ODP Leg 206, 2003). Para la parte inmediatamente al sur de la trinchera no se tenía un modelo adecuado de la edades de la placa hasta Manea et al. (2005). La síntesis de todos estos estudios se muestra en la Fig. 5.3. Cabe notar en esta figura el claro salto de edades a un lado y al otro de la DT, el consistente envejecimiento de la placa de norte a sur hasta la DT punto en el cual parece que la edad de la placa que subduce se mantiene relativamente constante a lo largo de la trinchera en la Cuenca de Guatemala.

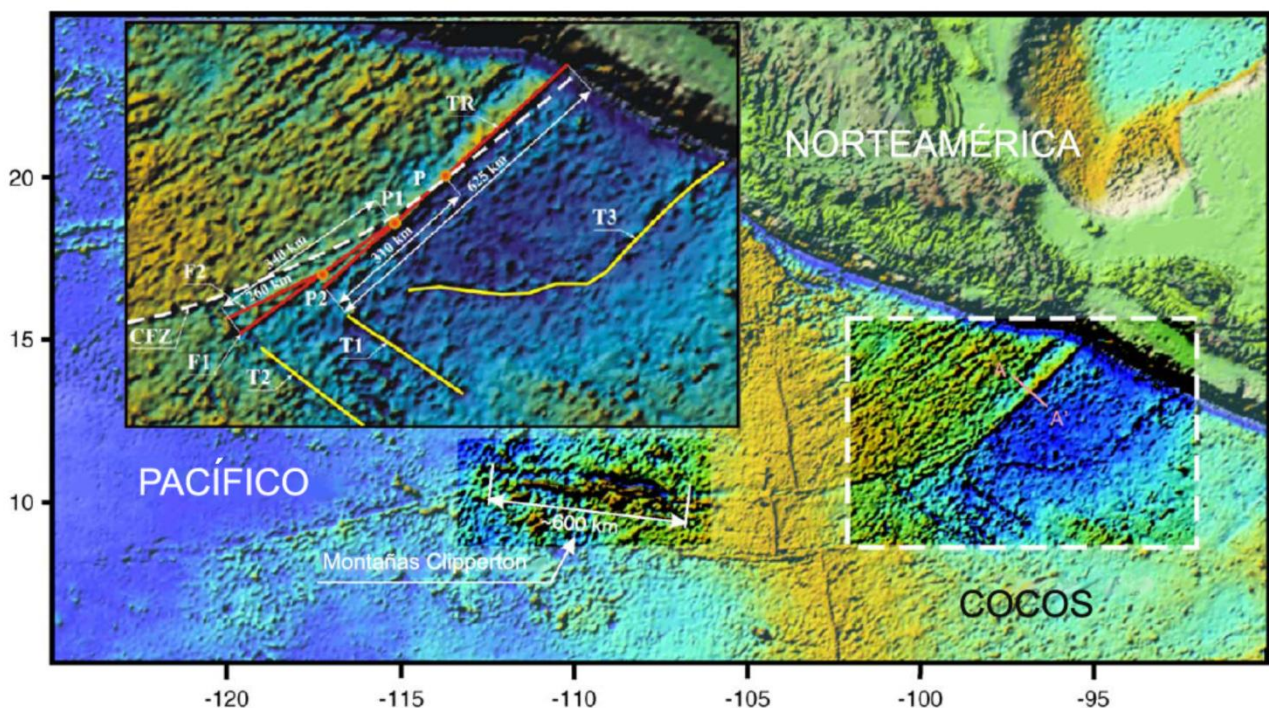


Figura 5.3, batimetría de la zona de la dorsal de Tehuantepec (TR en la figura) que es una extensión de la zona de fractura de Clipperton (CFZ). F1 y F2 son zonas de fractura que intersecan a la dorsal de Tehuantepec en los puntos P1 y P2 respectivamente, T1, T2 y T3 son valles marinos prominentes. Modificada de Manea et al. (2005).

Como se insinuó en la Sección 2.4 y como se discutirá más adelante, es importante conocer detalladamente la edad de la placa que subduce pues éste es un parámetro fundamental para la geometría de la zona de Wadati-Benioff y el acoplamiento entre las placas (Kanamori & Ruff, 1980).

Además de que puede ofrecer una explicación racional para las variaciones en el echado del segmento subducido.

Pocos estudios han atacado el problema de explicar la naturaleza de este rasgo tectónico, sin embargo Manea et al. (2005) sugieren que en ocasiones estas zonas de fractura no tiene solamente deformaciones tangenciales (paralelas al lineamiento de la zona de fractura), sino que pueden albergar pequeñas componentes de compresión, normales a la zona de fractura y que éste es el caso de la DT. Bajo esta hipótesis corren modelos de la evolución de la DT que explican bien el estado actual de la misma. Sin embargo, no se sabe certeramente la influencia de la DT en el proceso de subducción, por ejemplo Manea & Manea (2006) argumentan que el Chichón, que usualmente causa problemas en los intentos por modelar el vulcanismo del sur mexicano, es una expresión directa de la subducción de la DT pues es el resultado de la llegada de material serpentizado de la DT debajo del arco volcánico de Chiapas hace unos 0.2Ma.

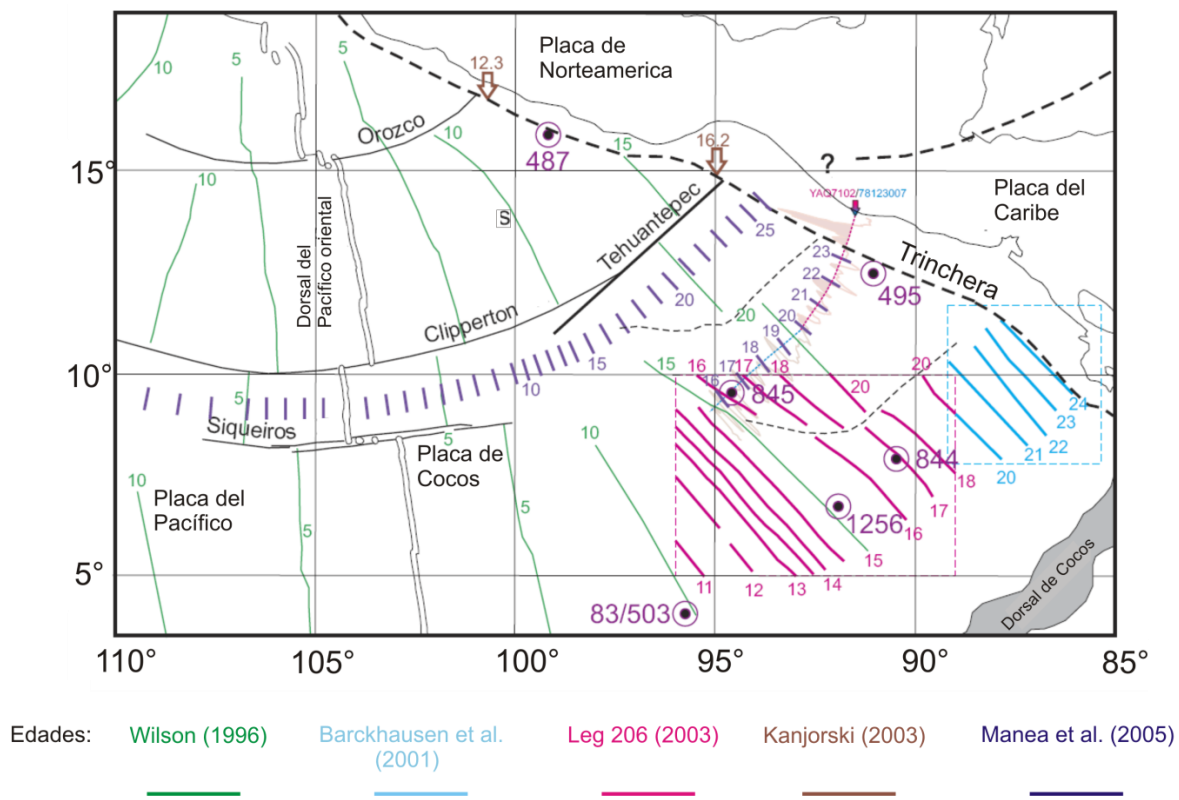


Figura 5.4, edades del fondo oceánico de acuerdo a distintos autores, los valores de las isócronas están en millones de años. Modificada de Manea et al. (2005)

5.3 El sistema de fallas Motagua-Polochic y las provincias de fallas laterales e inversas

Si en un mapa de las principales placas tectónicas del planeta (Fig. 2.11) se extiende la frontera entre las placas del Caribe y de Norteamérica hasta la frontera con la placa de Cocos, se encontrará que en algún lugar de la zona comprendida por el estado de Chiapas y Guatemala existe una triple unión que delimita la frontera entre estas tres placas.

El sistema de fallas de Motagua-Polochic (FMP) en Guatemala y Chiapas es un rasgo estructural que aflora en superficie de forma obvia y consiste en un sistema de fallas laterales que constituyen el contacto entre las placas del Caribe y de Norteamérica (Molnar & Sykes, 1969). Sin embargo la falla de Motagua no continua hacia el oeste de Guatemala, mientras que la falla de Polochic se pierde en la zona del batolito de Chiapas, lo cual complica la identificación de la porción oeste del contacto entre las placas de Norteamérica y del Caribe (Guzmán-Speziale et al., 1989). Ambas fallas presentan un movimiento lateral izquierdo aunque no parece haber acuerdo en cuanto al desplazamiento relativo de los bloques, pues se estima que éste puede ser desde solo unos cuantos kilómetros (Anderson et al., 1985) hasta de cerca de 130 km (Deaton & Burkart, 1984). La sismicidad de la zona conlleva a pensar que ambas fallas pueden ser consideradas como activas.

La naturaleza exacta de las fallas de Motagua y Polochic es aún cuestión de debate. Hay autores que sugieren que la falla de Motagua o la falla de Polochic se extienden al oeste de sus trazas superficiales y hasta la trinchera (Machorro & Mickus, 1993), sin embargo, Guzmán-Speziale et al. (1989) y Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000) muestran convincentemente que este tipo de unión triple tiene, al menos en el caso de Motagua-Polochic, serios problemas. El primero de ellos es que durante el sismo de Guatemala de 1976 ($M_s = 7.5$), que rompió un segmento de 230 km de la falla de Motagua, ésta se comportó esencialmente como la zona de terminación de la ruptura. Otro problema grave de los modelos que plantean la continuación de las fallas hasta la trinchera es que las fallas tendrían que cortar el batolito chiapaneco (Fig. 5.5), de edad Permo-Triasica y no se tiene evidencia de que esto suceda, además que un modelo de unión triple clásica (McKenzie & Morgan, 1969), resultaría inestable.

Como alternativa a estos modelos Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000) proponen un modelo de salto de falla. Sin embargo, antes de dilucidar qué propone dicho modelo hay que hablar de algunos otros rasgos tectónicos de la zona.

A lo largo de la Sierra de Chiapas se encuentra una serie de bloques ascendentes y descendentes acotados por fallas laterales que definen lo que se conoce como la provincia de fallas laterales (PFL), Fig. 5.5. Esta provincia tiene alrededor de 350 km de largo por 100 km de ancho; en su parte oriental se observa que la mayoría de las fallas transcurrentes tienen un rumbo este-oeste, mientras que hacia el oeste tiene un rumbo de $N50^\circ W$ (Meneses-Rocha, 1985). Mediante los

mecanismos focales calculados por Guzmán-Speziale et al. (1989) se ha establecido que estas fallas tienen desplazamiento izquierdo aunque no existe consenso acerca de la magnitud del desplazamiento. Esta provincia tiene nueve grandes fallas de las cuales las mayores son la falla de Tecpatán-Ocosingo, la falla de Malpaso y la falla de Telesquín-San Cristóbal, todas con longitudes de entre 120 y 170 km.

Al noreste de esta provincia se encuentra la provincia de fallas inversas (PFI), que ocupa la parte oriental de la Sierra Madre de Chiapas y la parte norte-central de Guatemala. Está formada por anticlinales largos y angostos truncados en sus flancos por fallas inversas que impiden visualizar el correspondiente sinclinal (Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha, 2000). En esta zona afloran carbonatos del Cretácico Tardío en las crestas, mientras que rocas de origen terrígeno y de edades desde el Paleógeno hasta el Mioceno cubren la superficie de los sinclinales, esto sugiere que el plegamiento y fallamiento sucedieron hacia el Mioceno, esto es similar a la edad sugerida para el fallamiento de la provincia de fallas laterales.

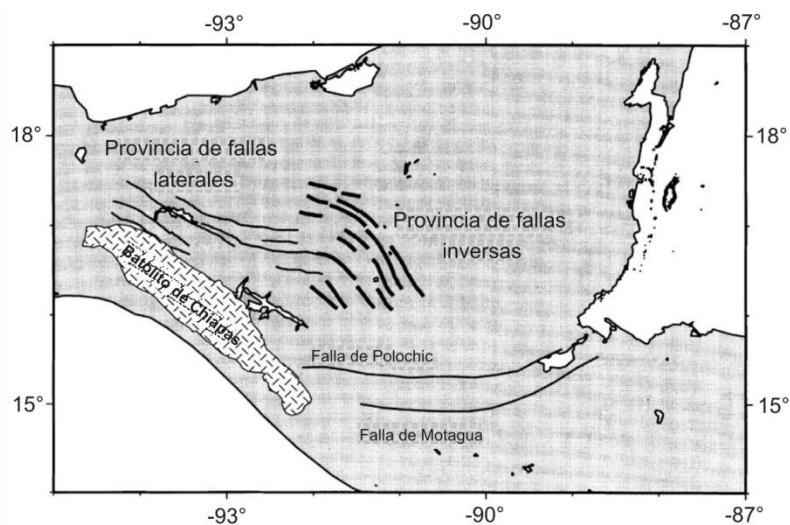


Figura 5.5, esquema de las fallas de Motagua y Polochic, de las provincias de fallas laterales e inversas y del batolito Chiapaneco. Modificado de Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000).

Ahora bien, ¿están estas provincias aisladas del sistema de fallas Motagua-Polochic? o ¿existe alguna relación entre ellas? En el modelo propuesto por Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha (2000), como ya se mencionó, se plantea un salto de falla que conecta a estos tres rasgos tectónicos. Los saltos de falla son desviaciones de la falla de su plano de deslizamiento. Para fallas laterales se le denomina compresivo o negativo al salto si su desplazamiento es en sentido opuesto al del desplazamiento de la falla y extensivo o positivo si sucede lo contrario. Los saltos positivos producen cuencas sedimentarias (*pull-apart*) mientras que los negativos producen el izamiento de unos bloques del terreno respecto de

otros. Puesto que las fallas de Motagua-Polochic y la PFL, ambas tienen desplazamiento izquierdo y que el salto propuesto es de sentido derecho, se espera un salto compresivo. Como se mencionó, en un salto compresivo se esperan esfuerzos compresivos y la PFI convenientemente ubicada entre FMP y PFL presenta justo estos rasgos.

El modelo es consistente, los saltos de falla han sido observados antes, aunque éste en particular tiene dos rasgos que lo distinguen de los saltos identificados hasta ahora; primero, que las estructuras compresivas se presentan solo a un lado del salto, quizás por las diferencias en competencia entre las rocas a un lado y al otro del mismo y segundo, que el salto conecta a dos grandes fallas con nueve fallas menores en vez de conectar a solo una falla.

Entonces queda claro que seguramente la frontera entre estas tres placas no es un único punto como en los modelos de unión triple de McKenzie & Morgan (1969), sino que más bien lo que se tiene es una zona amplia de deformación que constituye una frontera difusa entre las tres placas, como fue propuesto originalmente por Guzmán-Speziale et al. (1989).

5.4 El campo volcánico de los Tuxtlas

Otra zona muy interesante del área de estudio corresponde al campo volcánico de Los Tuxtlas. Éste representa una pregunta difícil de resolver pues se trata de un campo volcánico aparentemente aislado de los demás complejos volcánicos, muy lejos de la trinchera y con distintivas trazas geoquímicas de vulcanismo alcalino.

Es importante entender, para comprender lo que sucede en Los Tuxtlas, la naturaleza del arco volcánico Chiapaneco. La zona se caracteriza por dos arcos volcánicos del Neógeno (Manea & Manea, 2006), el primero y más viejo es un arco volcánico que data del Mioceno cuya actividad cesó entre 3 y 9 Ma para después formar el arco volcánico Chiapaneco moderno (Fig. 5.6). Este arco tiene algunas características interesantes. Primero, que se encuentra muy adentro en el continente, a unos 300-350 km; segundo, que la placa de Cocos se encuentra a unos 200 km debajo de él, cuando la mayoría de los arcos volcánicos se dan cuando la placa se encuentra a una profundidad de 100 km y además, que a pesar de que no parece haber variaciones en el echado de la placa de Cocos para esa parte del país, aun así, el arco es oblicuo con respecto a la trinchera.

De acuerdo a Nelson et al. (1995), el campo volcánico de Los Tuxtlas parece estar constituido por fundidos de corteza continental y del manto contaminados por fluidos provenientes de la corteza oceánica subducida. Al norte del campo inicia el eje volcánico mexicano.

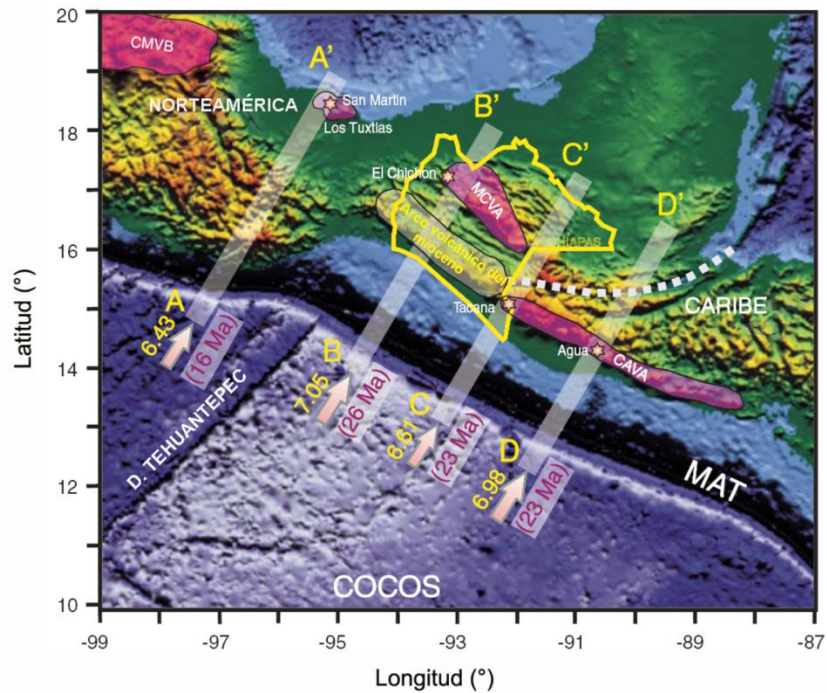


Figura 5.6, mapa de localización del campo volcánico de Los Tuxtlas y demás estructuras volcánicas. Eje volcánico mexicano (CMVB), arco volcánico chiapaneco moderno (MCVA), arco volcánico de Centroamérica (CAVA) y el arco volcánico abandonado en el mioceno. Además se muestran las velocidades de convergencia de las placas en cm/año y sus edades en la trinchera (MAT). Modificada de Manea & Manea (2006).

El problema entonces se reduce a explicar cómo se pueden dar estas zonas discontinuas de vulcanismo y si son producto de la subducción de la placa de Cocos o de algún otro mecanismo. Uno de los modelos más recientes que ofrecen una explicación sobre el génesis de Los Tuxtlas se presenta en Manea & Manea (2006) y se sintetiza en la Fig. 5.7. Entre 25 y 17 Ma se formó un arco volcánico tradicional producto de la subducción que formaba un continuo a través de México y Centroamérica (Fig. 5.7a). Posteriormente, entre 17 y 12 Ma, el arco volcánico comenzó a migrar al interior del continente debido a la iniciación de un proceso de subducción subhorizontal mientras que la porción sur del arco se mantuvo paralela a la trinchera (Fig. 5.7b). Después, entre 12 y 7 Ma, la placa de Cocos continuó haciéndose sub-horizontal y la parte sur del arco volcánico se retiró aun más hacia el sureste (Fig. 5.7c). Posteriormente, el arco volcánico centroamericano continuó su migración hacia el sureste, durante este tiempo cesó la actividad volcánica en Chiapas, abandonando el arco volcánico Chiapaneco; en este tiempo se formó el campo volcánico de Los Tuxtlas (Fig. 5.7d). Finalmente, entre 3 y 0 Ma se da la última parte del proceso que consiste en la formación del arco volcánico Chiapaneco moderno (Fig. 5.7e). Este modelo explica las diferencias entre el arco volcánico Chiapaneco y el centroamericano, argumentando que el cambio hacia subducción sub-horizontal entre 17 y 12 Ma tuvo que haber ocasionado un flujo de material de la cuña del manto de noroeste a sureste, lo cual explica la oblicuidad del arco Chiapaneco moderno. Por otro lado, para explicar el abandono del primer arco

Chiapaneco, se propone que la subducción sub-horizontal puso en contacto la placa, relativamente fría, con la cuña del manto, lo cual serpentiniza la punta de la cuña del manto, estabilizando la zona y deteniendo el proceso de generación de fundidos. Como se explicó en la Sección 5.2, que a este modelo, como a muchos otros, se le dificulta explicar el origen del volcán El Chichón aunque tentativamente propone la intervención de la dorsal de Tehuantepec en el proceso de subducción.

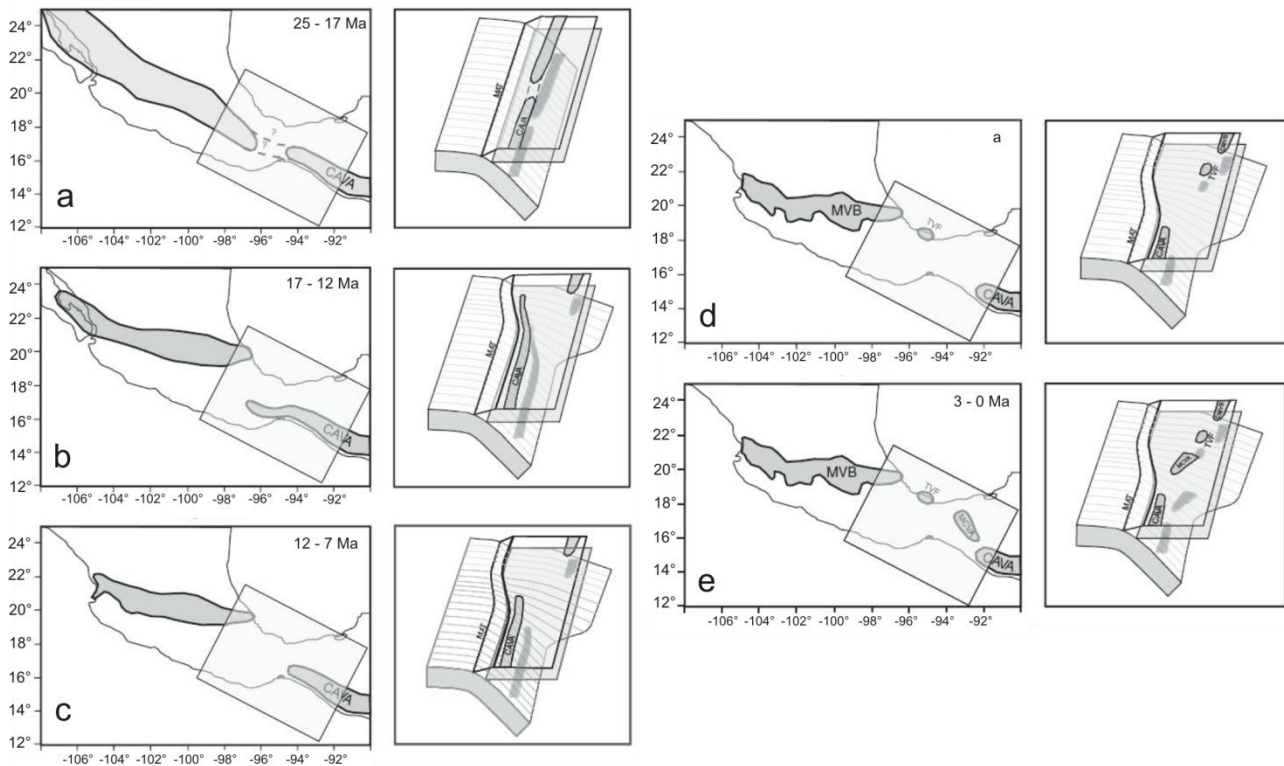


Figura 5.7, modelo de Manea & Manea (2006) para la evolución del arco volcánico de Chiapas. CAVA, arco volcánico de Centroamérica, TVF, campo volcánico de Los Tuxtlas, MAT, trinchera Centroamericana, MCVA, arco volcánico Chiapaneco moderno. Modificada de Manea & Manea (2006).

Sin embargo aún restan controversias. Verma (2002 & 2006), arguye, con base en fundamentos geoquímicos, que el campo volcánico de Los Tuxtlas y en general el vulcanismo de todo el sureste mexicano no es producto de subducción. Utilizando diferentes indicadores geoquímicos y haciendo comparaciones entre los indicadores obtenidos en México y aquéllos obtenidos en otras partes del mundo, arroja objeciones que aún no pueden ser explicadas con los modelos actuales. Por ejemplo, de acuerdo a sus estudios, no existe diferencia significativa, geoquímicamente, entre las rocas ígneas del frente del arco y del trasarco, mientras que en muchas otras partes del mundo se ha observado que en general las rocas del frente de arco tienen una componente de corteza subducida mayor que las del trasarco y que esta diferencia es estadísticamente significativa (Verma, 2002). En esos trabajos se argumenta que el modelo de subducción no logra explicar las anomalías geoquímicas

y que la comparación estadística con otras partes del mundo muestra que las rocas tienen más similitudes con aquellas rocas formadas en procesos de *rifting* que en procesos de subducción. Con base en esto se propone que el vulcanismo mexicano es el producto de la fusión parcial debido a una fuente heterogénea ascendente del manto asociada a un proceso de *rifting* (Verma, 2006).

Aun a pesar de estas objeciones, basándose en la premisa de que se deben tomar las teorías científicas que expliquen un mayor número de fenómenos y que los expliquen de mejor forma, el modelo de Manea & Manea (2006) parece más adecuado. Vale la pena notar que en un modelo de estas características, la geometría de la placa subducida es el control más importante de la geometría de la expresión volcánica en superficie.

5.5 Estudios sismológicos

Una de las primeras investigaciones en la zona de estudio del presente trabajo, cuyo objetivo fue definir la geometría de la placa subducida, es el de Ponce et al. (1992). Allí se determina la geometría y el estado de esfuerzos de la zona de Wadati-Benioff (ZWB) en la zona de subducción en el Istmo de Tehuantepec mediante un estudio de microsismicidad. Se determinó que la ZWB pasa de una geometría sub-horizontal al oeste de 96° de longitud a una geometría con un echado de 45 a 50° al este de esta longitud (Fig 5.8). El cambio de echado se da de forma suave a lo largo del rumbo de la ZWB. Adicionalmente se determinó que en la zona de subducción sub-horizontal los hipocentros consistentemente se dan a profundidades menores a los 80 km, mientras que en la zona de subducción inclinada es común encontrar hipocentros con profundidades de 200 km. En este trabajo se insinúa que el cambio en el echado de la ZWB puede estar correlacionado con las variaciones en la edad de la placa subducida, esto de acuerdo a las relaciones empíricas desarrolladas por Kanamori & Ruff (1980) y discutidas en la introducción.

Similarmente, Bravo et al. (2004) utilizando una red analógica operada por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) obtienen un mapa de curvas de isopropundidad (Fig 5.8) que muestra una geometría compleja para la zona de Wadati-Benioff; en este trabajo se obtienen las localizaciones de 1897 eventos utilizando el código *HYPO71* de Lee & Lahr (1972) asumiendo el modelo de velocidades de Valdés et al. (1986) (mismo modelo que se discute posteriormente). En este trabajo se obtiene también una profundidad promedio para el Moho de $28.5 \text{ km} \pm 3.5 \text{ km}$ y un cociente v_p/v_s promedio de 1.75.

Ahora bien, sin riesgo de exagerar, es posible decir que quizás el estudio más citado sobre la sismotectónica de la zona de subducción del Pacífico mexicano sea el de Pardo & Suárez (1995) y cuyos resultados se muestran como curvas de isopropundidad en la Fig. 5.1. En ese trabajo se determinó la geometría de las placas subducidas de Rivera y de Cocos utilizando dos conjuntos de datos distintos de

todas las localizaciones de microsismos disponibles de redes permanentes y temporales, de eventos con $m_b > 4.5$ ocurridos entre 1964 y 1990. Se aseguró la calidad de la información introduciendo algunos parámetros de calidad mínima, errores *rms* mínimos, errores de localización hipocentral menores a 10 km, etc. De esta forma de un universo de más de 3000 eventos se retuvieron 1101. Utilizando algunos eventos de calibración se lograron obtener 207 hipocentros confiables de un universo de 300. Paralelamente se llevaron a cabo 21 inversiones de ondas de cuerpo de periodo largo para obtener mecanismos focales.

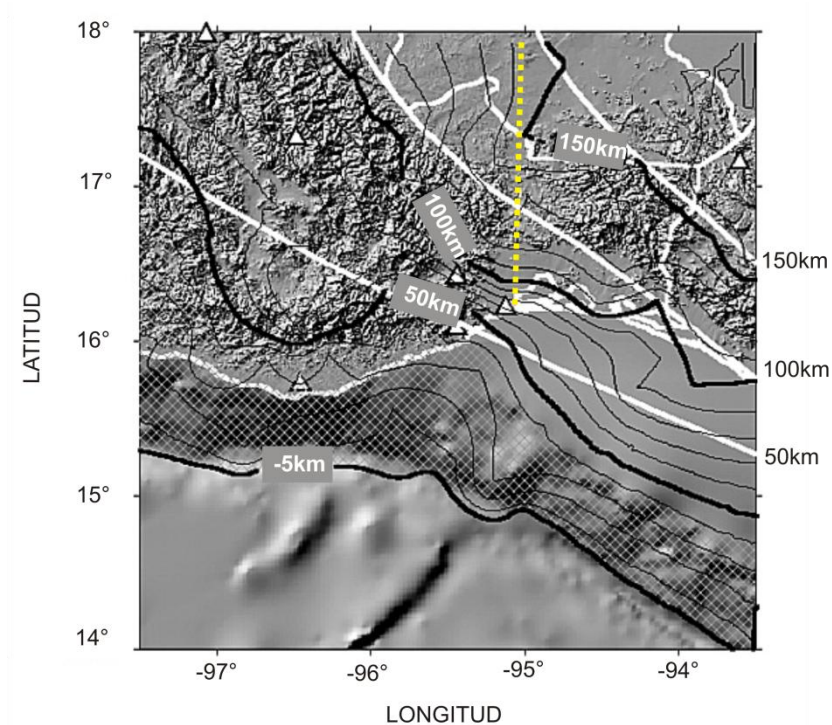


Figura 5.8, mapa de curvas de isoprofundidad para la zona de Wadati-Benioff en el Istmo de Tehuantepec. Las líneas negras indican las curvas obtenidas por Bravo et al. (2004), las líneas blancas rotuladas indican las curvas obtenidas por Ponce et al. (1992). La línea amarilla discontinua indica la traza aproximada del perfil VEOX.

Como resultado de este estudio se obtuvo el primer mapa de la placa de Cocos subducida a lo largo del territorio mexicano. En la imagen obtenida (Fig 5.1), se observa que la geometría de la placa de Cocos consta de una zona sub-horizontal en el centro del país, acotada en ambos flancos por zonas de subducción empinada, subducción por debajo de la placa del Caribe al este y subducción de la placa de Rivera al oeste. De esta forma se divide la placa subducida en estos tres grande segmentos. Además, se observa que el echado de la zona de contacto entre las placas es más o menos constante hasta los 30 km de profundidad y que las variaciones laterales en el echado de la placa se dan hasta que la placa subducida queda desacoplada de la placa sobreyacente.

En este estudio también se descartaron hipótesis anteriores que sugerían que el cambio lateral en el echado de la placa de Cocos se debía a rasgaduras en la misma y que más bien los cambios de echado se dan a lo largo de un pliegue. Cabe resaltar que las curvas de isoprofundidad de 80 y 100 km debajo del centro del país no pudieron ser calculadas directamente pues hay una notable ausencia de eventos sísmicos en esa zona, por lo que tuvieron que ser interpoladas a partir de las tendencias prevalecientes en el resto de la zona, esto se evidencia por las curvas de isoprofundidad en línea punteada en la Fig. 5.1. A pesar de esto, Pérez-Campos et al. (2008) muestran que esta tendencia es esencialmente correcta. En la Fig. 5.9 se tiene un mapa que muestra varias secciones obtenidas en Pardo & Suárez (1995), entre las cuales se incluye el detalle de la sección A-A' que se aproxima a la zona de estudio del presente trabajo. La sección está acompañada de cinco mecanismos focales donde se pueden observar los sismos interplaca de falla inversa seguidos, echado abajo, por sismos de falla normal.

Pardo & Suárez (1995) concluyen, al igual que Ponce et al. (1992), que las relaciones empíricas para los parámetros de subducción de Kanamori & Ruff (1980), es decir, velocidad de convergencia, edad de la placa y el movimiento absoluto de la placa sobreyacente, están bien correlacionadas en el sur de México. Como se vio en la Sección 5.1 el cambio de echado de sub-horizontal a inclinado en la zona Este de la subducción se correlaciona bien con el envejecimiento de la Placa de Cocos. Sin embargo, al norte, en la zona de la placa de Rivera se tiene la corteza oceánica más joven del proceso de subducción subduciendo con un ángulo muy pronunciado lo cual no encaja bien en las correlaciones empíricas de Kanamori y Ruff (1980). Esto solo hace patente que las correlaciones son solo eso, correlaciones y no siempre son un indicio de causalidad, seguramente en el caso de la placa de Rivera hay otros factores geodinámicos que se deben de considerar.

En la zona del Istmo hay también un estudio de Rebollar et al. (1999), quienes utilizando una red portátil determinan la geometría de la zona de Wadati-Benioff y validan las conclusiones de Pardo y Suárez (1995). Un punto interesante de este estudio es que determinan el espesor del Moho en el Istmo, 43 km, y muestran que hay un ligero ensanchamiento de la corteza continental al ir de México hacia Centroamérica.

Finalmente, para concluir este repaso de los estudios sísmicos de la zona, vale la pena mencionar el trabajo de Valdés et al. (1986). En este trabajo se realizaron dos tiros en el Lago Alchichica, 200 km al Este de la Ciudad de México, y 22 tiros en el mar. Se registró la información en un perfil de estaciones que corría aproximadamente norte-sur (Fig. 5.10a). Con esta información se procesaron los datos de primeros arribos para obtener un modelo de velocidades para el perfil. Adicionalmente se estudiaron datos de gravedad obtenidos por Couch & Woodstock (1981) 75 km al norte del perfil de refracción. Utilizando esta información se modificó el modelo de velocidades para que ajustara tanto a la información de primeros arribos como a la anomalía de aire libre. El resultado se muestra en la Fig. 5.10b. Aunque el perfil no se encuentra muy cerca de la zona de estudio de este

trabajo de tesis, es el modelo más detallado que se tiene cerca de la misma y por tanto constituye la mejor información disponible.

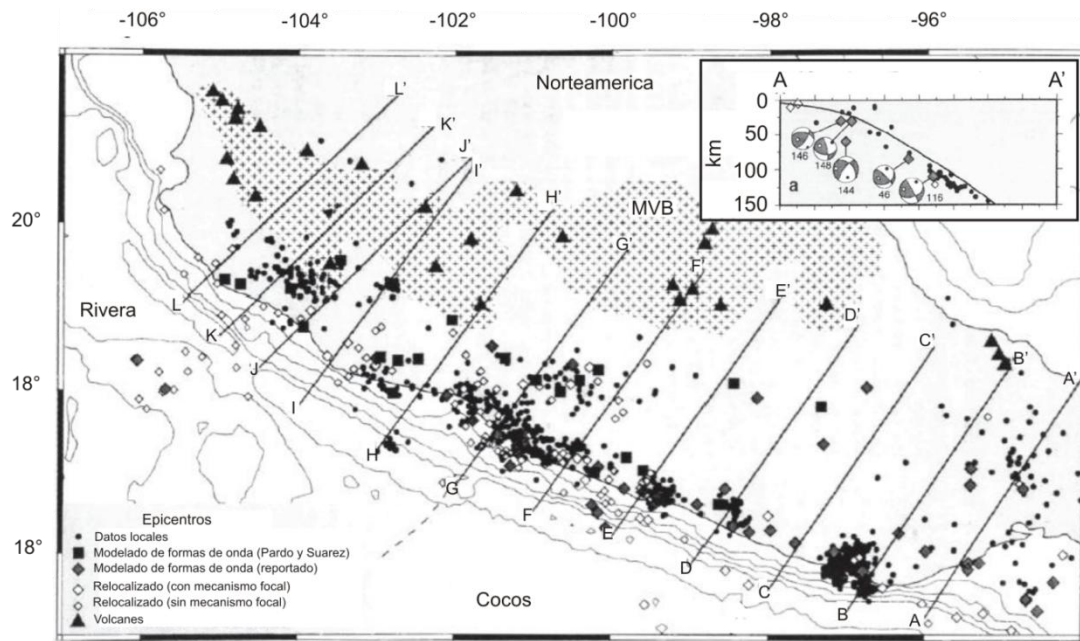


Figura 5.9, epicentros utilizados por Pardo & Suárez (1995) así como los perfiles empleados en su análisis de mecanismos focales. El perfil más cercano a la zona de estudio de este trabajo es el A-A' y se muestra en el recuadro. Modificada de Pardo & Suárez (1995).

Queda claro entonces que la estructura tectónica de la zona de estudio y la sismología de la misma son complicadas pues existe un amplio rango de factores a considerar. Las interacciones entre todas las estructuras hasta aquí descritas, seguramente tendrán todas algo que ver en el comportamiento sísmico de la zona entera, solo basta hacer una breve síntesis para percatarse de ello; la dorsal de Tehuantepec separa segmentos de la placa de Cocos con diferentes edades, de acuerdo a Kanamori & Ruff (1980) esto tendrá una incidencia directa sobre la geometría de las zonas de Wadati-Benioff para cada uno de estos segmentos lo cual se demuestra en Pardo & Suárez (1995) y en Rebollar et al. (1999). Similarmente, la geometría de la placa subducida es un factor determinante en la distribución y evolución de los arcos volcánicos de la zona (Manea & Manea, 2006), y quizá la dorsal de Tehuantepec sea responsable de la ubicación del volcán El Chichón. Además existe un complejo sistema en el cual tres placas tectónicas se encuentran. Esa frontera parece no ser puntual y ser más bien difusa (Guzmán-Speziale et al., 1989), en donde un par de fallas transcurrentes de gran tamaño, a través de un salto de falla, se conectan con un sistema de nueve fallas laterales de menor tamaño, que se encuentran en las cercanías del Chichón y una provincia de fallas inversas (Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha, 2000).

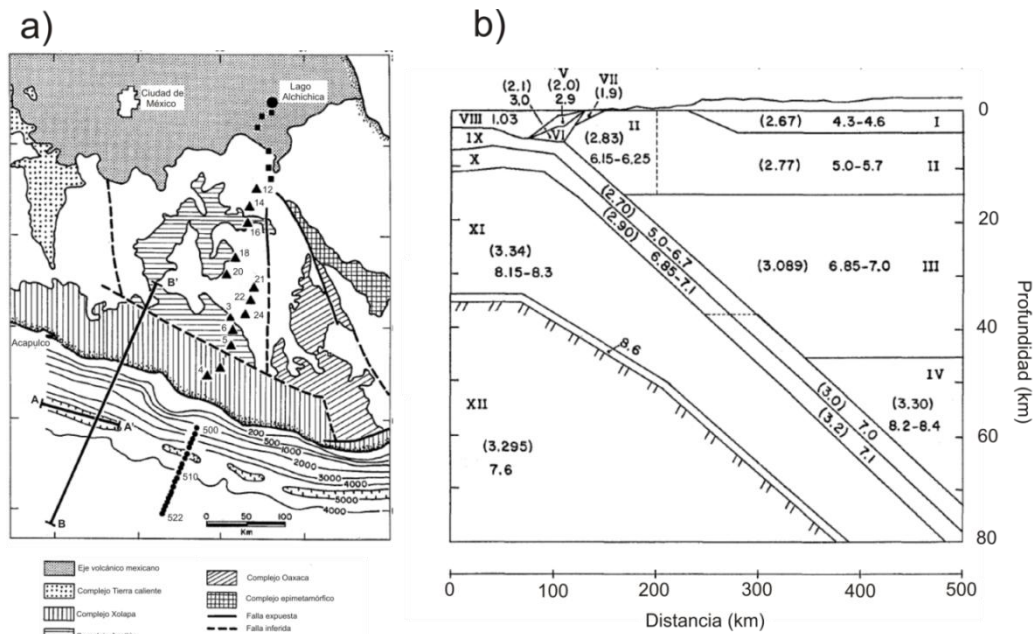


Figura 5.10, a) Mapa de localización del perfil de refracción de Valdés et al. (1986), los triángulos representan estaciones de registro en tierra; los círculos, estaciones de registro en mar. La línea A-A' representa un perfil de refracción hecho por Shor & Fisher (1961) y la línea B-B' indica un perfil de gravimetría levantado por Couch & Woodstock (1981) utilizado para mejorar el modelo de velocidades. b) Modelo de velocidades producto del estudio de Valdés et al. (1986), se cuenta con doce bloques, en números romanos, se indican las velocidades de ondas P en km/s y las densidades, entre paréntesis, en g/cm³. Figura modificada de Valdés et al. (1986).

Lo antes dicho y aunque en este trabajo de tesis no se tiene por objetivo construir un modelo detallado de la geodinámica de la zona, está claro que cualquier intento por modelar la zona no puede considerar a todas estas estructuras y sus respectivas características de forma independiente. Teniendo ya una buena cantidad de conocimiento de cada una de las estructuras presentes se debe seguir el camino inductivo y proseguir de lo particular a lo general, tendiendo, conforme avanza el conocimiento del área, hacia la construcción de modelos que contemplen las interacciones de todas las partes involucradas y expliquen su génesis y evolución.

*

Capítulo 6: Análisis de las funciones receptor obtenidas

En este capítulo se analizarán las funciones receptor obtenidas mediante la técnica descrita en el Capítulo 3 y con el procesamiento descrito en el Capítulo 4. Se presentarán tres partes distintas del análisis, en la primera se tendrá un análisis por estación de algunas estaciones representativas del perfil (las FR radiales y transversales ordenadas por azimut inverso para todas las estaciones se encuentran en el Apéndice C), en una segunda parte se analizarán las funciones receptor apiladas por azimut inverso para todo el perfil y en una tercera sección se tendrá un análisis de un perfil llevado a profundidad.

6.1 Análisis por estación

Para el análisis de las FR obtenidas para cada estación se presentan éstas en una sección ordenada por azimut inverso. Como se discutió en la Sección 3.3, en algunos casos el análisis es sencillo y se puede llevar a cabo utilizando solamente las funciones receptor radiales, estudiando sus variaciones de amplitud y retraso en tiempo; por contraste, cuando la interpretación no es muy obvia se debe recurrir a las FR transversales para identificar capas inclinadas teniendo cuidado de distinguirlas de capas planas con propiedades anisótropas. En esta sección se tendrán ejemplos de estaciones donde la interpretación fue sencilla y directa y otras donde la interpretación requirió atención sutil a toda la información disponible. A lo largo de esta sección será común la utilización del filtro SVD descrito en la Sección 2.1.2.2 para hacer sobresalir las fases coherentes de las FR y su utilización se indicará en los pies de figura. Para estas figuras se mantendrá siempre el mismo código de colores, las FR en azul claro corresponden a los azimuts inversos comprendidos entre 0° y 90° ; las FR en azul profundo, a los azimuts inversos entre 90° y 180° ; las FR en verde, a los azimuts inversos entre 180° y 270° y las FR en rojo, a los azimuts inversos entre 270° y 360° .

6.1.1 Estación San Mateo del Mar (TO.SAMM)

La estación instalada en el poblado de San Mateo del Mar, Oaxaca (TO.SAMM) es la primera del perfil y se encuentra a unos cientos de metros de la costa del Pacífico, lo cual la vuelve una estación conflictiva por las condiciones de ruido sísmico. Sin embargo, en la Fig. 6.1 se muestran los primeros 8 s de la sección. TO.SAMM se encuentra a 157 km de la curva de isoprofundidad cero de Pardo y Suárez (1995), Fig. 5.1.

Aunque en esta sección las señales no son tan claras como para algunas de las estaciones que se verán más adelante, es importante, puesto que es la estación más próxima a la

trincheras, intentar hacer un análisis de las FR obtenidas. Se observan dos pulsos positivos distintos que aunque no existen en todas las FR es posible diferenciarlos, se ubican en 3.5 y 5 s, respectivamente, dada su proximidad y la ausencia de un pulso negativo bien definido a lo largo de la sección, se concluye que el pulso en 3.5 s es el techo de la placa de Cocos (Tp) y que el pulso en 5 s es la base de la misma placa (Bp). Aquí se tiene el contacto entre las placas de Cocos y de Norteamérica sin que exista material del manto entre ellas. Esto dado que ambos pulsos son positivos y de acuerdo al modelo de Valdés et al. (1986) se tiene la transición de manto oceánico a corteza oceánica a corteza continental más o menos somera, lo cual es consistente con dos interfases con contraste de impedancias positivo. En las FR transversales no se obtiene mucha información que ayude a dilucidar la situación. Aunque la evidencia no es concluyente, es un primer indicio y más adelante se buscará apuntalarla con otro tipo de análisis.

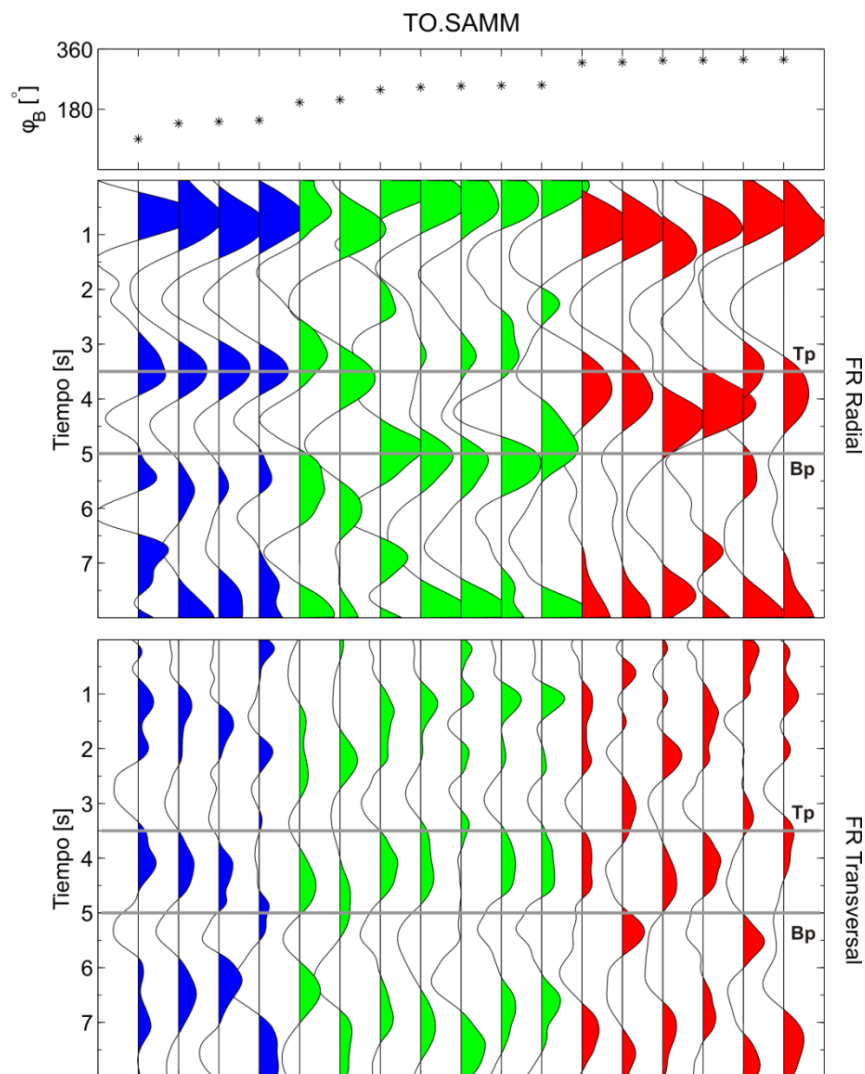


Figura 6.1, funciones receptor para la estación TO.SAMM con filtro SVD. Las líneas grises indican los arribos correspondientes al techo de la placa de Cocos (Tp) y a su base (Bp).

6.1.2 Estación Ixtaltepec (TO.IXTA)

La estación instalada en el poblado de Ixtaltepec, Oaxaca, se encuentra a 33 km al norte del comienzo del perfil (TO.SAMM) y a 190 km de la curva de isopropundidad cero. En la Fig. 6.2 se muestran los primeros 10 segundos de funciones receptor para esta estación.

En esta sección se pueden observar dos pulsos positivos bien definidos centrados alrededor de 5.5 s y de 6.8 s, separados por un pulso negativo bien definido centrado en 6.1 s. Esto indica que, a diferencia de TO.SAMM donde los dos pulsos positivos estaban muy próximos uno al otro, aquí se tiene una interfase de contraste de impedancias negativo entre ambos pulsos positivos. Ahora bien, sin necesidad de recurrir a las FR transversales se puede ver que la amplitud del pulso positivo en 6.8 s tiene una fuerte dependencia azimuthal y que su amplitud es mayor en el azimuth próximo a los 200° y mínima en el azimuth próximo a los 360° . Esto es consistente con una capa inclinada con echado en dirección aproximada al noroeste, lo cual de acuerdo a la Fig. 5.1 corresponde bien con la dirección de inclinación propuesta para la placa de Cocos. Además, el pulso negativo entre ambos pulsos positivos muestra la misma dependencia azimuthal que el pulso positivo en 6.8 s.

Con todos estos elementos a la mano se interpreta que lo que se observa en la sección es la placa inclinada cuya base es el pulso positivo en 6.8 s y su techo es el pulso negativo en 6.2 s. Posteriormente se tiene un pequeño segmento de manto continental para después llegar al Moho continental (Mh) en 5.5 s. Por otra parte, los retrasos o adelantos en tiempo alrededor del pulso del Moho deben de ser producto de una ligera topografía del mismo.

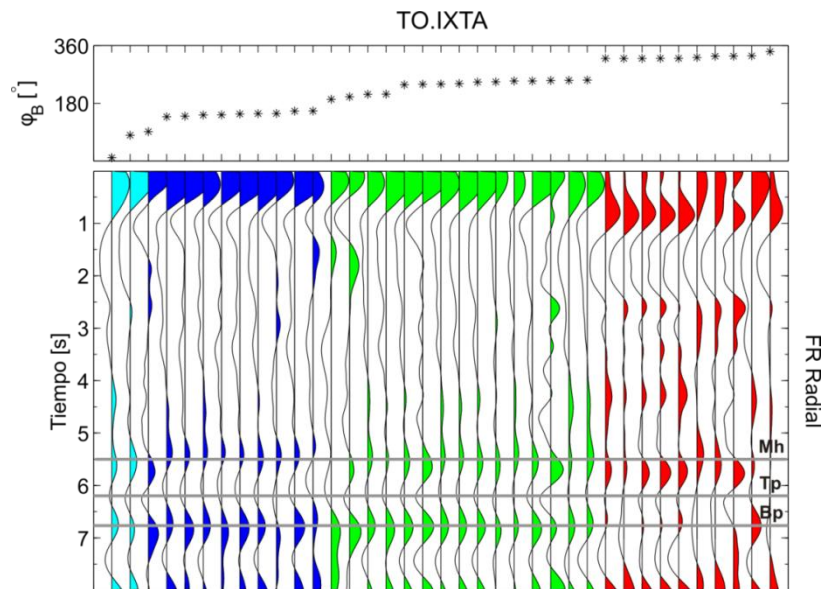


Figura 6.2, funciones receptor para la estación TO.IXTA con filtro SVD aplicado. Las líneas grises indican los arribos correspondientes al Moho (Mh), al techo de la placa de Cocos (Tp) y a su base (Bp).

6.1.3 Estación Paso Real (TO.PARE)

La estación TO.PARE en el poblado de Paso Real, Oaxaca, se encuentra 63 km al norte de la estación TO.IXTA y a una distancia de 253 km de la curva de isoprofundidad 0. En la Fig. 6.3 se muestran los primeros 20 s de las FR ordenadas por azimuth inverso para esta estación.

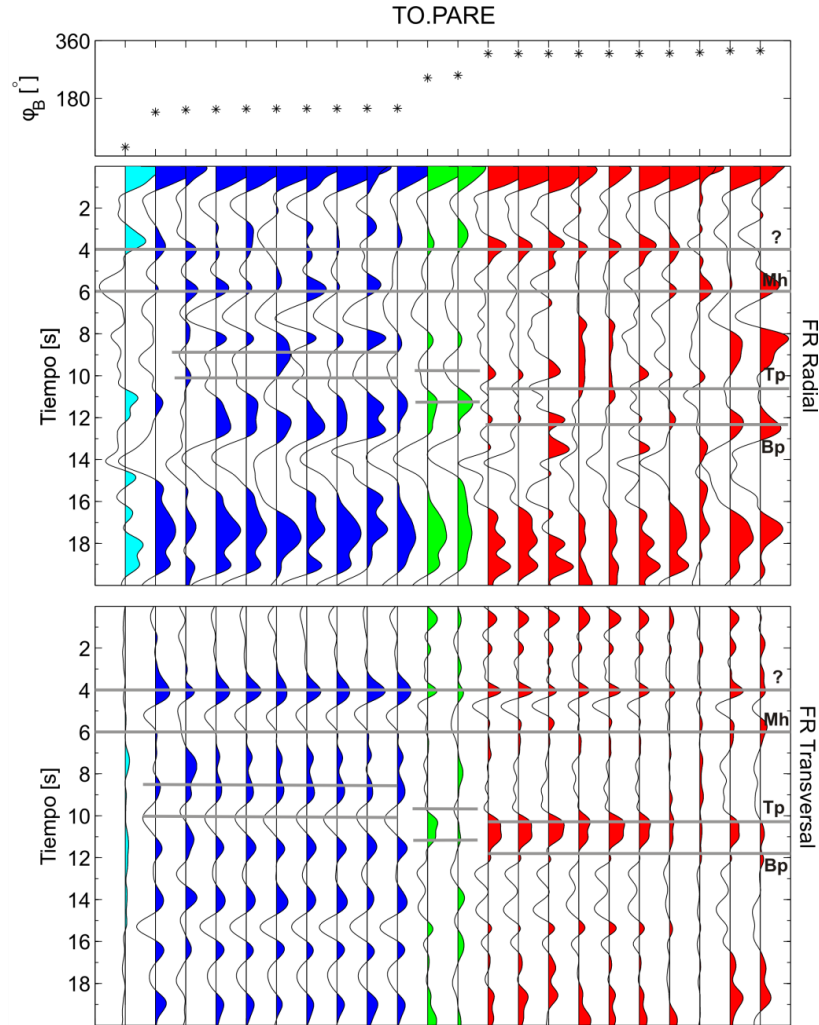


Figura 6.3, funciones receptor para la estación TO.PARE con filtro SVD aplicado y ordenadas por azimuth inverso. La línea discontinua corresponde a los retrasos en tiempo producto de una interfase inclinada. Se tiene una discontinuidad a 4 s que es muy somera para ser Moho continental.

Esta estación es muy interesante pues la interpretación se lleva a cabo utilizando información disponible de ambas componentes de las FR. Aunque en la FR radial hay varios pulsos positivos y negativos más o menos ordenados, no hay rasgos que se presenten a lo largo de todo el perfil. Por contraste en la FR transversal hay un conjunto de pulsos alrededor de los 10 s en los azimuths

inversos correspondientes al cuarto cuadrante que presentan un cambio de polaridad muy obvio; sin embargo, los correspondientes pulsos negativos están desfasados por 0.5 s. Esto conduce a pensar que en esta estación, a diferencia de las hasta ahora analizadas, la profundidad de la interfase inclinada ya es suficiente como para producir retrasos en tiempo apreciables que dependen del azimut inverso. La interpretación de este comportamiento es muy sencilla y de acuerdo a lo visto en la Sección 3.3 corresponde a una capa inclinada con dirección de inclinación cercana a los 20° con contraste de impedancias positivo. Esta dirección de inclinación aproximada se estima, además de por el cambio de polaridades en las FR transversales, porque el retraso en tiempo en el conjunto de FR con azimut inverso cercano a los 250° es mayor que para las FR con azimut inverso cercano a los 150° lo cual indica que la dirección de inclinación debe de estar más cercana al azimut inverso de este último conjunto de FR.

Adicionalmente, hay un conjunto de pulsos alrededor de los 8.9 s en las FR del cuarto cuadrante que exhiben, aunque no de forma tan obvia, el comportamiento inverso, lo cual es consistente en una capa de la misma inclinación pero con contraste de impedancias negativo, esto aunado a la presencia de un pequeño pulso positivo, y otro negativo en algunas de las FR radiales, lleva a concluir que estos dos pulsos constituyen la base y el techo de la placa subducida.

Ahora bien, en las FR radiales se tienen dos pulsos positivos bien definidos alrededor de 3.9 y 5.9 s. Ninguno de estos está presente en todo el perfil por lo cual es difícil decidir cuál de ellos corresponde al Moho continental. Analizando las FR transversales se ve que en 3.9 s hay un pulso positivo que atraviesa todo el perfil y que no es consistente ni con una capa plana, ni con una capa inclinada, ni con una capa plana con anisotropía. Por contraste, en 5.9 s hay casi cero energía en las FR transversales lo cual corresponde a una capa plana e isótropa. Por esta razón se define este pulso como el correspondiente al Moho continental.

Para esta estación, el retraso máximo entre las FR es de aproximadamente 1.9 s y debe de incrementar consistentemente conforme aumenta la profundidad de la placa subducida.

6.1.4 Estación Cuauhtémoc (TO.CUAU)

La estación TO.CUAU se ubica en el poblado de Cuauhtémoc, Oaxaca. Se encuentra 77 km al norte de la última estación analizada (TO.PARE), lo cual la ubica a 171 km del comienzo de la línea y a 329 km de la curva de isoprofundidad cero. En la Fig. 6.4 se muestran 20 s de las funciones receptor de esta estación.

Para esta estación se observan varios pulsos positivos y negativos muy prominentes, además, con el antecedente de la estación TO.PARE se debe tener cuidado en la interpretación pues se debe esperar un retraso mayor en los pulsos producto de la interfase inclinada.

Para llevar a cabo correctamente la interpretación en esta estación se buscaron los pulsos positivo y negativo correspondientes a la base y techo de la placa que se alinearan bien con cambios de polaridad en la transversal. Dicha interpretación se muestra en líneas discontinuas en la Fig. 6.5.

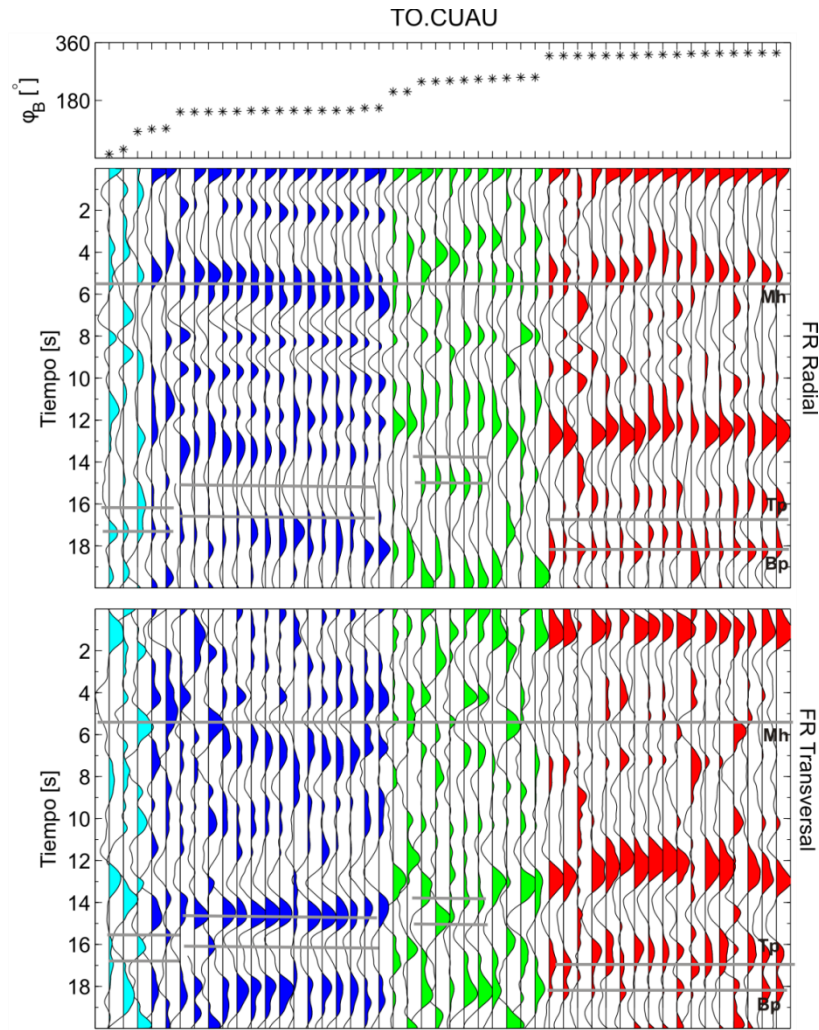


Figura 6.5, funciones receptor para la estación TO.CUAU con filtro SVD y ordenadas por azimuth inverso. La línea discontinua corresponde a los retrasos en tiempo producto de una interfase inclinada.

Hay varios puntos interesantes en esta interpretación. Primero, que la diferencia de tiempos entre las FR correspondientes a la placa subducida que se registran primero y las que se registran con mayor retraso ha aumentado a 3.5 s. Además, mientras que en la estación TO.PARE eran las FR correspondientes a los azimuts inversos del cuarto cuadrante las que presentaban mayor retraso, en esta estación son las FR con azimuth inverso alrededor de los 240°. Esto, aunado a los cambios de polaridad en la componente transversal, indica que aún se tiene una capa inclinada cuya dirección e inclinación es de sureste a noroeste, sin embargo, esta dirección de inclinación se estima ahora más

cercana a los 50° puesto que el cambio en los retrasos indica que la dirección de inclinación se encuentra más cercana al azimut inverso de 240° que al de 150°. Es decir, en algún lugar entre TO.CUAU y TO.PARE debió de cambiar la dirección de inclinación de la placa subducida.

Finalmente, se observa también un pulso positivo muy claro en la FR radial alrededor de los 5.6 s. Es interesante notar que este pulso positivo es doble para las FR de azimuts entre 170° y 200° y que no se observa para las demás FR. Esto es similar al doble pulso producto de una interfase plana con anisotropía transversal mostrada en la Fig. 3.9. Aquí se observan cuatro cambios de polaridad en las FR transversales, aunque es difícil precisar, dado que no hay FR en todos los azimuts, dónde se dan exactamente estos cambios de polaridad. Un punto a favor de la presencia de una capa anisótropa es que se observan de forma clara las variaciones de amplitud esperadas con el cambio de azimut en la FR radial y transversal; sin embargo, esta evidencia en favor de una capa anisótropa no es del todo concluyente, ya que el doble pulso también puede ser producto de una pequeña discontinuidad próxima al Moho y que se encuentre muestreada sólo por las FR provenientes de esos azimuts. Así que, en ausencia de funciones receptor con una mejor distribución azimutal, sólo se puede decir que hay indicios de una capa anisótropa que coincide con la base de la corteza continental.

6.1.5 Estación Tuxtepec (TO.TUXT)

La estación TO.TUXT se encuentra en el poblado de Tuxtepec, Oaxaca, a escasos kilómetros de la frontera con Veracruz. La estación se encuentra 110 km al noroeste del perfil y es una de dos estaciones que se encuentran fuera del perfil, Fig. 5.1. Si se proyecta su posición sobre la línea del perfil queda a 205 km al norte del inicio del perfil y a 363 km de la curva de isoprofundidad cero, lo cual ubica la proyección de la estación 33 km al norte de TO.CUAU. En la Fig. 6.5 se muestran los primeros 20 s de las FR.

En esta estación se observa un pulso inconfundible en las FR radiales en 4.1 s que además tiene un contenido de energía muy próximo a cero en las FR transversales. No es difícil entonces afirmar con confianza que éste corresponde a la discontinuidad del Moho y que no tiene una variación azimutal de importancia.

Ahora bien, para localizar las interfases correspondientes a la placa subducida es necesario mirar las FR transversales y buscar el cambio de polaridad asociado a una capa inclinada siguiendo el mismo procedimiento que en las estaciones anteriores, esto es que se debe tomar en cuenta que ya deben existir retrasos en tiempo importantes.

Haciendo esto se puede establecer la posición de los pulsos positivo y negativo correspondientes a la base y cima, respectivamente, de la placa y que se indica con línea discontinua en las FR radiales de la Fig. 6.5. Para confirmar que estos pulsos son de hecho los correspondientes a la placa se verifica el comportamiento de las FR transversales en esos tiempos y se encuentra que tienen los cambios de polaridad adecuados.

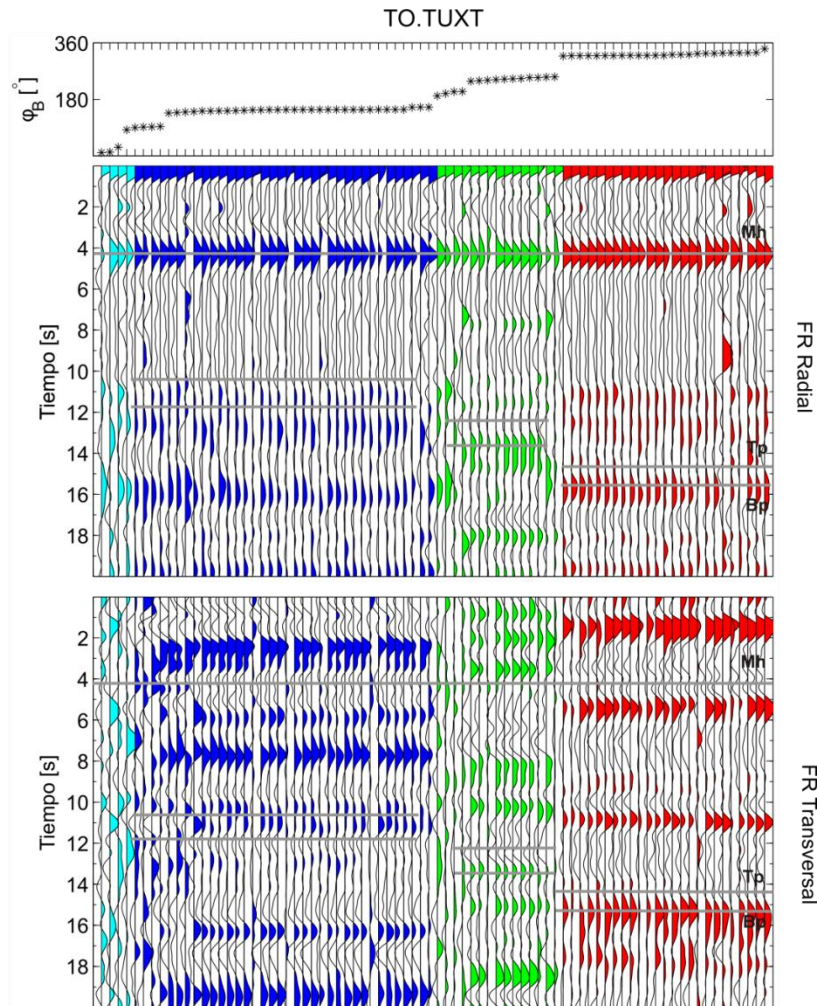


Figura 6.5, funciones receptor para la estación TO.TUXT con filtro SVD y ordenadas por azimut inverso. La línea discontinua corresponde a los retrasos en tiempo producto de una interfase inclinada.

Con esta información y, al igual que en TO.PARE, tomando en cuenta que las FR con retraso menor se encuentran en el 2º cuadrante, se tiene que la capa se inclina de sureste a noroeste con una dirección de inclinación aproximada de 20°.

El análisis de esta estación resulta importante pues denota importantes variaciones laterales en la geometría de la placa. La posición proyectada de TO.TUXT se encuentra más al norte que la de TO.CUAU y sin embargo en TO.TUXT se encuentra la placa en un tiempo menor (lo cual seguramente indica que se encuentra a una profundidad menor); además, la dirección de inclinación es distinta a lo que se esperaría si la placa fuera lateralmente homogénea.

Existe otra estación que se encuentra también fuera del perfil en el otro costado del mismo, TO.EGIP; sin embargo, el periodo de operación de esta estación no fue el suficiente como para acumular una buena cantidad de FR para llevar a cabo un análisis adecuado.

6.1.6 Estación Monte Pío (TO.MONT)

La estación TO.MONT se encuentra en el poblado de Monte Pío Veracruz, 25 km al norte de Catemaco en la costa del Golfo de México. Esta estación marca el final del perfil y se encuentra a 270 km de TO.SAMM y a 427 km de la curva de isoprofundidad cero. En la Fig. 6.7 se muestran 30 s de funciones receptor para esta estación con filtro SVD aplicado y ordenadas por azimuth inverso.

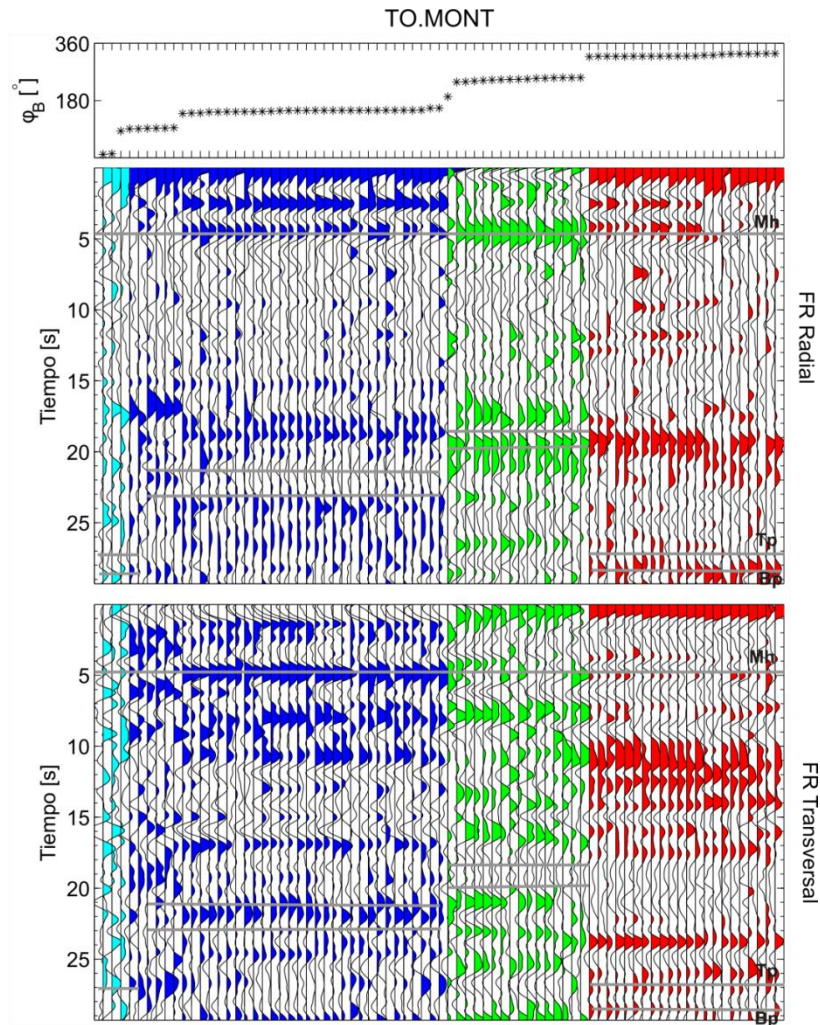


Figura 6.6, funciones receptor para la estación TO.MONT con filtro SVD y ordenadas por azimuth inverso. La línea discontinua corresponde a los retrasos en tiempo producto de una interfase inclinada.

Para ubicar la posición de la placa subducida es necesario repetir el procedimiento que hasta ahora se ha llevado a cabo para otras estaciones y utilizar ambas componentes de las FR y buscar un par de pulsos positivo-negativo que tengan el comportamiento adecuado. Dicho comportamiento será un pulso positivo a lo largo de toda la sección de las FR radiales correspondiente a la base de la placa,

un pulso negativo a lo largo de toda la sección, también en las FR radiales, y que la posición de esos pulsos coincida, en tiempo, con pulsos en las FR transversales que exhiban sólo un cambio de polaridad.

En la Fig. 6.7 se muestran con líneas discontinuas los pulsos que cumplen con los criterios antes mencionados; de nuevo se tiene una placa inclinada de sureste a noroeste que sigue con la tendencia de TO.CUAU, esto es, que dadas las características de los retrasos en tiempo, la placa se inclina, *grosso modo*, en la dirección 50°. La interpretación es consistente con lo visto hasta ahora pues la diferencia en retrasos de tiempo se incremento a casi 9 s.

Por otro lado, en las FR radiales hay dos pulsos positivos bien alineados alrededor de 2.5 s y de 4.8 s que podrían corresponder al Moho. Dado que, de acuerdo al modelo de Valdés et al. (1986), se tiene una velocidad promedio de 6.5 km/s para la corteza continental, se concluye que el pulso de 4.8 s corresponde al Moho, pues el pulso de 2.5 s correspondería a una corteza demasiado delgada y debe de ser producto de una discontinuidad más somera.

6.2 Apilados por azimut inverso

En esta sección se presentarán secciones de todo el perfil VEOX apiladas por azimut inverso. Las FR se apilan por azimut inverso para aumentar el cociente señal ruido, ya que el proceso de apilamiento tiende a preservar las señales coherentes y a destruir las incoherentes. Además, como se vio en la Sección 6.1, hay variaciones en tiempo importantes entre los distintos azimuts inversos para los pulsos correspondientes a la placa subducida, por esta razón sería impreciso presentar datos de todos los azimuts como un solo apilado de cada estación. Varios autores han sugerido algunos límites de apilamiento, por ejemplo, Owens (1984) sugiere apilar los datos en intervalos de 20° para azimut inverso y de 10°-15° para la distancia angular. Idealmente se quieren analizar datos de muchos azimuts inversos y distancias angulares; sin embargo, como se vio en las figuras de la Sección 6.1 y como se muestra en la roseta de la Fig. 6.7, no existen datos en todos los azimuts inversos. Con esto en mente se seleccionaron tres direcciones con un buen número de FR para presentar las secciones, teniendo cuidado que, además de tener una buena cantidad de FR, éstas fueran de buena calidad. En el primer cuadrante no hubo suficientes FR para hacer un apilado, en el segundo cuadrante se eligió la dirección de 320°-330°; en el tercer cuadrante, la de 240° a 260° y en el cuarto cuadrante, la dirección de 140°-150°.

En las Figs. 6.8, 6.9 y 6.10 se muestran las secciones obtenidas para los tres intervalos de apilamiento, en ellas se indican con marcas de estrella las posiciones obtenidas para las interfases a partir del análisis de la Sección 6.1. Además, se trazan líneas que estiman la posición del Moho y de la placa subducida.

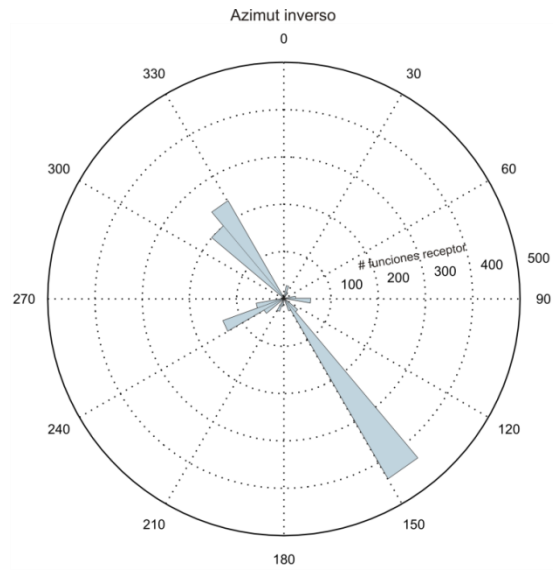


Figura 6.7, número de funciones receptor en función del azimut inverso.

FR Radiales apiladas, $\Phi = 140^\circ - 150^\circ$

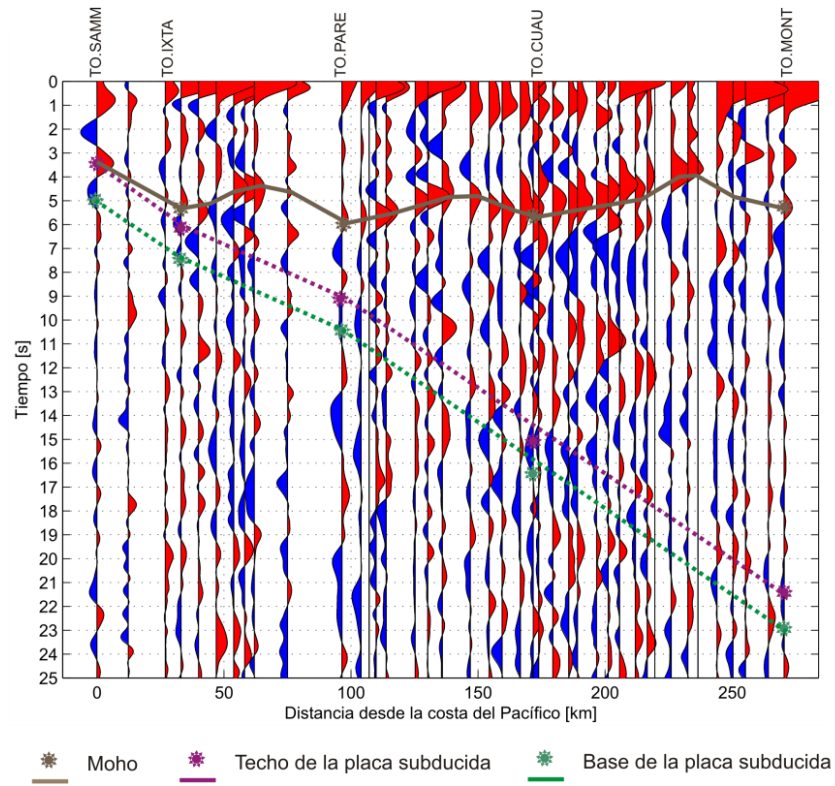
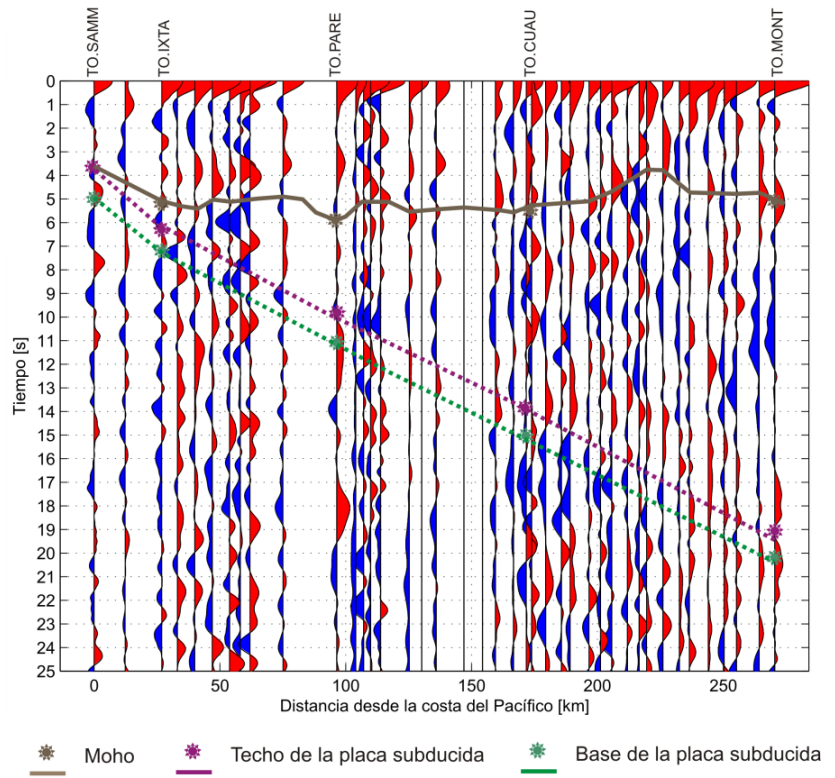


Figura 6.8, funciones receptor apiladas para el intervalo de azimut inverso de 140° a 150° , las líneas indican las posiciones inferidas de las interfases y las estrellas las posiciones estimadas del análisis de la Sección 6.1.

FR Radiales apiladas, $\Phi = 240^\circ - 260^\circ$

Figura 6.9, funciones receptor apiladas para el intervalo de azimut inverso de 240° a 260° , las líneas indican las posiciones inferidas de las interfases y las estrellas las posiciones estimadas del análisis de la Sección 6.1.



FR Radiales apiladas, $\Phi = 320^\circ - 330^\circ$

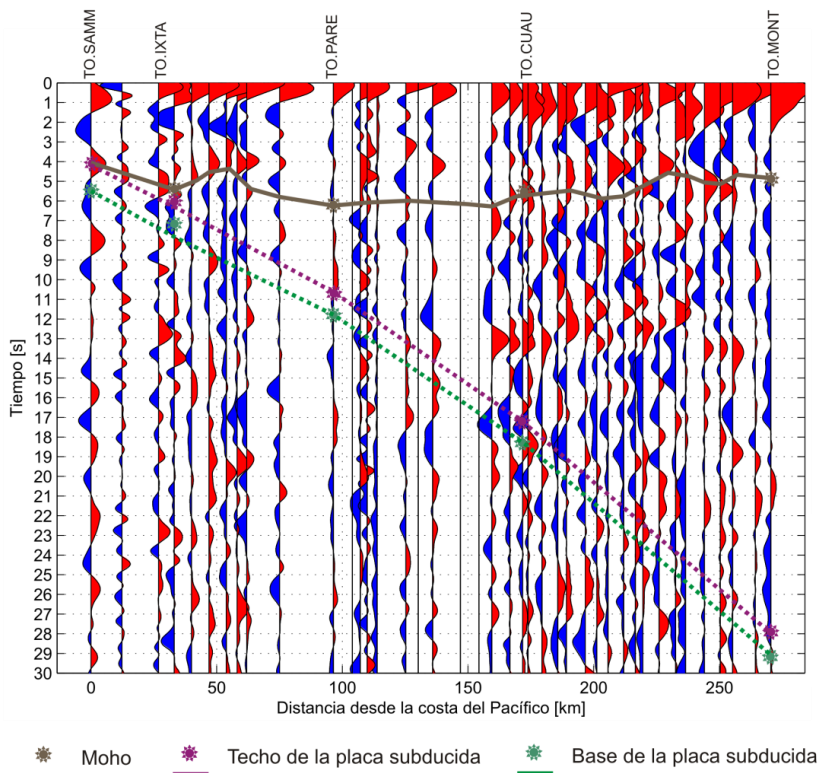


Figura 6.10, funciones receptor apiladas para el intervalo de azimut inverso de 320° a 330° , las líneas indican las posiciones inferidas de las interfases y las estrellas las posiciones estimadas del análisis de la Sección 6.1.

El primer punto interesante de estas secciones es que hay variaciones importantes en la discontinuidad de Mohorovičić, esto es, el Moho no es una interfase plana como usualmente se pretende. Además de las variaciones laterales observadas en el Moho durante el análisis de la Sección 6.1, con estas tres secciones se constata que la variación se da también a lo largo del perfil.

Es importante notar también que las líneas dibujadas para marcar el techo y la base de la placa subducida no corresponden exactamente a las posiciones de los pulsos positivos y negativos que indican su presencia, se pretende mostrarlas como líneas de tendencia general y no como una imagen precisa de la estructura de la placa. Esta imprecisión se debe a dos factores; primero, que la estructura seguramente no es del todo homogénea y hay variaciones en velocidad a lo largo del perfil, particularmente en el manto y corteza continentales, que producen retrasos diferenciales en tiempo de estación a estación. Segundo, que las variaciones en la topografía del Moho producen que para algunas estaciones haya, acumulativamente, más o menos material del manto lo cual incide directamente en el perfil de velocidades debajo de esa estación y producirá también retrasos diferenciales en tiempo. Sin embargo, en las líneas de tendencia de las tres figuras hay segmentos de buena longitud donde hay alineaciones de pulsos positivos y negativos.

Además se debe mencionar, que en las tres secciones pareciera que en el segmento más próximo a la trinchera la placa tiene una inclinación mayor que decrece conforme se aleja de la trinchera. Esto no necesariamente es un efecto de la geometría de la placa subducida. Más bien se debe a que cerca de la trinchera no hay material de manto entre ambas placas, o hay muy poco, por lo cual la velocidad promedio del trayecto será menor que para estaciones en las cuales hay un buen tramo de manto continental separando a las dos placas. Esto tiene el efecto que para una misma inclinación los retrasos en tiempo de estación a estación serán más apreciables y por tanto las pendientes tienden a parecer más inclinadas.

Por otra parte, se puede observar que en al menos dos de los perfiles (140° - 150° y 320° - 330°) hay, hacia los 100 km de distancia, un cambio de inclinación en la placa, haciéndose ésta más inclinada echado abajo. Finalmente vale la pena mencionar que estas secciones ratifican un punto importante del análisis por estación de la Sección 6.1, y es que, en efecto, en función del azimut hay retrasos en tiempo que, para las estaciones cerca de la costa del Pacífico no son muy importantes, pero que aumentan conforme la placa subducida profundiza, de tal suerte que para la estación TO.MONT hay una diferencia de casi 9 s entre el azimut inverso de 320° - 330° y el de 240° - 260° .

6.3 Transformación a profundidad

Para tener una mejor imagen de la estructura debajo del perfil VEOX resultó útil aplicar un procedimiento para transformar las funciones receptor radiales del dominio del tiempo al de la

profundidad, la teoría detrás de esta técnica se presenta en el Apéndice D. Para llevar esto a cabo se migraron las FR radiales utilizando el modelo IASP91 (Kennet & Engdahl, 1991). Hecho esto se tiene una imagen del perfil donde muchos rayos se cruzan ya que las FR provienen de diferentes azimuts inversos y de diferentes distancias angulares. Para magnificar las señales coherentes se toman celdas de 1 km por 1 km, hecho esto se promedian las amplitudes de todos los rayos que crucen esa celda y se le asigna una amplitud única. De esta forma las fases de las FR que sean coherentes en algún punto del espacio del perfil se magnifican y las fases incoherentes tenderán a anularse; esta metodología ha sido utilizada con éxito para obtener perfiles y mapas detallados de las discontinuidades asociadas a la zona de subducción de Japón (Yamauchi et al., 2003; Tonegawa et al., 2005).

En la Fig. 6.11 se muestra el perfil llevado a profundidad con la técnica descrita y sin la aplicación de filtro alguno. En esta figura se observa una señal positiva muy clara que oscila entre los 30-50 km que se interpreta como la discontinuidad del Moho.

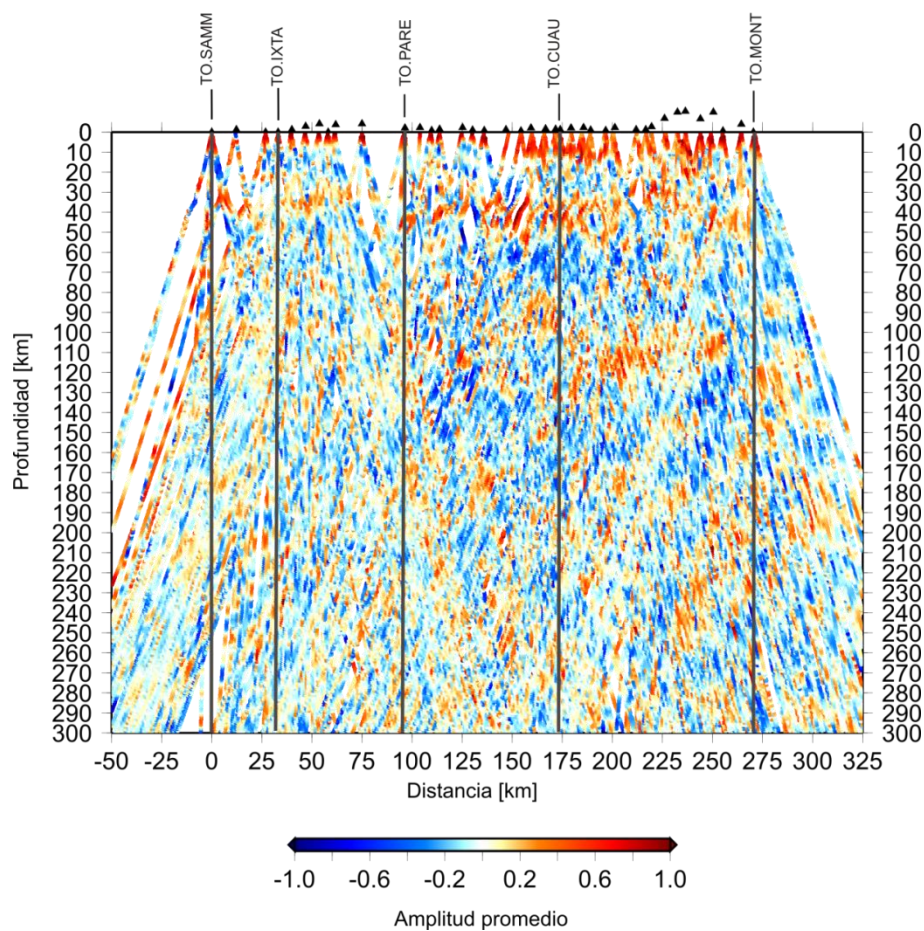


Figura 6.11, perfil VEOX llevado a profundidad sin la aplicación de filtro alguno, los triángulos sobre el perfil denotan la ubicación de las estaciones e indican las variaciones de topografía a lo largo del perfil exagerada 10 veces.

En la Fig. 6.11 se puede observar el Moho aunque no la señal correspondiente a la placa subducida, para potenciar las fases coherentes correspondientes al Moho y a la placa subducida se probaron una serie de filtros pasa-bandas tipo Butterworth de fase cero y de cuarto orden. Se aplicaron filtros desde los 0.05 Hz hasta los 2.0 Hz con diferentes anchos en la pasa-banda. En las Figs. 6.12 y 6.13 se muestran dos de estas figuras filtradas.

En la Fig. 6.13a se tiene el perfil con un filtro pasa-banda en 0.5-1.0 Hz y en la Fig. 6.13b se muestra la interpretación del perfil. Para llevar a cabo la interpretación se trazó exactamente la misma línea que representa el Moho en la Fig. 6.12b, aunque claramente éste no es visible en la Fig. 6.13a; sin embargo, se hizo esto para asistir en la interpretación. Aproximadamente a los 40-50 km de profundidad cerca de la estación TO.IXTA se observan nítidamente un conjunto de pulsos positivos alineados e inclinados, justo por encima de ellos se observa el correspondiente alineamiento de pulsos negativos. El pulso negativo comienza 10 km antes de la estación TO.IXTA, lo cual marca el inicio de la cuña de manto. Los pulsos positivo y negativo se pueden seguir hasta cerca de 90-100 km donde se vuelven difusos. Posteriormente, cerca de los 160 km de profundidad, a los 230 km de distancia, se recupera la señal del pulso negativo, la señal del pulso positivo se recupera hasta los 190 km de profundidad y cerca de los 275 km de distancia.

En la Fig. 6.13b se indica la posición del techo de la placa (en morado) y de la base de la placa subducida (en verde), con líneas continuas se indica la extensión que se puede seguir directamente en el perfil y con línea punteada las posición inferida de la misma. Es visible cómo hay alrededor de los 210 km de distancia un cambio de inclinación en la placa subducida.

Para claridad se construye otra figura, 6.14, en donde se cortó la parte correspondiente al Moho en la Fig. 6.12 y se pegó sobre la Fig. 6.13 para ilustrar en una única figura la presencia de la discontinuidad del Moho y de la placa subducida, hay que resaltar que esto es sólo un trabajo de edición de imágenes y no implica de ninguna forma un filtrado especial de las señales. En la figura se incluyen las líneas correspondientes a la interpretación realizada en las Figs. 6.12 y 6.13; es claro cómo el contacto entre la placa continental y la placa oceánica se da hasta los 15 km de distancia, punto en el cual comienza la presencia de la cuña de manto entre ambas placas.

Adicionalmente, en las Figs. 6.13 y 6.14, es aparente porqué los retrasos en tiempo analizados en las Secciones 6.1 y 6.2 pueden llegar a ser tan significativos, ya que si se siguen los rayos a ambos lados de una estación se observa cómo estos intersecan la placa subducida en profundidades bastante disímiles.

*

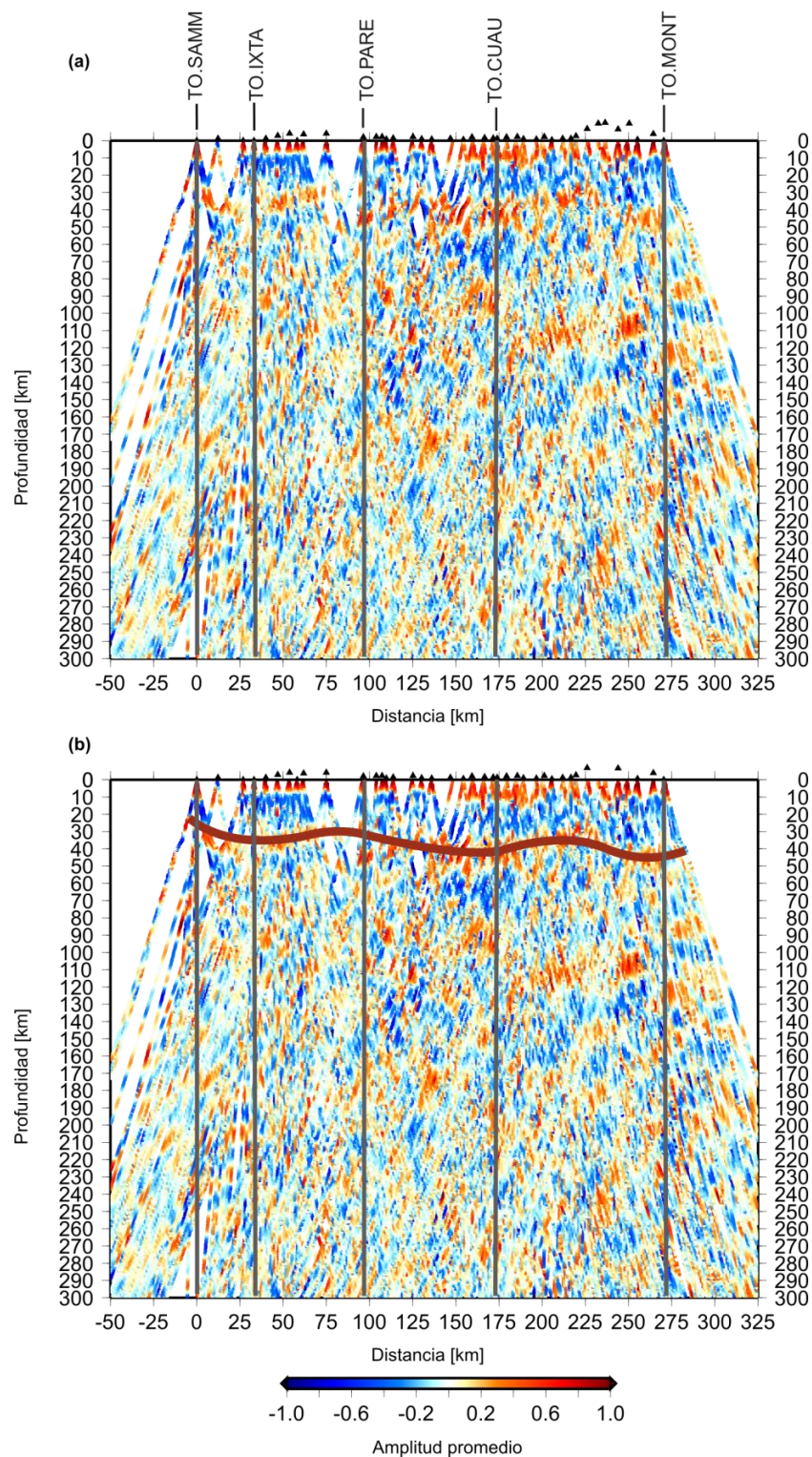


Figura 6.12, perfil VEOX transformado a profundidad con un filtro pasa-bandas aplicado (0.1-0.6 Hz). (a) Figura sin interpretación. (b) Interpretación de la ubicación de la discontinuidad del Moho (línea marrón).

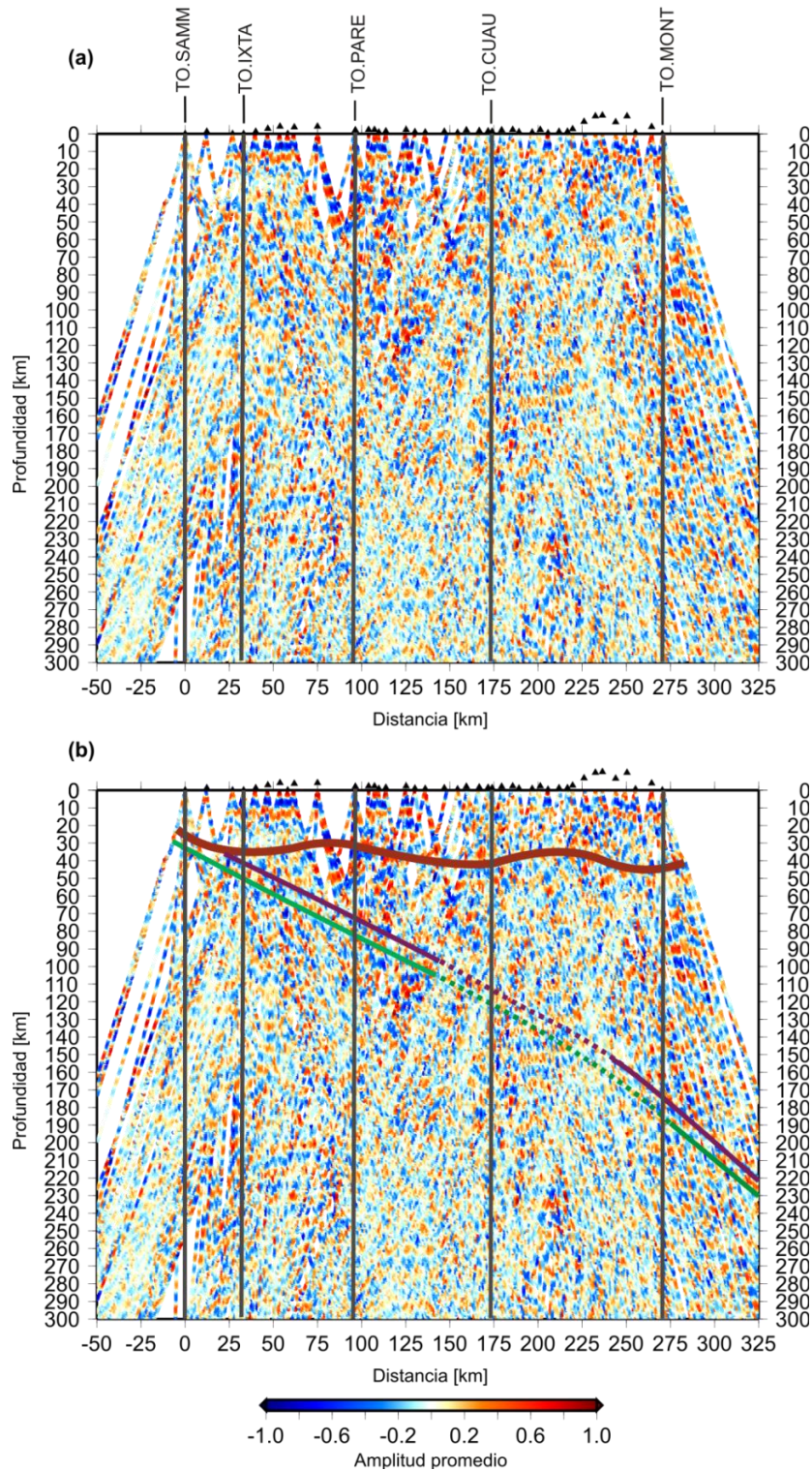


Figura 6.13, perfil VEOX transformado a profundidad con un filtro pasa-bandas aplicado (0.5-1.0 Hz). (a) Figura sin interpretación. (b) Interpretación de la ubicación de la base (verde) y el techo (morado) de la placa subducida, las líneas continuas indican las interfases que se pueden seguir directamente en la imagen y las líneas punteadas indican sus posiciones inferidas. La línea marrón que indica la posición del Moho fue tomada de la Fig. 6.12 y no fue interpretada directamente en esta figura.

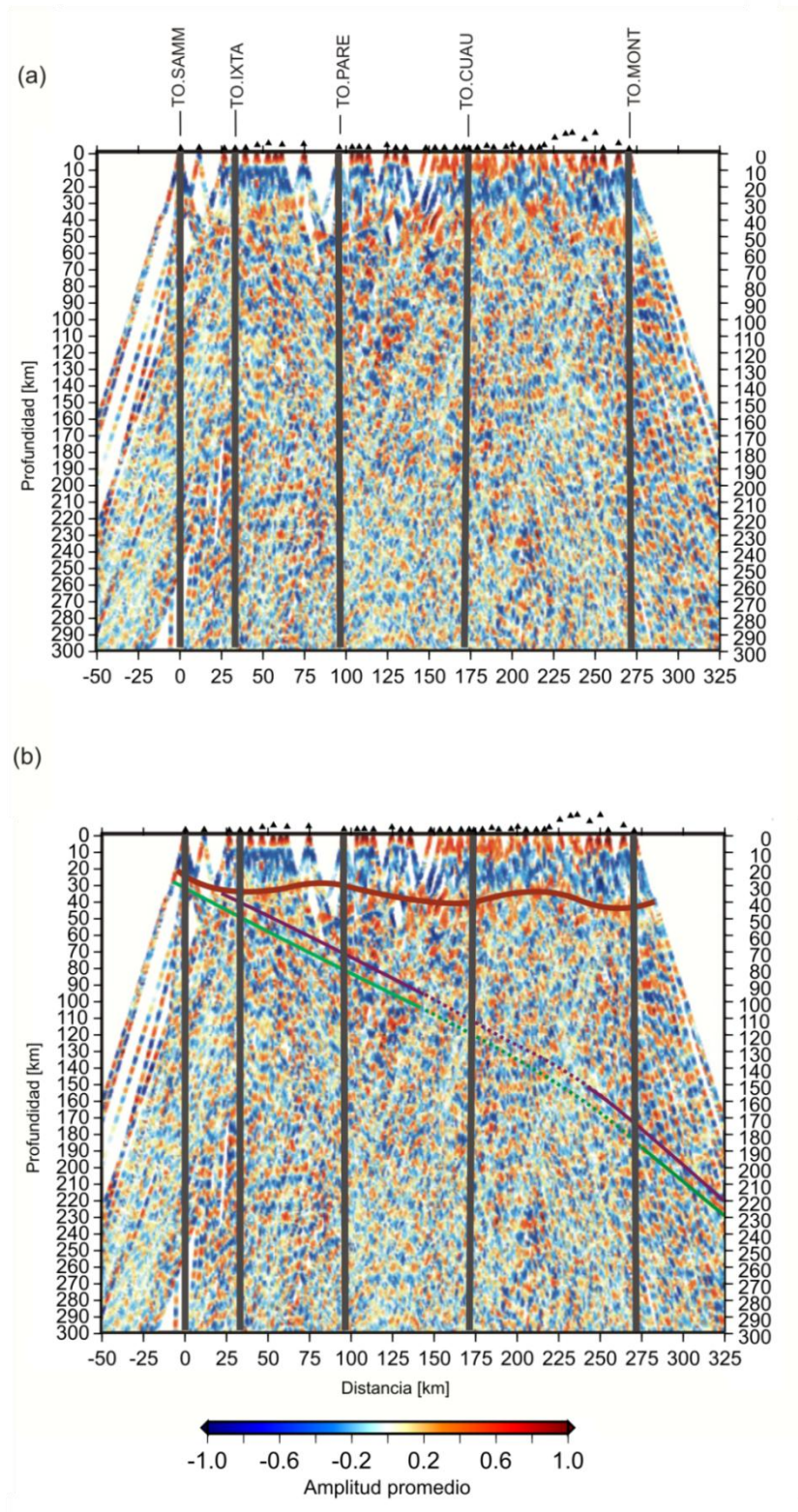


Figura 6.14, perfil VEOX transformado a profundidad. Figura combinada con la interpretación del Moho de la Fig. 6.12 y la de la placa subducida de la Fig. 6.13. (a) Figura sin interpretación. (b) Figura con interpretación

Capítulo 7: Discusión y conclusiones

A lo largo del Capítulo 6 se mostraron los resultados obtenidos a través del análisis de las FR calculadas. Cierra esta tesis con la discusión y conclusiones pertinentes a tres aspectos de lo hasta ahora observado: la geometría de la discontinuidad de Mohorövič, la geometría de la placa subducida y la evidencia de capas anisótropas a lo largo del perfil. En las siguientes secciones se contrastarán estos aspectos con lo mostrado por otros investigadores para producir un modelo final.

7.1 Geometría de la discontinuidad de Mohorövič

Los modelos más sencillos de la estructura terrestre contemplan capas planas o cascarones esféricos homogéneos. Éste es el caso del Moho, que usualmente se simplifica como una capa plana: Ponce et al. (1992) proponen un espesor uniforme de 43 km para la corteza continental en la zona del Istmo de Tehuantepec. En este trabajo se ha mostrado concluyentemente (Fig. 6.12) que la geometría de esta discontinuidad dista mucho de ser plana y es más bien bastante irregular. A lo largo de todo el perfil se observan importantes variaciones en el espesor de la corteza continental que oscila entre un máximo de 45 km y un mínimo de 29 km (Fig. 6.12). Adicionalmente, en la Sección 6.1 se mostró cómo en algunas estaciones hay importantes variaciones azimutales que corresponden a variaciones en la topografía del Moho.

En el caso del Moho oceánico, que constituye la base de la corteza de la Placa de Cocos en el punto donde ésta todavía está en contacto con la placa de Norteamérica, unos 15 km al sur de TO.SAMM, se encontró la discontinuidad a una profundidad de 33 km, lo cual contrasta de forma importante con el modelo de Valdés et al. (1986) (Fig. 5.9) que propone la presencia del Moho oceánico en donde termina el contacto entre placas, a una profundidad de 55 km. Aunque en dicho estudio se evaluó una zona más al poniente de la zona de subducción que en el presente trabajo, es importante notar que existe una diferencia de 12 km en cuanto a la ubicación de esta discontinuidad.

Para apuntalar los cálculos en lo que al espesor de la corteza continental se refiere, se han obtenido, en un trabajo paralelo, las profundidades del Moho para las estaciones analizadas en la Sección 6.1 utilizando el algoritmo de inversión de Zhu & Kanamori (2000) (X. Pérez Campos, comunicación personal, de aquí en adelante se le denomina Pérez-Campos, 2009). Con este método se invierte de forma conjunta, utilizando las FR radiales, para la profundidad del Moho y el valor de $k = v_p/v_s$ utilizando un apilado de las fases Ps, PpPs y PpSs+PsPs. En la Fig. 7.1 se muestra un ejemplo del resultado de dicha inversión. Adicionalmente se toman datos de Espíndola Castro (2009), quien

utilizando FR en las estaciones del Servicio Sismológico Nacional estima la profundidad del Moho, Bravo et al. (2004) también obtienen la profundidad del Moho en una estación muy próxima a TO.SAMM; en la Tabla 7.1 se muestra la comparación entre estos resultados y los obtenidos en el Capítulo 6.

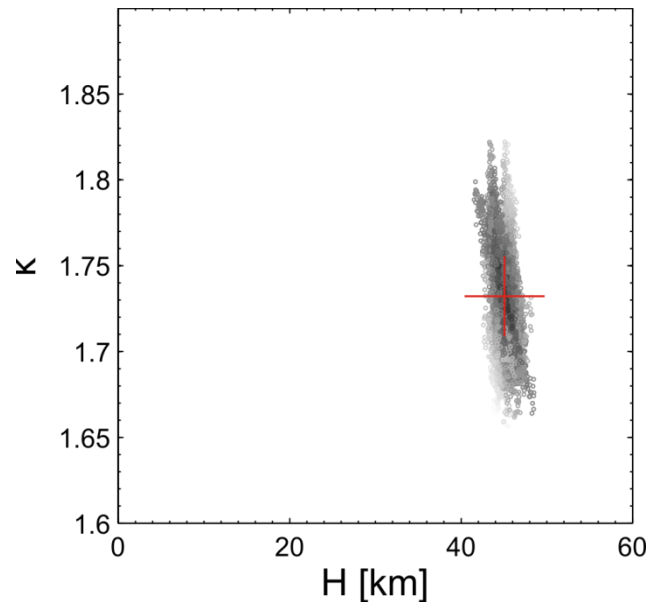


Figura 7.1, superficie de apilamiento Hk para la estación TO.CUAU, la cruz roja indica la mejor solución.
Figura cortesía de X. Pérez Campos.

Tabla 7.1, comparación de las profundidades obtenidas para el Moho.

Estación	Pérez-Campos (2009)	Espíndola Castro (2009)	Bravo et al. (2004)	Este estudio
TO.SAMM	24.6 km	-	$28.5 \pm 3.5 \text{ km}^b$	26 km
TO.IXTA	32.8 km	-		35 km
TO.PARE	28.0 km	29.3 km^a		31 km
TO.CUAU	45.0 km	-		42 km
TO.MONT	23.8 km	23.7 km^a		43 km^c

(a) Para el estudio de Espíndola Castro (2009) se comparó TO.PARE con CMIG operada por el SSN y para TO.MONT se comparó con la estación TUIG, también operada por el SSN. (b) Para el trabajo de Bravo et al. (2004) se comparó TO.SAMM con una estación temporal llamada HUA operada por CFE. (c) Ver discusión sobre la diferencia en el texto.

En esta tabla se observa que para cuatro estaciones hay un excelente acuerdo entre lo obtenido de la sección en profundidad y lo obtenido por Pérez-Campos (2009), por Espíndola Castro (2009) y por Bravo et al. (2004). Sin embargo, la estación TO.MONT presenta importantes variaciones

que no pueden ser ignoradas. Si se reevalúan las secciones apiladas por azimuth inverso, Figs. 6.9, 6.10 y 6.11, a la luz de esta nueva información, se puede observar que, asumiendo una velocidad cortical de 6.2 km/s en esa zona (Espíndola Castro, 2009), hay un pulso alrededor de 3.2 s que se correlaciona bien con la información de la Tabla 7.1. Dicho esto, en la Fig. 7.2 se muestran las secciones reinterpretadas donde aun se indica la posición propuesta originalmente en el Capítulo 6 para el Moho en esa zona.

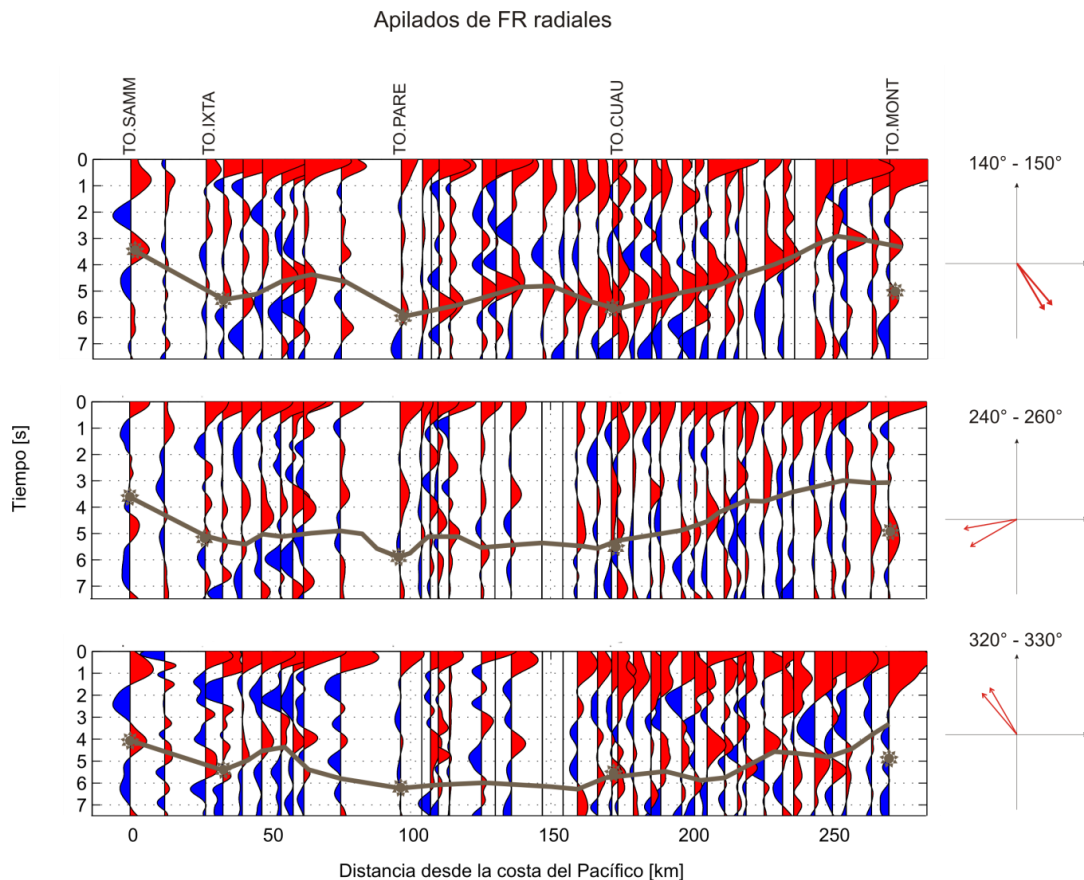


Figura 7.2, apilados de FR radiales por azimuth inverso reinterpretados para mostrar la posición del Moho (línea marrón). Las estrellas marrones muestran las posiciones originales propuestas para el Moho (Capítulo 6). A la derecha de cada perfil se indica el azimuth inverso de las FR utilizadas.

Las diferencias en amplitud para el pulso correspondiente al Moho en la zona de TO.MONT sugieren que la discontinuidad tiene una dirección de inclinación de noroeste al sureste, pues las FR del azimuth inverso 140°-150°, que corresponderían a la dirección echado abajo, tienen la mayor amplitud, mientras que las FR del azimuth inverso 320°-330°, que corresponderían a la dirección echado arriba, tienen la amplitud menor y las FR del azimuth inverso 240°-260°, que corresponderían a una posición intermedia, tienen una amplitud entre los dos extremos. Esto sugiere que el Moho se adelgaza del continente hacia el Golfo de México.

7.2 Geometría de la placa subducida

Como se discutió en la introducción, el objetivo primario de este trabajo de tesis es ubicar la Placa de Cocos conforme ésta subduce debajo de la Placa de Norteamérica y caracterizar su geometría. Las Secciones 6.1 y 6.2 fueron un análisis en el dominio del tiempo cuyo objetivo fundamental fue sentar bases sólidas para la culminación de la Sección 6.3, en donde se obtuvo una sección transformada al dominio de la profundidad que permite una visualización parcial de la placa subducida (Fig. 6.14), en ella se puede seguir la placa hasta los 100 km de profundidad, punto en el cual su localización se dificulta durante los próximos 60 km para recuperar su traza hacia los 160 km de profundidad.

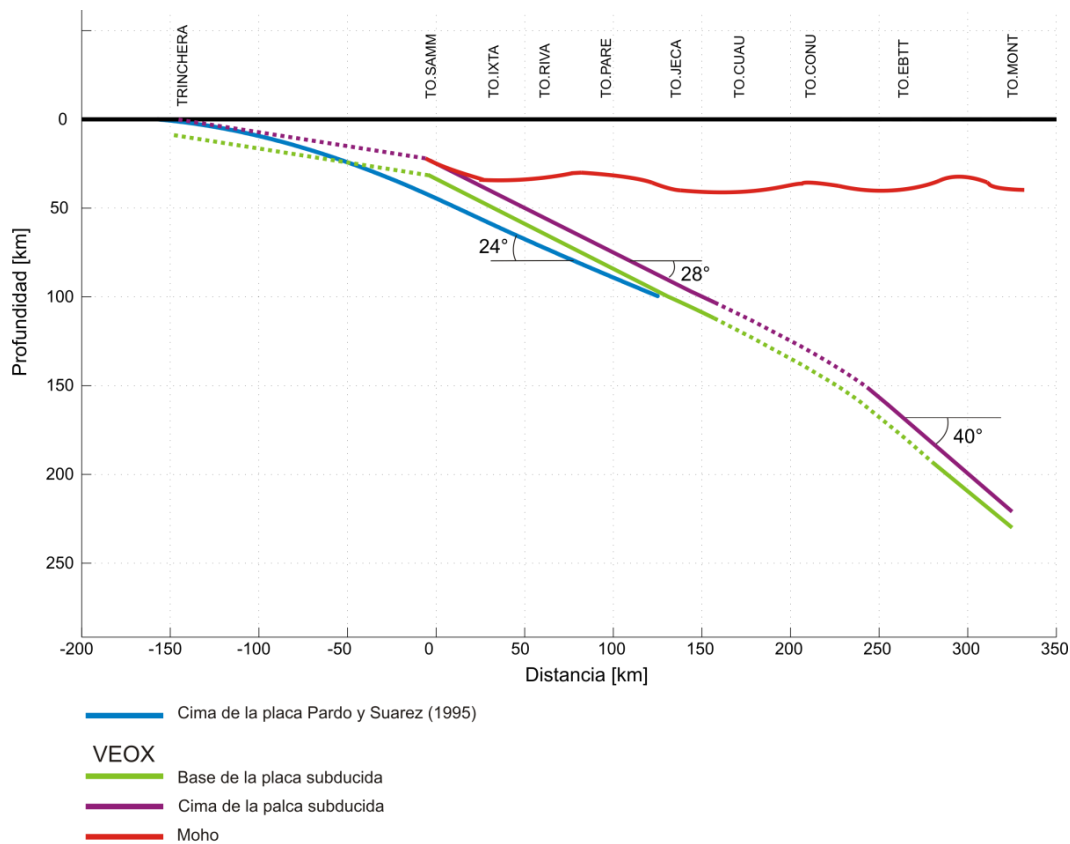


Figura 7.3, comparación entre los resultados obtenidos en este estudio y los resultados obtenidos por Pardo & Suárez (1995). Las líneas continuas indican las posiciones de las estructuras determinadas directamente de la Fig. 6.14, las líneas discontinuas indican las posiciones inferidas.

Con respecto a los trabajos previos que existen sobre la geometría de la zona de subducción mexicana, quizás el más relevante (al menos por el número de veces que ha sido citado) sea el de Pardo & Suárez (1995), en la Fig. 7.3 se muestra un comparativo entre lo que ellos proponen para la geometría de la placa en un perfil idéntico al de VEOX y lo que se propone en este trabajo. En esta

figura se ha separado a la placa en tres segmentos, uno desde la trinchera hasta la primera estación (TO.SAMM) y otros dos segmentos, esencialmente rectos, separados por un ligero arco. Se presentan los ángulos de inclinación observados sólo para los segundos dos segmentos pues en el primero no hay información alguna de funciones receptor y la posición mostrada es inferencial.

Estudiando la Fig. 7.3, se puede observar que el ángulo de inclinación propuesto por este trabajo para el segmento comprendido entre TO.SAMM y aproximadamente los 170 km de distancia es ligeramente mayor (28°) que el propuesto por Pardo & Suárez (1995) que es de 24° . Además, la posición que se propone para la placa es, al menos hasta los 100 km de profundidad, consistentemente más somera que la propuesta por Pardo & Suárez (1995). Como consecuencia de esto, el ángulo de inclinación inicial de la placa (de los 0 km a los 20 km de profundidad) debe de ser menor que el propuesto por esos autores. Para el tercer segmento se calcula una inclinación de 40° que no puede ser comparada con la de Pardo & Suárez (1995), ya que ellos, al estimar la posición de la placa utilizando la sismicidad local, no pudieron establecer su ubicación más allá de los 100 km de profundidad.

Ahora bien, estos ángulos de inclinación constituyen los echados aparentes de la placa pues el perfil, como se ve en la Fig. 5.1, no se encuentra en una dirección ortogonal al rumbo de la placa. Aunque es difícil definir un único rumbo para la placa dadas sus importantes variaciones laterales en cuanto a geometría, se puede tomar una dirección general de inclinación, que, para la zona del perfil VEOX se toma como N 20° E (Fig. 7.4).

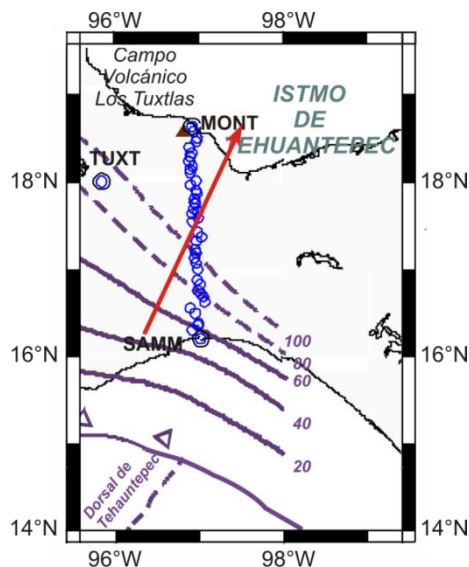


Figura 7.4, detalle del mapa de la Figura 5.1 en donde se muestra la dirección de inclinación N 20° E (flecha roja) tomada para el cálculo de los echados reales. Los círculos indican las posiciones de las estaciones VEOX y las líneas moradas las curvas de isoprofundidad de Pardo & Suárez (1995)

El perfil VEOX tiene una orientación que para fines prácticos puede ser considerada como Norte-Sur con lo cual se puede considerar la ecuación clásica de la geología estructural que permite transformar un echado aparente en un echado real:

$$\tan(\alpha) = \cos(\beta) \cdot \tan(\lambda), \quad (7.1)$$

donde α es el echado aparente, β , el ángulo entre las direcciones del echado real y el echado aparente y λ el echado real. En esta caso se utiliza un valor de $\beta = 20^\circ$. En la Tabla 7.2 se muestra una síntesis de las direcciones de inclinación calculadas utilizando esta expresión, aunque en un punto, unos 200 km más al poniente, se muestra, como referencia, el ángulo obtenido por Valdés et al. (1986) para ilustrar las importantes variaciones laterales en la geometría de la placa.

Tabla 7.2, echados reales de la placa subducida

Profundidad (km)	Valdés et al. (1986)	Pardo y Suárez (1995)	Este estudio
20-80	12°	25°	30°
80-100	-	25°	30°
100-150	-	-	30°
150+	-	-	42°

Se ha visto que la geometría propuesta para la placa subducida es ligeramente distinta en cuanto a su ángulo de inclinación a la información obtenida de otras fuentes. Sin embargo, lo mismo es cierto solo de forma parcial para la discontinuidad de Mohorövičić (Sección 7.1), ya que aunque hay un buen acuerdo entre la información de las FR y la obtenida para buena parte del perfil, para la zona del campo volcánico de los Tuxtlas hay una discrepancia entre lo obtenido en este estudio y lo reportado por otros autores que no puede ser ignorada. Yamauchi et al. (2003) mostró que en general se puede asumir que en la determinación de la profundidad utilizando la técnica de la proyección inversa de las funciones receptor, se tiene una incertidumbre de ± 3 km. Sin embargo, las diferencias de profundidad para la estación TO.MONT son tales que no se pueden atribuir a incertidumbres en la medición. De la discusión de la Sección 7.1, se concluye que el error es producto de una discontinuidad de un contraste de impedancias positivo notable cerca de los 45 km de profundidad que dificulta la interpretación de la posición del Moho. A la luz de la información que proveen los dos trabajos citados en la Tabla 7.1, se reinterpreta la posición del Moho para la porción norte del perfil. En la Fig. 7.5 se muestra la propuesta final de este trabajo en cuanto a la geometría de las placas de Cocos y de Norteamérica para la región del Istmo de Tehuantepec.

Finalmente, y con respecto a la geometría propuesta para la placa subducida vale la pena analizar la relación que guarda ésta con la sismicidad de la zona. En la Fig. 7.6 se muestra la

comparación entre la geometría final propuesta (incluyendo las modificaciones al Moho) y la sismicidad obtenida del catálogo del SSN en una franja de 50km de ancho centrada a lo largo del perfil y los hipocentros calculados por Pardo & Suárez (1995) en una franja de 100 km de ancho centrada a lo largo del perfil. Adicionalmente se muestran las posiciones propuestas por Bravo et al. (2004) para la zona de Wadati-Benioff y para el Moho.

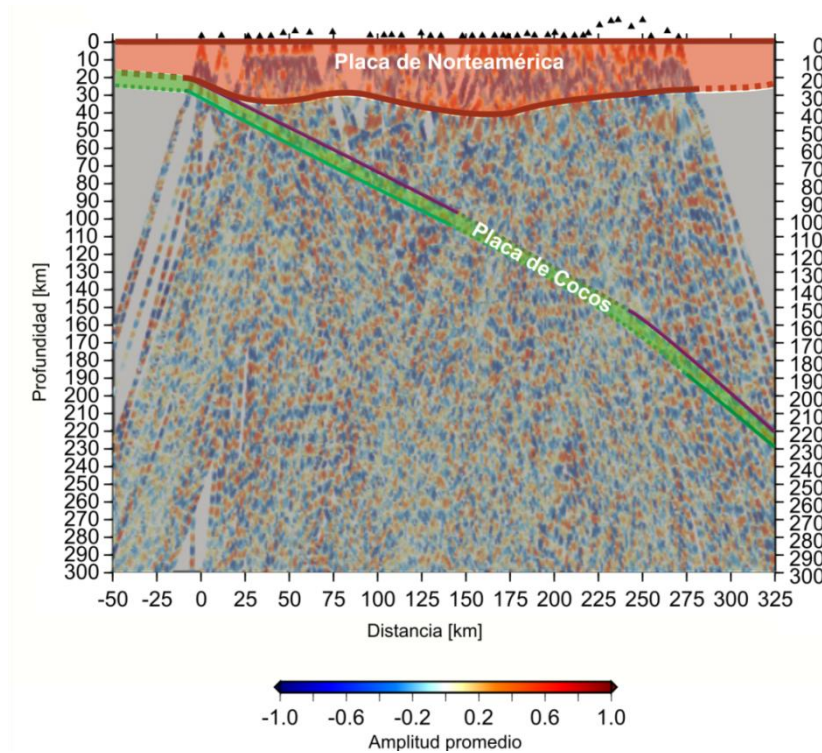


Figura 7.5, modelo final para las placas de Cocos y de Norteamérica en la zona del Istmo de Tehuantepec, las líneas discontinuas indican las posiciones inferidas de las mismas.

En la Fig. 7.6 se observa que aunque tres de los hipocentros calculados por Pardo & Suárez (1995) quedan cerca de la posición propuesta para la placa y que algunos de los hipocentros calculados por el SSN también, en su gran mayoría los hipocentros se encuentran consistentemente unos 30 km por debajo de la base de la placa subducida. Adicionalmente, las posiciones propuestas por Bravo et al. (2004) para la zona de Wadati-Benioff en el segmento comprendido por el perfil VEOX, se encuentran aun a mayor profundidad (unos 50 km por debajo de la base de la placa), aunque su tendencia general tiene un ángulo de inclinación muy similar al ángulo de inclinación de la placa subducida. Existen varias explicaciones para este comportamiento aparentemente discrepante. Primero, que la zona de Wadati-Benioff no necesariamente ha de corresponder a la ubicación de la corteza oceánica lo cual dificulta la comparación directa entre las dos pues son extensiones distintas

de la zona de subducción, además, las localizaciones del SSN tienen una dispersión grande pues no han sido cuidadosamente relocalizadas. Existe ahora un proyecto de tesis de licenciatura, aún en curso, cuya meta es relocalizar eventos cercanos al perfil utilizando las estaciones del SSN y las estaciones VEOX (Arturo Iglesias, comunicación personal), con lo cual se espera despejar estas incertidumbres. Por otro, los resultados de Bravo et al (2004) tienen una incertidumbre de 10 km en profundidad lo cual aunado a los 3 km de incertidumbre en los resultados de este trabajo y que el modelo de velocidades utilizado por Bravo et al. (2004) para localizar los hipocentros (Valdés et al., 1986) y el modelo utilizado en este trabajo (IASP91) son distintos, dificulta la comparación directa aún más.

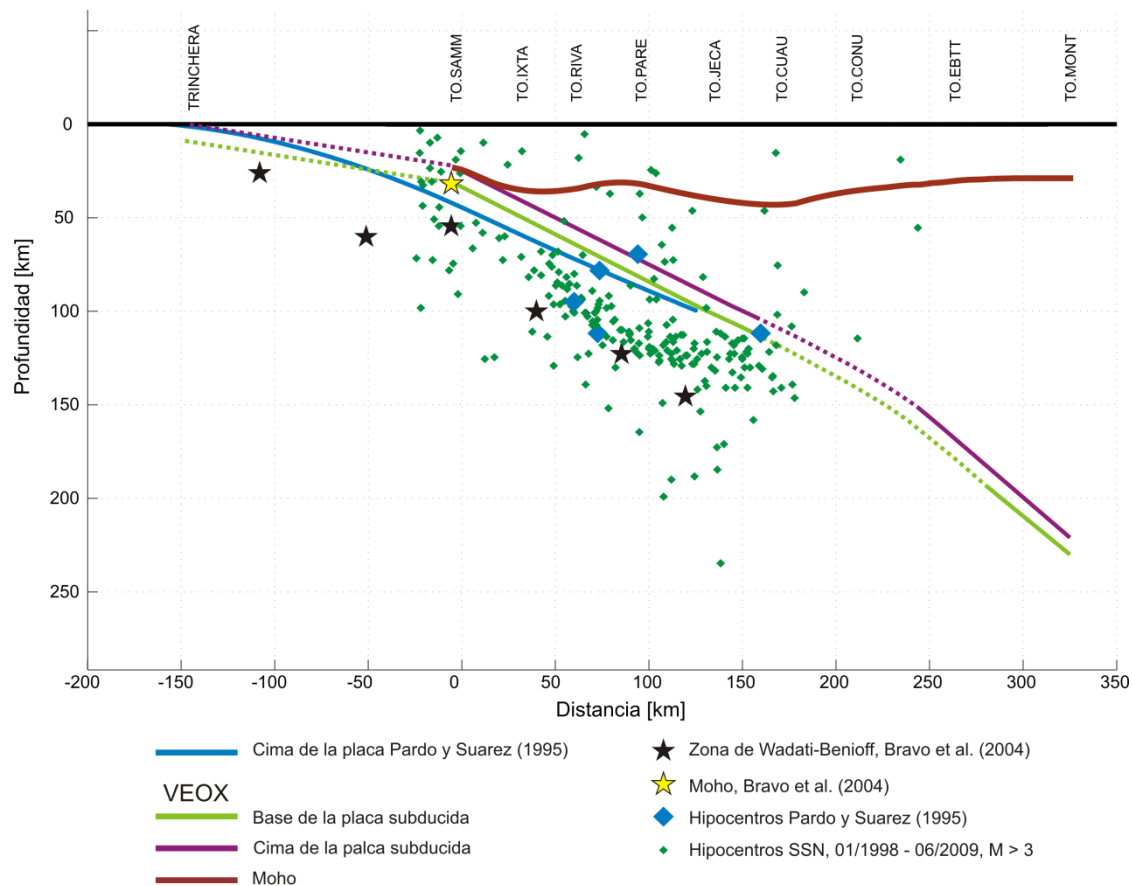


Figura 7.6, comparación entre la geometría propuesta por este trabajo y la sismicidad según Pardo & Suárez (1995) y el SSN. Además, posiciones de la zona de Wadati-Benioff y del Moho según Bravo et al. (2004).

Sin embargo, existen casos, por ejemplo en la zona de subducción del Estado de Guerrero (Pacehco & Singh, 2009) en donde la sismicidad intraplaca se ubica casi por completo en el manto oceánico por debajo de la corteza oceánica, con esto en mente no es del todo sorprendente que las localizaciones de los sismos en la zona tiendan a estar por debajo de la ubicación propuesta para ésta aunque se debe estudiar la situación con mayor detalle en trabajos futuros.

7.3 Evidencias de anisotropía

A lo largo del análisis de las secciones por estación se encontraron evidencias, aunque no del todo concluyentes, de la presencia de una capa anisótropa en la base de la corteza continental, especialmente para las secciones vecinas a la estación TO.CUAU (Fig. 6.5 y Apéndice C). Existen un par de trabajos que evalúan la anisotropía en la zona, el primero de ellos (Van Benthem & Valenzuela, 2007) caracteriza los parámetros de anisotropía (tiempo de retraso y dirección eje de polarización rápida) para el manto superior en el territorio mexicano utilizando las estaciones del SSN. El segundo es un trabajo en curso que está utilizando las estaciones de VEOX para obtener parámetros de anisotropía a lo largo del perfil (Díaz et al., 2008), ambos trabajos utilizan las fases SKS y SKKS para definir estos parámetros. Los resultados finales del primer trabajo y preliminares del segundo se muestran sintetizados en la Fig. 7.7.

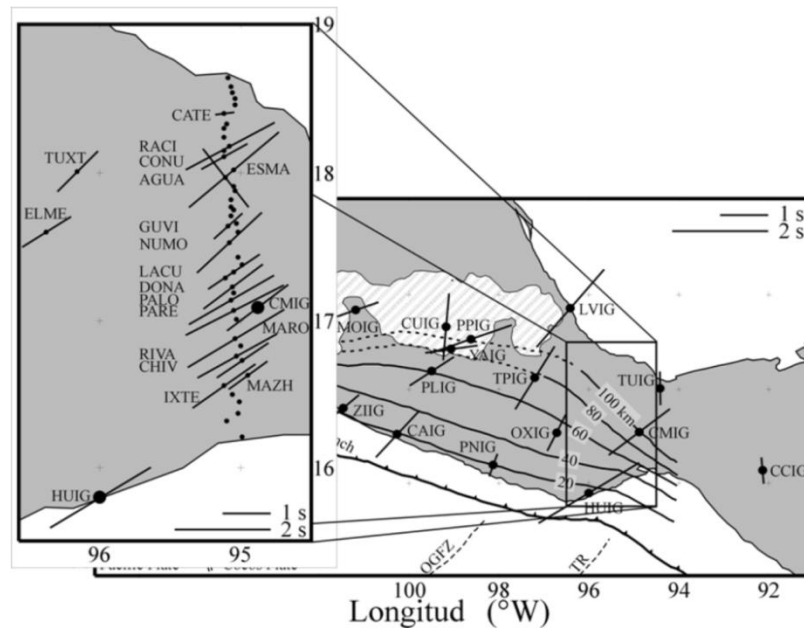


Figura 7.7, parámetros de anisotropía para las estaciones del SSN (sufijo IG) y para las estaciones del perfil VEOX (recuadro). Figura cortesía de Raúl Valenzuela.

En la Fig. 7.8 se muestran los primeros 8 s de la sección en tiempo de la estación TO.CUAU, analizada en el Capítulo 6. Se han eliminado algunas FR ruidosas o que escapan a la tendencia general del perfil (se indica cuáles en la figura). Reinterpretando la sección con la información que proveen trabajos previos sobre anisotropía, se puede ver que los cuatro cambios de polaridad están claros aunque, dada la cobertura azimutal no se pueden precisar, solo se les puede otorgar un intervalo en el cual es posible encontrarlos, en la Tabla 7.3 se comparan los resultados obtenidos con los de Díaz et al. (2008).

De este análisis se observa que dos de las direcciones de cambio de polaridad quedan bien acotadas en lo establecido por Díaz et al. (2008), y dos de ellas quedan 13° por encima del intervalo definido en este trabajo, sin embargo si se aplica una rotación levógira de 13° o más, las cuatro direcciones de cambio de polaridad quedan en los intervalos definidos en la tabla 7.3. Esto puede ser explicado porque los cálculos de Díaz et al. (2008) son para la estación TO.GUVI y aunque ésta se ubica cerca de TO.CUAU puede haber alguna variación local en cuanto a la dirección de los ejes anisótropos. El retraso en tiempo, estimado en las FR radiales coincide con el propuesto por Díaz et al. (2008); aunque en ese trabajo no se ha podido cuantificar aún la profundidad ni el espesor de la zona anisótropa (R. Valenzuela, comunicación personal) y a pesar de la ligera discrepancia en cuanto a las direcciones de los cambios de polaridad, se concluye que, en efecto, se tiene una capa anisótropa en la corteza continental inferior.

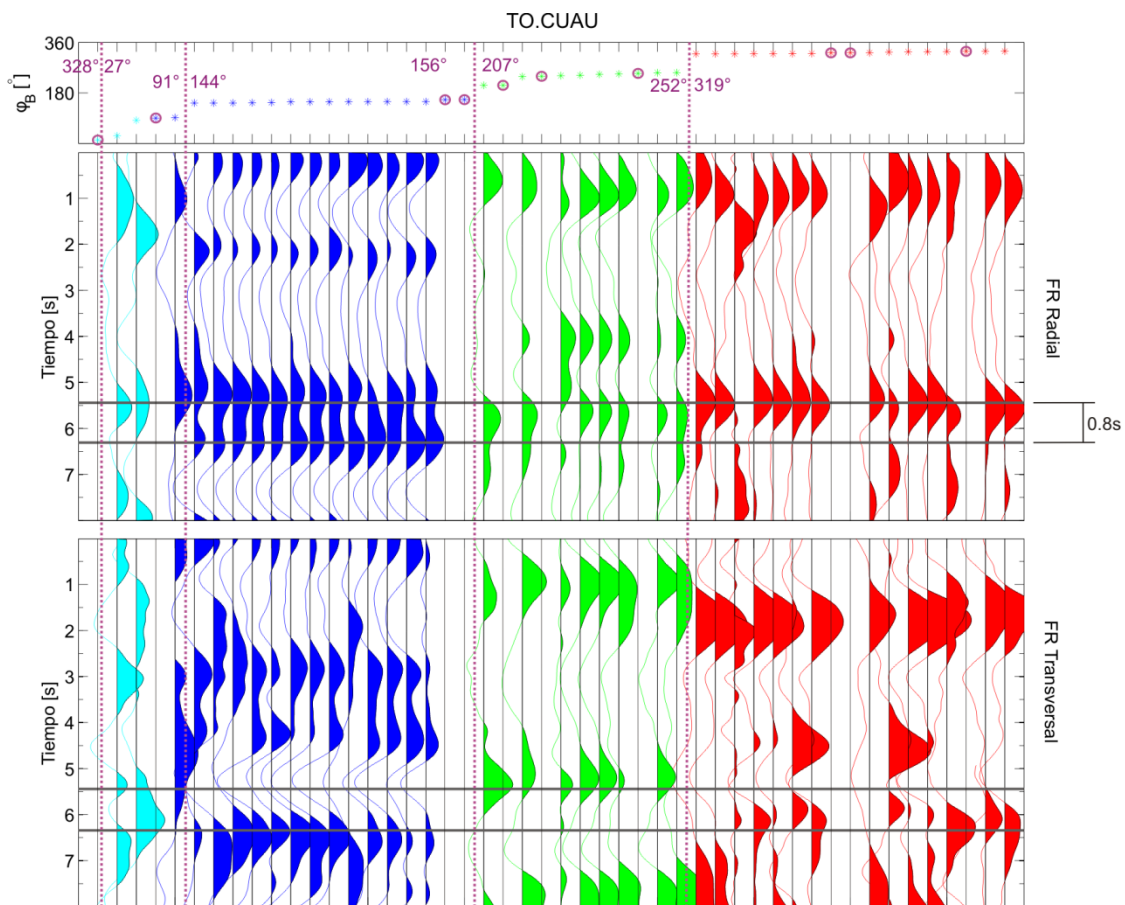


Figura 7.8, anisotropía en la estación TO.CUAU. Con líneas moradas verticales se indican los cambios de polaridad en las FR transversales y el azimut inverso de la FR inmediatamente adyacente al cambio de polaridad. Se indica también el retraso en tiempo en el doble pulso medido en la FR radial. Las FR omitidas se indican con un círculo morado en el recuadro de azimuts inversos.

Aunque en este caso particular se tiene evidencia de anisotropía para las capas más profundas de la corteza continental, hay indicios en las FR calculadas para algunas estaciones (Apéndice C) de que existen capas anisótropas a mayor profundidad; sin embargo, un análisis detallado de esto escapa al alcance del presente trabajo.

Tabla 7.3, azimuts de los ejes de cambio de polaridad en la zona de la estación TO.CUAU

Parámetro	Díaz et al. (2008)	Este estudio
Cambio de polaridad 1	40°	328°-27°
Cambio de polaridad 2	130°	92°-144°
Cambio de polaridad 3	220°	156°-207°
Cambio de polaridad 4	310°	252°-319°
Retraso (δt)	0.8 s	0.8 s

7.4 Comentarios finales

A pesar de la notable diferencia entre el espesor de la corteza para las últimas estaciones del perfil obtenido por otros autores y lo interpretado inicialmente en este estudio, el objetivo central del trabajo, caracterizar la geometría de la placa de Cocos conforme subduce debajo de la placa de Norteamérica fue cumplido cabalmente. Además se logró establecer un modelo de la geometría de la discontinuidad del Moho y validar, con base en el comportamiento de las polaridades de las FR transversales, la existencia de anisotropía en la base de la corteza en al menos una estación del perfil.

Aunque la geometría de las placas de Cocos y Norteamérica ha quedado bien constreñida y se le ha comparado con trabajos previos para apuntalar las conclusiones de este estudio de funciones receptor, aún queda trabajo por hacer en cuanto a mostrar la solidez del modelo. Un aspecto clave es la evaluación de la sismicidad en una zona cercana al perfil pues ésta será evidencia invaluable para validar o revocar el modelo. Otra forma de verificar el modelo es introducir pequeñas variaciones en el modelo de velocidades (por ejemplo utilizando el modelo de Valdés et al. (1986) para la parte somera de la corteza y IASP91 para la parte profunda) utilizado para verificar si hay cambios drásticos en la geometría observada (Yamauchi et al., 2003; Tonegawa et al., 2005). De tener un modelo adecuado no deberían de existir cambios importantes en la geometría observada.

Adicionalmente hay que reconocer que cualquier error en la determinación de las geometrías de las placas puede bien ser producto de los numerosos supuestos que se asumen para ejecutar un estudio de FR como éste. Un supuesto que claramente no se cumple se discutió en la Sección 7.3 y es que toda la energía que incide sobre la estación de banda ancha está contenida en el plano del perfil. Se mostró concluyentemente que existen efectos de anisotropía y que éstos no son deleznales,

prácticamente, esto producirá que haya una rotación del contenido de energía hacia afuera del plano del perfil y la metodología no contempla esto. Aun así, es necesario hacer simplificaciones para llevar a cabo cualquier análisis y conforme avancen el campo y las técnicas se irán incorporando herramientas más completas al arsenal sismológico.

Es importante también reconocer que aunque en este proyecto se mostró la estructura bidimensional de la placa subducida a lo largo del perfil VEOX, también es posible concluir, gracias al análisis de la estación Tuxtepec en la Sección 6.1.5 que hay importantes variaciones laterales en la geometría de la placa.

Dada la cantidad de investigadores trabajando en el proyecto, hay muchos trabajos paralelos a éste que estudian multitud de aspectos relacionados al experimento MASE en el cual se circunscribe el perfil VEOX. Por ejemplo, Chen & Clayton (2008) estudian la atenuación de ondas de cuerpo a lo largo del perfil y encuentran que las ondas de cuerpo se atenúan significativamente más en el antearco que en el trasarco, con lo cual concluyen que para la zona del Istmo, la cuña de manto es altamente atenuante.

El reto entonces es integrar este trabajo y todos los que paralelamente se están llevando a cabo para realizar un modelo geodinámico completo de la zona. No solo eso, sino integrarlo con lo obtenido en el perfil previo de MASE (Pérez-Campos et al., 2008) para ir construyendo modelos que de lo local pasen a lo regional y que puedan eventualmente dar el salto al nivel global. En este trabajo se logró una determinación detallada de las geometrías de las placas involucradas en el proceso de subducción. Como se vio en el Capítulo 5 esta geometría es un control importante con efectos directos sobre el comportamiento geodinámico de la zona. Entonces se espera que este trabajo pueda fungir como punto de partida para otros que pretendan hacer el modelado.

Con esto cierra este proyecto de tesis, agregando que el trabajo resultó muy completo, no solo por los resultados científicos cuantificables que se obtuvieron sino por la forma en la que ejemplifico el quehacer científico. Permitted ver, de primera mano, los procesos *inductivo* y *positivo* de la ciencia. Con *positivo* me refiero a que, considerando tantas fuentes de información como sea posible se deben construir las teorías que expliquen más y mejor los fenómenos observables de la naturaleza. Esto se vio evidenciado en la interpretación de la profundidad del Moho en donde se concatenaron las partes compatibles de este estudio con las de otros trabajos. En cuanto a *inductivo* me refiero a que se tomaron modelos simplificados, como por ejemplo el de un Moho plano y una corteza isótropa, para mostrar que ninguno de esos dos supuestos se sostiene de forma rigurosa. Los datos llevaron inexorablemente de una conclusión muy particular, como lo fue la homogeneidad del Moho, hacia una conclusión distinta que se desvía de estos modelos prescritos y produce un modelo final de envergadura más general.

Finalmente es así como avanza el conocimiento científico y con este trabajo se pretende abrir la brecha unos metros más con la esperanza de que esta veta sea una que al final se muestre productiva, aunque se reconoce que como ha sucedido incontables veces en la ciencia, bien puede demostrar no serlo. Sin embargo, es importante apuntar que lo que motiva trabajos como éste es la búsqueda de conocimiento por el conocimiento mismo. Solo a través del entendimiento, de la comprensión del fenómeno naturaleza en todas sus dimensiones es que el ser humano puede hacerse de las herramientas para cumplir el objetivo fundamental de la ingeniería, a saber, modificar la realidad para poder resolver de forma práctica los retos que la humanidad aun ha de enfrentar.

* * *

Bibliografía

- Aki, K., Richards, P., 2002, *Quantitative Seismology*; University Science Books 2a Ed. E.U., 704 pp.
- Ammon, C. J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **81**, 2504-2510.
- Anderson, T. H., Erdlac, R. J., Sandstorm, M. A., 1985, Late Cretaceous and post Cretaceous strike-slip displacement along the Cuilco-Chixoy-Polochic fault, Guatemala, *Tectonics*, **4**, 453-475.
- Arfken, G., Weber, H., 1995, *Mathematical Methods for Physicists*, Academic Press 4a Ed. E.U. 1029 pp.
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., Von Huene, R., Cande, S. C., Roeser, H. A., 2001, Revised tectonic boundaries in the Cocos plate of Costa Rica: implication for the segment of the convergent margin and for plate tectonic models, *J. Geophys. Res.*, **106**(B9), 19,207-19,220.
- Bolt, B.A., 1982, *Inside the Earth* W.H. Freeman 1a Ed., E.U., 205 pp.
- Bravo, H., Rebollar, C., Uribe, A., Jimenez, O., 2004, Geometry and state of stress of the Wadati-Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2003JB002854
- Brigham, E. O., 1974, *The Fast Fourier Transform*, 1a Ed. Prentice-Hall, E.U., 252 pp.
- Bullen, K. E., Bolt, B. A., *An Introduction to the Theory of Seismology*, Cambridge Univ. Press 4a Ed., Cambridge, 520 pp.
- Burdick, L. J., Langston, C. A., 1977, Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 677-691.
- Buttkus, G., 2000, *Spectral Analysis and Filter Theory in Applied Geophysics*; Springer-Verlag, 1a Ed. E.U., 667 pp.
- Cassidy, J. F., 1992, Numerical experiments in broadband receiver function analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**(3), 1453-1474.
- Chen, T., Clayton, R. W., 2008, Body wave attenuation structure in southern Mexico, *Eos Trans. AGU Fall Meet.*, **(89)**53, S11D-01.
- Chevrot, S., Girardin, N., 2000, On the detection and identification of converted and reflected phases from receiver functions, *Geophys. J. Int.*, **141**, 801-808.
- Clayton, R. W., Wiggins, R. A., 1976, Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **47**, 151-177.
- Cloos, M. 1993, Lithospherical buoyancy and collisionary orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **105**, 715-737.

- Couch, R., Woodstock, S., 1981, Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1829-1840.
- Davies, G.F., 1992, On the emergence of plate tectonics, *Geology*, **20**, 963-966.
- Deaton, B. C., Burkart, B., 1984, Times of sinistral slip along the Polochic fault of Guatemala, *Tectonophysics*, **102**, 297-313.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Díaz, B., Valenzuela, R., Pérez-Campos, X., Iglesias, A., Clayton, R., 2008, Anisotropía de la onda SKS en el manto superior debajo del arreglo VEOX., *Reunion Anual UGM 2008*, SIS-11.
- Dutton, E., Christy, J., 1992, Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling following the eruptions of El Chichón and Pinatubo, *Geophys. Res. Lett.*, **19**(23), 2313-2316.
- Espejo, L., Greene, F., 2006, *Geometría de la subducción de Acapulco, Gro. A Puente de Ixtla, Mor. A partir de funciones receptor*, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 113 pp.
- Espíndola, V. H., 2009, *Modelos de velocidad cortical utilizando funciones de receptor aplicado a estaciones de banda ancha del SSN, Mexico*, Tesis de Doctorado (en revisión), Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt, *Geology*, **27**(4), 303-306.
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W., Matumoto, T., 1989, The triple junction of the Northamerica, Cocos and Caribbean plates: seismicity and tectonics, *Tectonics*, **8**, 981-997.
- Guzmán-Speziale, M., Meneses-Rocha, J. J., 2000, The North America – Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico, *J. S. Am. Earth Sci.*, **13**, 459-468
- Havskov, J., Alguacil, G., 2006, *Instrumentation in Earthquake Seismology*, Springer 1a Ed., Holanda, 360 pp.
- Instituto de Geología, 1992, *Carta Geológica de la República Mexicana*, 5ª edición, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Jeffreys, H., Bullen, K. E., 1940, *Seismological Tables*, British Association Seismological Committee, Londres, 43 pp.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **(82)**20, 2981-2987.
- Kanamori, H., Ruff, L., 1980, Seismicity and the Subduction process, *Phys Earth Plan. Int.*, **23**, 240-252.
- Kanjorski, M. N., 2003, *Cocos plate structure along the Middle America Subduction zone off Oaxaca and Guerrero, Mexico: influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity*, tesis de doctorado, University of California San Diego, 190 pp.

- Karason, H., Van der Hilst, R. D., 2000, Constraints on mantle convection from seismic tomography, in The History and Dynamics of Global Plate Motion, *Geophys. Monogr. Ser.*, **121**, editado por M. A. Richards, R. Gordon, y R. D. van der Hilst, 277–288, AGU, Washington, D. C.
- Kennet, B. L. N., Engdahl, E. R., 1991, Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465
- Kikuchi, M, Kanamori, H, 1982, Inversion of Complex Body Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72** 491-506.
- Kincaid, C., Sacks, I. S., 1997, Thermal and dynamical evolution of the upper mantle in Subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **102**(B6), 12, 295-12, 315.
- Klitgord, K.D., Mammerrickx, J., Northern east Pacific rise: magnetic anomaly and bathymetric framework, *J. Geophys. Res.*, **87**, 6725-6750.
- Langston, C. A., 1977, The effect of a planar dipping structure on source and receiver responses for a constant ray parameter, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 1029-1050
- Langston, C. A., 1979, Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred From Teleseismic Body Waves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.
- Le Pichon, X. Francheteau, J., Bonnin, J., 1973, *Plate Tectonics*, Elsevier, EU, 302 pp.
- Lee, W. H. K., Lahr, J. C., 1972, HYPO71: A computer program for determining, hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geol. Survey Open File Rep.*, 73-311.
- Leg 206, 2003, Preliminary report: An in situ section of upper oceanic crust formed by superfast seafloor spreading, *Ocean Drilling Program*, Texas A&M University, 205 pp.
- Ligorria, J. P., Ammon, C. J., 1999, Iterative Deconvolution and Receiver Function Estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1395-1400.
- Machorro, R., Mickus, K., 1993, Structural continuity of the Polochic Fault into southwest Mexico, *Eos, Transactions of the American geophysical Union*, **74**, 576.
- Manea, M., Manea, V. C., Ferrari, L., Kostoglodov, V., Bandy, W., 2005, Tectonic evolution of the Tehuantepec ridge, *Earth Planet. Sci.*, **238**, 64-77.
- Manea V. C., Manea, M., 2006, Origin of modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models, *Volcanic Hazards in Central America*, Rose, W.I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, W., Patiño, L. C., y Vallance eds., *J. Geol. Soc. Am.*, **411**, 27-38.
- Marty, B., Tolstikhin, I. N., 1998, CO₂ fluxes from mid ocean ridges, arcs and plumes, *Chem. Geol.*, **145**, 233-248.
- McKenzie, D. P., Morgan, W. J., 1969, Evolution of Triple Junctions, *Nature*, **224**, 125-133.
- McNamara, D. E., Owens, T. J., 1993, Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range province using Moho Ps converted phases, *J. Geophys. Res.*, **98**(12), 12,003-12,017.

- Meneses-Rocha, J. J., 1985, *Tectonic evolution of the strike-slip fault province of Chiapas, Mexico*, tesis de maestría, University of Texas, Austin, 351 pp.
- Merill, R.T., McElhinny, M.W., 1983 , *The Earth's Magnetic Field, It's History Origin and Planetary Perspective*, Academic Press 1a Ed. Londres, 531 pp.
- Molnar, P., Sykes, L. R., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, 1639-1684.
- Nelson, S. A., Gonzalez-Caver, E., Kyser, T. K., 1995, Constrains on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**, 191-211
- Oldenburg, D. W., 1981, A comprehensive solution to the linear deconvolution problem, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **65**, 331-357.
- Owens, T. J., 1984, *Determination of crustal and upper mantle structure from analysis of broadband teleseismic P waveforms*, tesis doctoral University of Utah, 146 pp.
- Owens, T. J., Crosson, R. S., Hendrickson, M. A., 1988, Constraints on the Subduction geometry beneath western Washington from broadband teleseismic waveform modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**(2), 96-108.
- Pacheco, J. F., Singh, S. K., 2009, Seismicity and state of stress in the Guerrero segment of the Mexican subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 2009JB006453 (en revision).
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico, seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12,357-12,373.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A. B., 1994, Partial melting of subducted oceanic crust, *Earth Planet Sci. Lett.*, **121**, 227-244.
- Pérez-Campos, X., Rodriguez, L. E., Espejo, L., Greene, F., Reyes, T. A., Solano., E. A., Iglesias, A., Clayton, R. W., 2006, MASE: A great opportunity for outreach to the rural communities in Mexico, *Eos Trans. AGU*, **87**(52), Fall Meet. Suppl. T11B-0438.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S. K., Manea, V. C., Gurnis, M., 2008, Horizontal Subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, doi: 10.1029/2008GL035127.
- Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G., Lomas, E., 1992, Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 773-776.
- Prawirodirdjo, L., Bock, Y., 2004, Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JB002944.
- Rea, D. K., Ruff, L. J., 1996, Composition and mass flux of sediments entering the world's Subduction zones: Implications for global sediment budgets, great earthquakes and volcanism, *Earth Planet Sci. Lett.*, **140**, 1-12.
- Rebollar, C. J., Espíndola, V., Uribe, A., Mendoza, A., Perez-Vertti, A., 1999, Distribution of stresses and geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, Mexico, *Geofísica Internacional*, **38**, 95-106.

- Savage, M. K., 1998, Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions and a case study in New Zealand, *J. Geophys. Res.*, **103**(B7), 15,069-15,087.
- Shor, G. G., Fisher, R. L., 1961, Middle America Trench: Seismic refraction studies, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**, 721-730.
- Solomon, S. C., Sleep, N. H., 1974, Some simple physical models for absolute plate motions, *J. Geophys. Res.*, **79**, 2557-2567.
- Stein, S., Wyssession, M.; 2003, *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*; Blackwell Publishing 1a Ed. E.U., 498 pp.
- Stern, R.J., 2002, Subduction Zones, *Rev. Geophys.*, **40**(4), 1012, doi:10.1029/2001RG000108.
- Tonegawa, T., Hirahara, K., Shibutani, T., 2005, Detailed structure of the upper mantle discontinuities around the Japan Subduction zone imaged by receiver function analyses, *Earth Planets Space*, **57**, 5-14.
- Valdés, C. M., Mooney, W.D., Singh, S. K., Meyer, R. P., Lomnitz, C., Luetgert, J. H., Helsley, C. E., Lewis, B. T. R., Mena, M., 1986, Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**(2), 574-563.
- Van Benthem, S., Valenzuela R., 2007, Upper mantle shear wave anisotropy for stations in Mexico and its relationship to subduction at the Middle America Trench, *Eos Trans., AGU Jt. Assem.*, **88**(23), S51C-07
- Verma, S., 2002, Absence of Cocos plate subduction related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth?, *Geology*, **30**, 1095-1098.
- Verma, S., 2006, Extension related origin of magmas from a garnet bearing source in the Los Tuxtlas Volcanic Field, Mexico, *Int. J. Earth Sci.*, **95**, 871-901.
- Vine, F.J., Matthews D.H., 1963, Magnetic anomalies over oceanic ridges, *Nature* **199**: 947-949.
- Wilson, D. S., 1996, Fastest known spreading on the Miocene Cocos-Pacific Plate boundary, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3003-3006.
- Yamauchi, M., Hirahara, K., Shibutani, T., 2003, High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and uppermost mantle beneath southwest Japan, *Earth Planets Space*, **55**, 59-64.
- Zhu, L., Kanamori, H., 2000, Moho depth variations in southern California from Teleseismic Receiver Functions, *J. Geophys. Res.*, **105**(B2), 2969-2980.

LIGAS DE INTERNET

National Earthquake Information Center, Moment Tensor and Broadband Source Parameter Search: <http://neic.usgs.gov/neis/sopar/>

Manual del sismómetro Guralp Systems CMG-3T, consultado en abril 2009: <http://www.guralp.com/documents/MAN-030-0001.pdf>

Reftek modelo 130-01, consultado en abril 2009: <http://www.reftek.com/model130-0.html>

Apéndice A: Ubicación de las estaciones VEOX

En la tabla A.1 se indican las ubicaciones geográficas de las 48 estaciones utilizadas durante la operación de VEOX.

Tabla A.1, estaciones del perfil VEOX.

#	ESTACIÓN	POBLADO	SITIO	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	ALTURA (msnm)
1	TO.3MAY	3 de mayo, Ver.	Esc. Prim. "Prof. Porfirio Pasos Onorte"	18.6387	-95.0944	0
2	TO.AGUA	Aguapinole, Oax	Escuela Telesecundaria "Josefa Ortiz de Domínguez", clave: 30DTV0797L	18.5842	-95.074	196
3	TO.AGUC	Aguacatillo, Oax	Esc. Primaria Rural "Ignacio M. Altamirano", clave: 30DPR0759J	18.5371	-95.0636	0
4	TO.CANU	Campo Nuevo, Oax.	Esc. Telesecundaria "Sor Juana Inés de la Cruz", clave: 30DTV0608C	18.504	-95.0352	35
5	TO.CATE	Carretera Federal Catemaco – Acayucan, Ver.	Campamento Adventista de la Iglesia del séptimo día	18.4595	-95.0458	503
6	TO.CAUD	La Caudalosa, Oax.	Esc. Telesecundaria "Salvador Díaz Mirón", Clave 30DTV0757K	18.3997	-95.1238	334
7	TO.CERQ	La Cerquilla, Oax.	Escuela Telesecundaria "Emiliano Zapata"	18.3329	-95.0976	520
8	TO.CHIL	Chigola, Oax	Esc. Sec. "Rosa Elvira de Álvarez", clave: 20DTV0923L	18.2969	-95.1174	495
9	TO.CHIV	Chivela, Asunción Ixtaltepec, Oax	Esc. Sec. Téc. No. 111	18.2375	-95.1247	344
10	TO.CONU	Corral Nuevo, Ver	Esc. Primaria "Josefa Ortíz de Domínguez", clave: 30DPR1538F	18.1808	-95.0838	135
11	TO.COYO	Coyol de Domínguez, Mpio. de Hueyapan de Ocampo, Ver	Esc. Primaria Federal "Cuitlahuac", clave: 30DPR3256L	18.153	-95.1177	58
12	TO.CUAU	Cuauhtémoc, Municipio de San Juan Evangelista, Oax.	Jardín de Niños "Salvador Díaz Mirón", Clave 30DJN2958F	18.1106	-95.1196	63
13	TO.DONA	Donají, Oax	Esc. Sec. Téc. 104	18.0176	-95.0466	110
14	TO.EBTT	Reserva ecológic de Los Tuxtlas, Ver.	Estación de Biología Tropical "Los Tuxtlas", UNAM	18.0121	-96.1642	23
15	TO.EGIP	Egipto, Chis.	Esc. Sec.	17.9735	-95.1114	38
16	TO.ELME	El Mezquite, Asunción Ixtaltepec, Oax	Esc. Prim. "Benito Juárez", clave 20DPR0035Z	17.9083	-95.0494	53
17	TO.ESMA	Esperanza Malota, Municipio de Acayucan, Ver.	Esc. Telesecundaria "Cuauhtémoc", clave: 30DTV0150X	17.8777	-95.0371	115
18	TO.ESPE	La Esperanza, Oax	Escuela Primaria Federal "Leona Vicario", clave: 20DPR0239O	17.8204	-95.0667	106

Tabla A.1 continuación

#	ESTACIÓN	POBLADO	SITIO	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)	ALTURA (msnm)
19	TO.GUIV	Guivicia, Sta. Ma. Petapa, Oax	Esc. Prim. "Benito Juárez"	17.7704	-95.0698	63
20	TO.GUVI	Guadalupe Victoria, Oax.	Esc. Telesecundaria "Justo Sierra"	17.7516	-95.0518	70
21	TO.INUV	Carretera Federal Catemaco - Montepío, Nanciyaga, Ver.	Instituto de Neuroetología de la Universidad Veracruzana INUV	17.7052	-95.0709	87
22	TO.IXTA	Asunción Ixtaltepec, Oax	Esc. Prim. Urb. Mat. "Margarita Maza de Juárez", clave 20DPR0028Q; Esc. Prim. Urb. Vesp. "Ignacio Ramírez"	17.6637	-95.0266	37
23	TO.IXTE	Ixtepec, Oax	Universidad del Istmo, campus Ixtepec	17.6398	-95.0886	902
24	TO.JECA	Jesús Carranza, Ejido de Santa Lucrecia, Oax.	Centro de salud Jesús Carranza	17.5964	-95.021	36
25	TO.JUCH	Juchitán de Zaragoza, Oax	CONALEP No. 243 Plantel Juchitán	17.5269	-95.0848	63
26	TO.LACU	La Cumbre ó Martín Dehesa, Oax. Mpio. Matías Romero	Escuela Primaria Rural Federal "José María Morelos y Pavón", clave: 20DPR0242H	17.4307	-95.024	42
27	TO.MACA	Macaya, Ver	Esc. Primaria Bilingüe "Benito Juárez García"	17.3801	-94.9888	53
28	TO.MANG	Los Mangos, Municipio de Hueyapan de Ocampo, Ver.	Esc. Primaria Bilingüe "Eugenio López Martínez", clave: 30DPB0677Z	17.3334	-95.0497	117
29	TO.MARO	Matías Romero Avendaño, Oax. Col. El Bajío	Centro de Bachillerato Tecnológico Industrial y de Servicios, CBTis 31	17.2929	-95.1064	0
30	TO.MAZH	Mazahua, Asunción Ixtaltepec, Oax	Esc. Prim. Rur. Fed. "Plan de Once Años", clave 20DPR1639X	17.2648	-91.9752	119
31	TO.MEAG	Medias Aguas, Municipio de Sayula, Oax.	Escuela Telesecundaria "Sor Juana Inés de la Cruz", clave:	17.2301	-95.0592	73
32	TO.MOGO	Mogoñé Viejo, Mpio. San Juan Guichicovi, Oax	Esc. Prim. Bilingüe "Rubén Jaramillo"	17.195	-95.0466	45
33	TO.MONT	Monte Pío, Ver.	Centro Regional de Educación y Salud	17.1414	-95.0659	114
34	TO.NUMO	Nuevo Morelos, Mpio de Jesús Carranza, Oax.	Esc. Sec. Téc. No. 38, clave: 30DST0038P	17.0742	-95.046	106
35	TO.PALO	Palomares, Oax	Esc. Prim. Rur. Est. "Miguel Hidalgo y Costilla", clave 20DPR3072Y	17.0054	-95.0283	106
36	TO.PARE	Paso Real, Sarabia, Oax	Esc. Prim. "Emiliano Zapata", clave 20DPR0703A	16.9512	-94.9621	136
37	TO.RACI	Rancho Cerro del Indio. Camino Hueyapan-Coyol-Sabaneta. Ver.	Rancho Cerro del Indio	16.882	-95.0362	210

Tabla A.1 continuación

#	ESTACIÓN	POBLADO	SITIO	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)	ALTURA (msnm)
38	TO.RIVA	Rincón Vaquero, Oax	Esc. Prim. "Benito Juárez", clave 20DPR005	16.8317	-95.0023	0
39	TO.ROLI	Santa Rosa de Lima, Oax.	Centro de Educación Preescolar Bilingüe "Margarita Maza de Juárez", clave: 20DCC1125T	16.7643	-95.0289	189
40	TO.SAJO	San José, Mpio Sn Juan Evangelista, Ver.	Esc. Prim. "Guadalupe Victoria"	16.7311	-94.9947	0
41	TO.SAMM	San Mateo del Mar, Tehuantepec, Oax	Telebachillerato del Edo. de Oax. Plantel 40, clave 20ETH0041P	16.6939	-94.9577	210
42	TO.SARO	Santa Rosa, Mpio. de Hueyapan de Ocampo, Oax.	Esc. Prim. Rural del estado "Pedro A. Carvajal", clave: 38EPR7248B	16.6325	-94.9474	149
43	TO.SONT	Sontecomapan, Mpio. Catemaco, Ver	Esc. Prim. Rur. Del Estado "Rafael Aguirre Cinta", clave: 30EPR0421Z	16.5635	-95.1223	64
44	TO.SUCH	Suchilapan, Ver.	Esc. Telesecundaria "Ignacio Zaragoza", Clave 30DTV095OP	16.5036	-95.0591	0
45	TO.TOLO	Tolosita, Oax	Esc. Sec. Téc. 194	16.4497	-95.0122	0
46	TO.TUXT	Tuxtepec, Oax	Universidad del Papaloapan, campus Tuxtepec	16.3677	-95.0234	0
47	TO.XADA	Santa María Xadani, Oax	Telebachillerato del Edo. De Oax. Plantel 86, clave 20ETH0086L	16.3151	-95.102	65
48	TO.ZAPO	Zapoapan de Cabañas, Ver.	Esc. Primaria del Estado "Emiliano Zapata"	16.2082	-94.9944	0

Apéndice B: Catálogo de eventos telesísmicos

Tabla B.1 telesísmos utilizados, los tiempos de origen están en horario GMT.

#	Día	Mes	Año	Hora	Minuto	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Mw
1	12	07	2007	05	23	-7.93	-74.36	152	6.0
2	13	07	2007	21	54	51.85	-176.22	28	5.9
3	15	07	2007	13	08	52.65	-168.09	21	6.0
4	21	07	2007	15	34	-22.33	-65.81	280	6.3
5	29	07	2007	04	54	5.74	169.67	17	5.8
6	02	08	2007	03	21	51.31	-179.97	21	6.7
7	15	08	2007	20	22	50.32	-177.55	9	6.4
8	15	08	2007	23	40	-13.39	-76.60	39	8.0
9	16	08	2007	04	03	50.24	-177.57	14	5.8
10	16	08	2007	05	16	-14.28	-76.13	23	6.3
11	16	08	2007	11	35	-14.35	-76.13	35	6.0
12	17	08	2007	13	18	-13.60	-76.60	48	5.9
13	18	08	2007	02	52	-13.81	-76.29	30	6.0
14	19	08	2007	01	22	-13.63	-76.62	26	5.9
15	20	08	2007	22	42	8.04	-39.25	10	6.5
16	26	08	2007	12	37	-17.46	-174.34	127	6.1
17	03	09	2007	16	14	45.84	150.06	94	6.3
18	26	09	2007	04	43	-3.92	-79.23	99	6.2
19	02	10	2007	18	00	54.53	-161.71	32	6.3
20	02	10	2007	18	03	54.42	-161.70	48	5.8
21	05	10	2007	07	17	-25.23	179.43	523	6.5
22	14	11	2007	15	40	-22.23	-69.88	40	7.7
23	15	11	2007	15	03	-22.84	-70.32	27	6.1
24	15	11	2007	15	05	-22.92	-70.19	26	6.8
25	16	11	2007	03	13	-2.27	-77.80	123	6.8
26	17	11	2007	17	54	-23.06	-70.58	16	5.8
27	19	11	2007	23	30	-22.79	-70.77	29	5.9
28	20	11	2007	15	28	-30.02	-177.97	58	5.9
29	20	11	2007	17	55	-22.90	-70.41	19	6.1
30	21	11	2007	12	55	-24.82	-68.44	115	5.8
31	29	11	2007	19	00	14.97	-61.26	147	7.4
32	07	12	2007	01	41	-13.52	-76.66	22	5.8
33	09	12	2007	07	28	-26.00	-177.51	152	7.8
34	13	12	2007	05	20	-23.14	-70.47	21	6.0
35	13	12	2007	07	23	-23.20	-70.55	19	6.2

#	Día	Mes	Año	Hora	Minuto	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Mw
36	13	12	2007	15	51	-15.21	-172.37	10	6.1
37	15	12	2007	18	22	-32.69	-71.68	30	5.9
38	16	12	2007	08	09	-22.95	-70.18	45	6.7
39	19	12	2007	09	30	51.36	-179.52	29	7.1
40	21	12	2007	07	24	51.36	-178.98	30	6.3
41	25	12	2007	16	20	-19.44	-69.05	112	5.8
42	26	12	2007	22	04	52.58	-168.20	35	6.4
43	05	01	2008	11	01	51.26	-130.75	10	6.6
44	05	01	2008	11	44	51.16	-130.54	10	6.5
45	09	01	2008	14	40	51.65	-131.18	10	6.1
46	15	01	2008	17	52	-21.97	-179.53	597	6.5
47	22	01	2008	07	55	-21.97	-179.53	597	6.5
48	04	02	2008	17	01	-20.17	-70.04	43	6.3
49	08	02	2008	09	38	10.67	-41.90	9	6.9
50	16	02	2008	14	45	-21.35	-68.39	130	6.1
51	21	02	2008	02	46	77.08	18.57	10	6.1
52	21	02	2008	14	16	41.15	-114.87	6	6.0
53	03	03	2008	09	31	46.41	153.18	10	6.5
54	22	03	2008	21	24	52.18	-178.72	132	6.2
55	24	03	2008	20	39	-20.04	-68.96	120	6.2
56	15	04	2008	22	59	51.87	-179.36	10	6.4
57	16	04	2008	05	54	51.87	-179.16	13	6.6
58	02	05	2008	01	33	51.86	-177.53	14	6.6
59	20	05	2008	13	53	51.16	178.76	27	6.3
60	23	05	2008	19	35	7.31	-34.90	9	6.5
61	25	05	2008	19	18	55.91	-153.51	20	6.0
62	29	05	2008	15	46	64.00	-21.01	10	6.3
63	31	05	2008	23	16	-28.92	-112.26	10	5.8
64	15	06	2008	01	13	-17.74	-179.73	611	5.9
65	15	06	2008	08	37	-36.62	-107.45	10	6.0
66	22	06	2008	23	56	67.70	141.28	18	6.1
67	26	06	2008	21	19	-20.77	-173.34	38	6.2
68	03	07	2008	03	02	-23.37	-179.78	581	6.2
69	05	07	2008	02	12	53.88	152.89	632	7.7
70	08	07	2008	09	13	-15.99	-71.75	123	6.2
71	19	07	2008	22	39	-17.34	-177.31	391	6.4
72	24	07	2008	01	43	50.97	157.58	27	6.2

#	Día	Mes	Año	Hora	Minuto	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Mw
73	25	07	2008	00	29	51.28	178.98	21	5.9
74	07	08	2008	18	30	52.19	-175.65	12	5.8
75	19	08	2008	16	30	-15.09	-173.48	8	6.1
76	26	08	2008	21	00	-7.64	-74.38	154	6.4
77	28	08	2008	12	37	50.17	-129.63	10	5.9
78	28	08	2008	15	22	-0.25	-17.36	15	6.3
79	01	09	2008	04	00	-25.39	-177.64	171	6.0
80	02	09	2008	18	21	80.26	-1.80	9	6.5
81	03	09	2008	11	25	-26.74	-63.23	569	6.3
82	10	09	2008	13	08	8.09	-38.72	10	6.6
83	11	09	2008	00	00	1.89	127.40	93	6.6
84	18	09	2008	01	41	-4.55	-106.00	10	6.0
85	25	09	2008	01	47	30.84	83.54	10	6.0
86	29	09	2008	15	19	-29.75	-177.68	36	7.0
87	05	10	2008	09	12	-30.18	-177.18	10	6.2
88	11	10	2008	10	40	19.16	-64.83	23	6.1
89	12	10	2008	20	55	-20.12	-64.97	352	6.2
90	19	10	2008	05	10	-21.86	-173.82	29	6.9
91	22	10	2008	12	55	-18.41	-175.35	233	6.4
92	30	10	2008	15	15	-9.05	-108.25	10	6.0
93	06	11	2008	09	11	-29.85	-177.44	19	5.9
94	24	11	2008	09	02	54.20	154.32	492	7.3
95	28	11	2008	13	42	40.35	-126.98	10	6.2
96	29	11	2008	05	59	-18.70	-177.72	386	5.9
97	09	12	2008	06	23	-31.23	-176.92	18	6.8
98	18	12	2008	21	19	-32.46	-71.73	18	6.2
99	18	12	2008	21	50	-32.47	-72.05	25	6.0
100	20	12	2008	21	05	-31.19	-13.34	4	5.8
101	24	12	2008	09	11	-17.29	-171.91	9	6.0
102	25	12	2008	08	11	49.13	-128.62	10	5.8
103	15	01	2009	17	49	46.86	155.15	36	7.4
104	18	01	2009	14	11	-30.20	-177.95	33	6.4
105	24	01	2009	18	09	59.43	-152.89	97	5.8
106	02	02	2009	17	53	-13.58	-76.56	21	6.0
107	09	02	2009	14	09	-6.57	-81.15	15	6.0
108	15	02	2009	10	04	-5.85	-80.90	21	6.1
109	18	02	2009	21	53	-27.42	-176.33	25	6.9
110	06	03	2009	10	50	80.26	-1.80	9	6.5

Apéndice C: Funciones receptor por estación

En las próximas figuras se incluyen las funciones receptor radiales (paneles superiores) y transversales (paneles inferiores) sin filtrar y ordenadas por azimuth inverso (ϕ_B) y distancia angular (Δ) para todas las estaciones del perfil salvo para las estaciones TO.3MAY, TO.CHIL, TO.ESPE, TO.GUIV, TO.MEAG y TO.MOGO. En esas estaciones no hubo FR calculadas por razones como fallas de equipo, problemas con el sitio, etc.

TO.AGUA (Aguapinole)

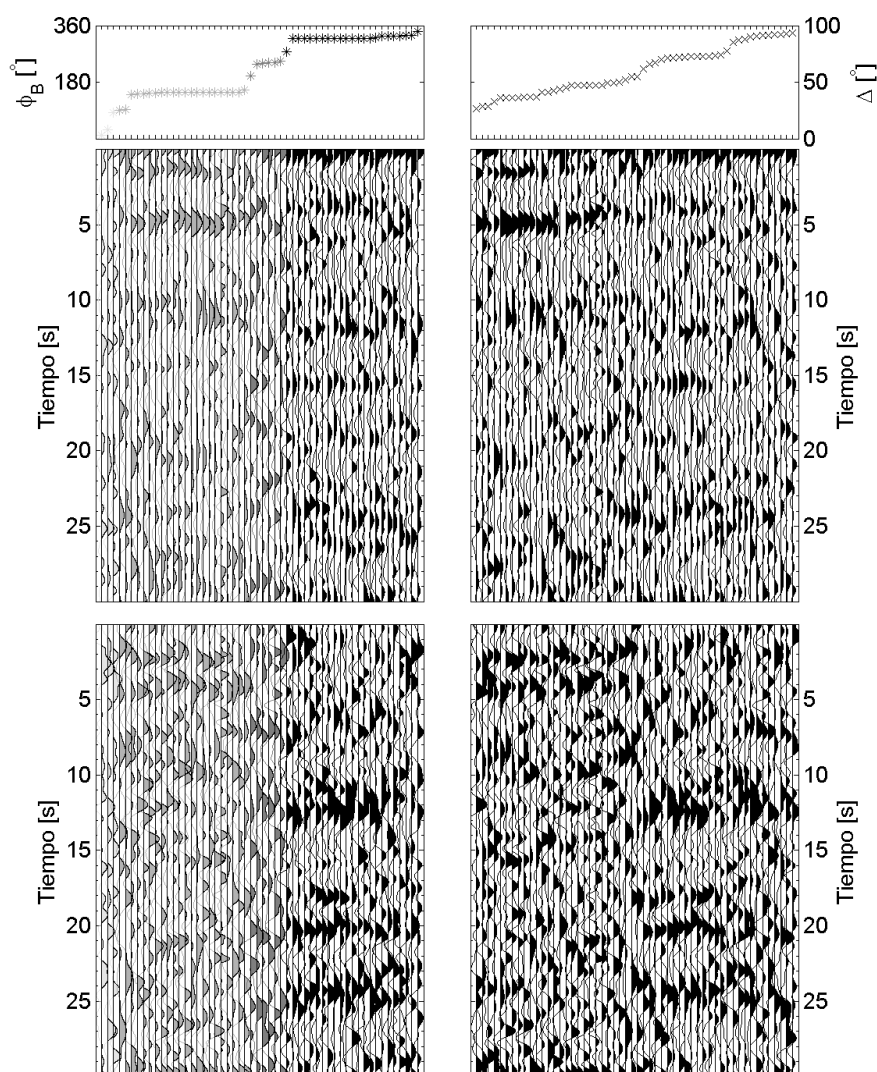


Figura C.1, funciones receptor para la estación TO.AGUA ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.AGUC (Aguacatillo)

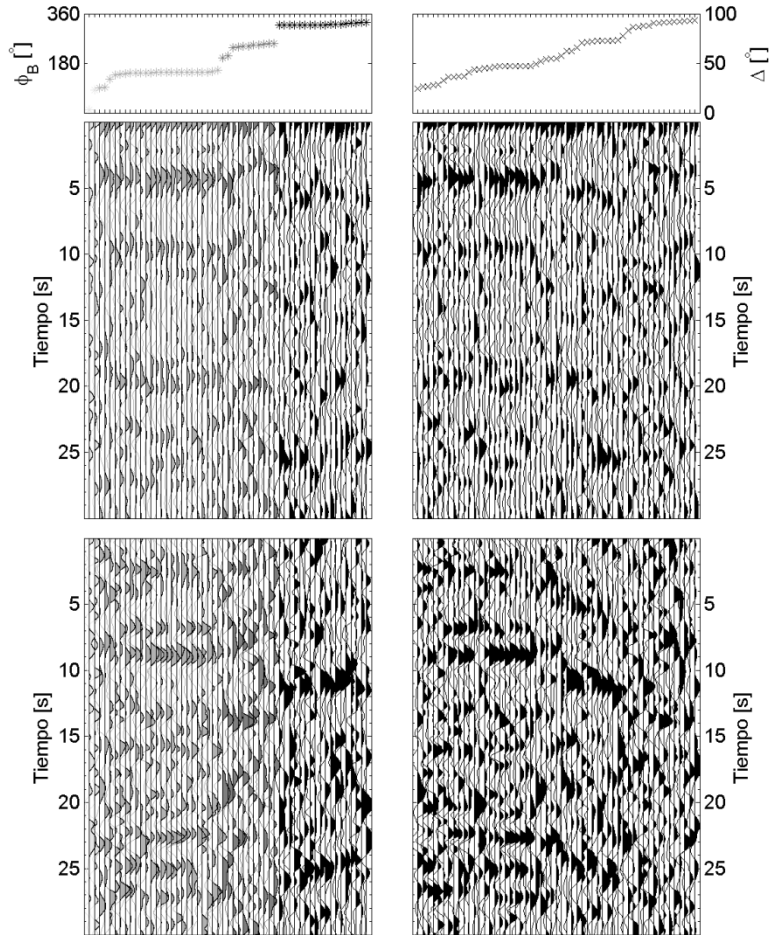


Figura C.2, funciones receptor para la estación TO.AGUC ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO. CANU (Campo Nuevo)

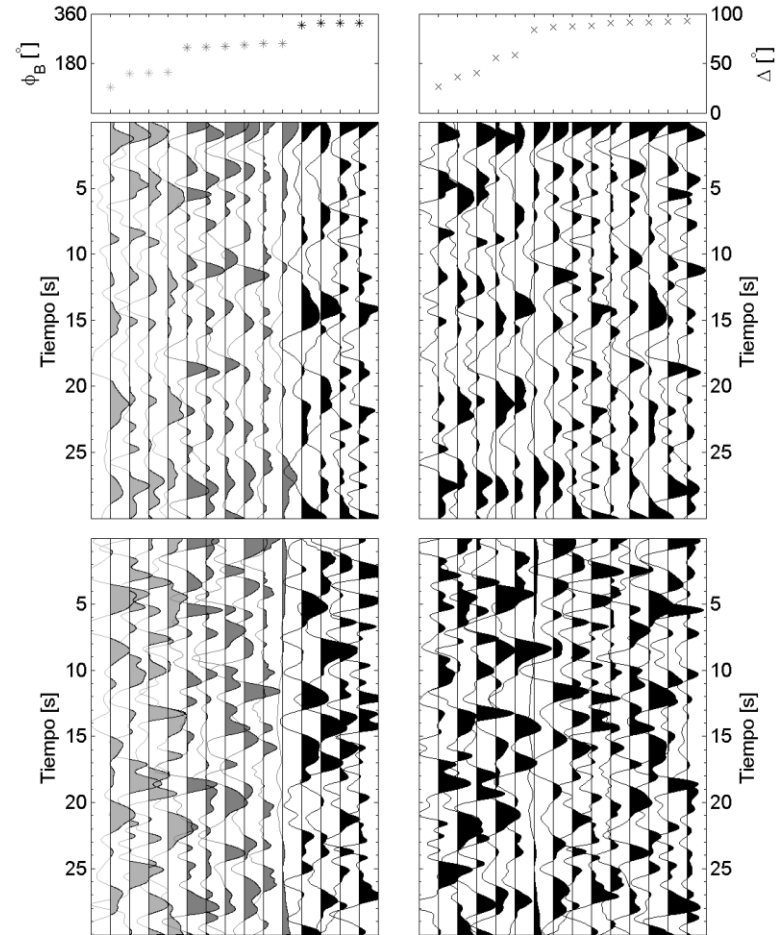


Figura C.3, funciones receptor para la estación TO.CANU ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.CATE (Catemaco)

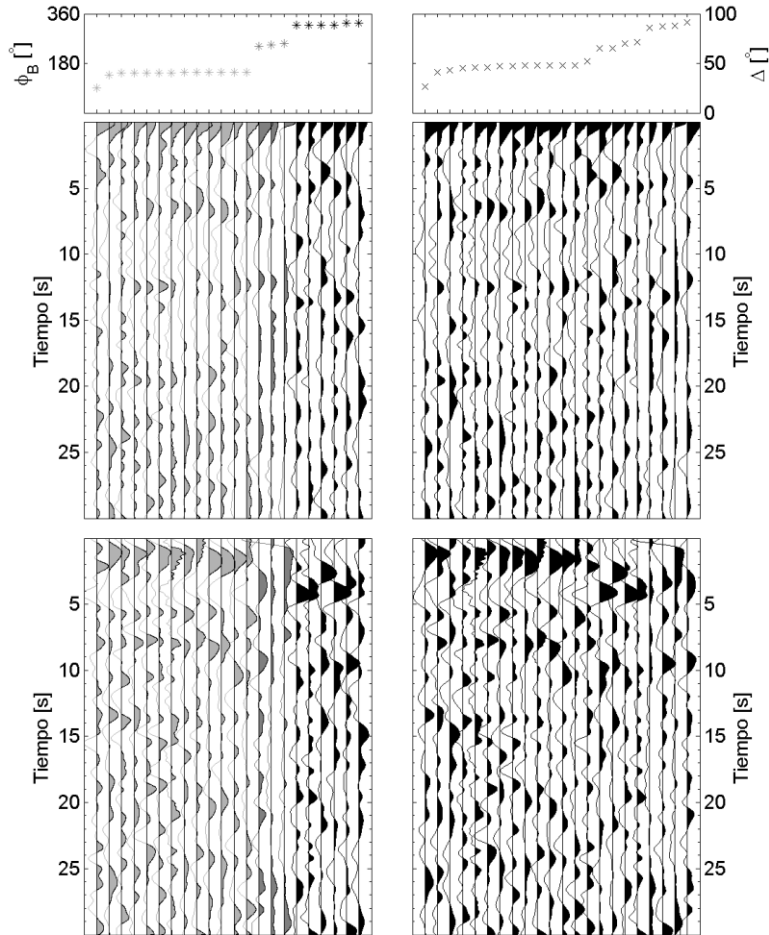


Figura C.4, funciones receptor para la estación TO.CATE ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.CAUD (La Cuadralosa)

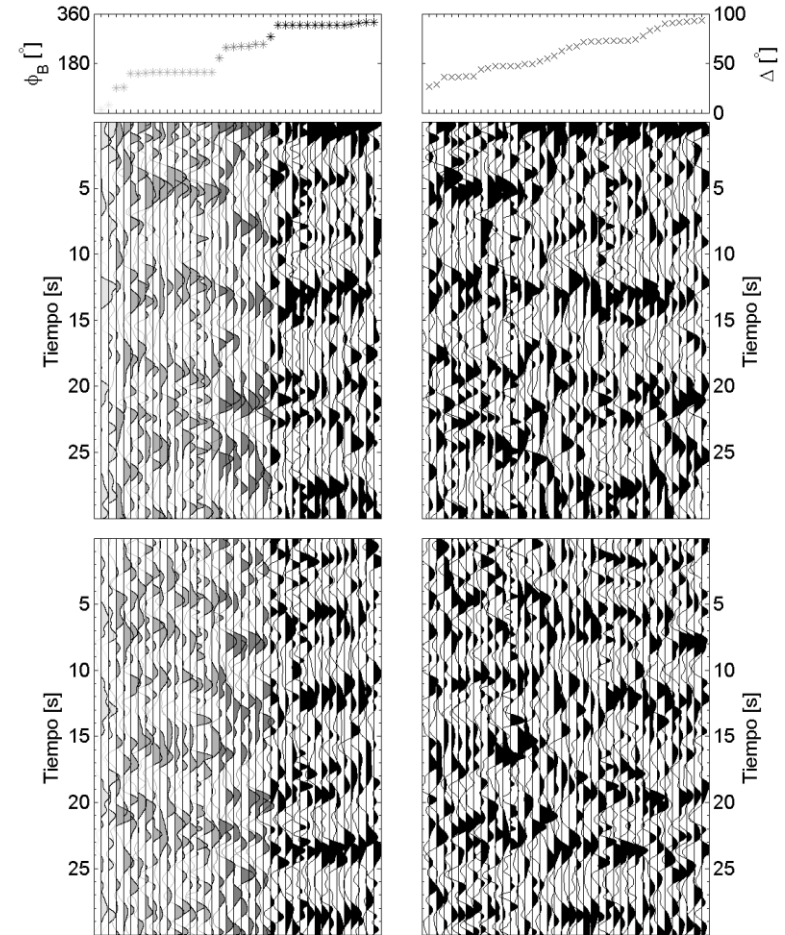


Figura C.5, funciones receptor para la estación TO.CAUD ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.CERQ (La Cerquilla)

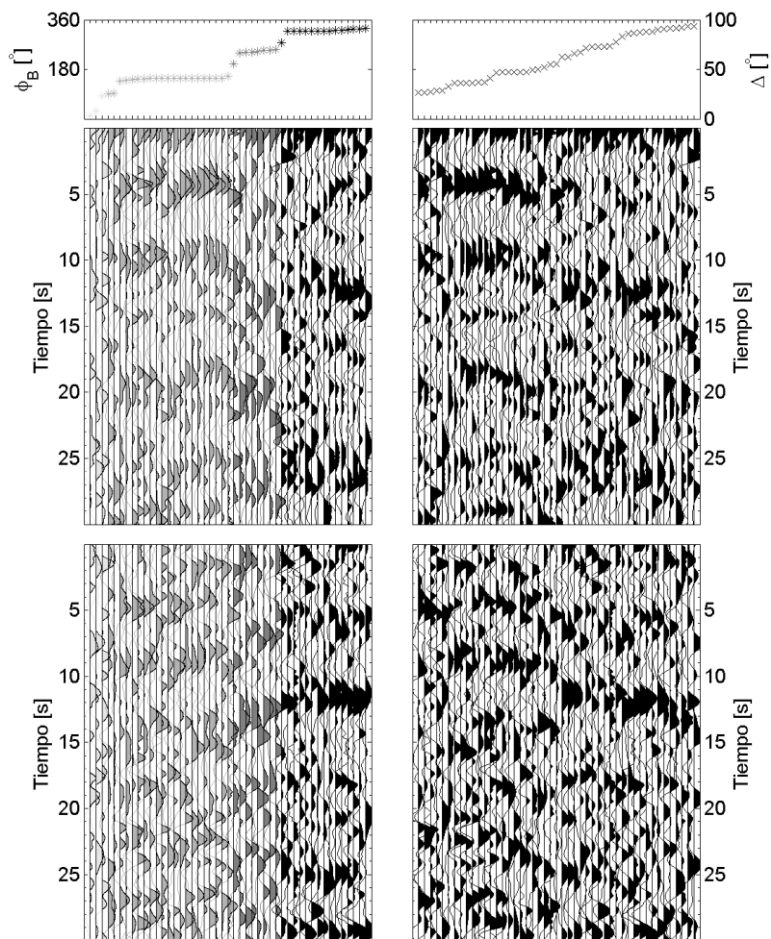


Figura C.6, funciones receptor para la estación TO.CERQ ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.CHIV (Chivela)

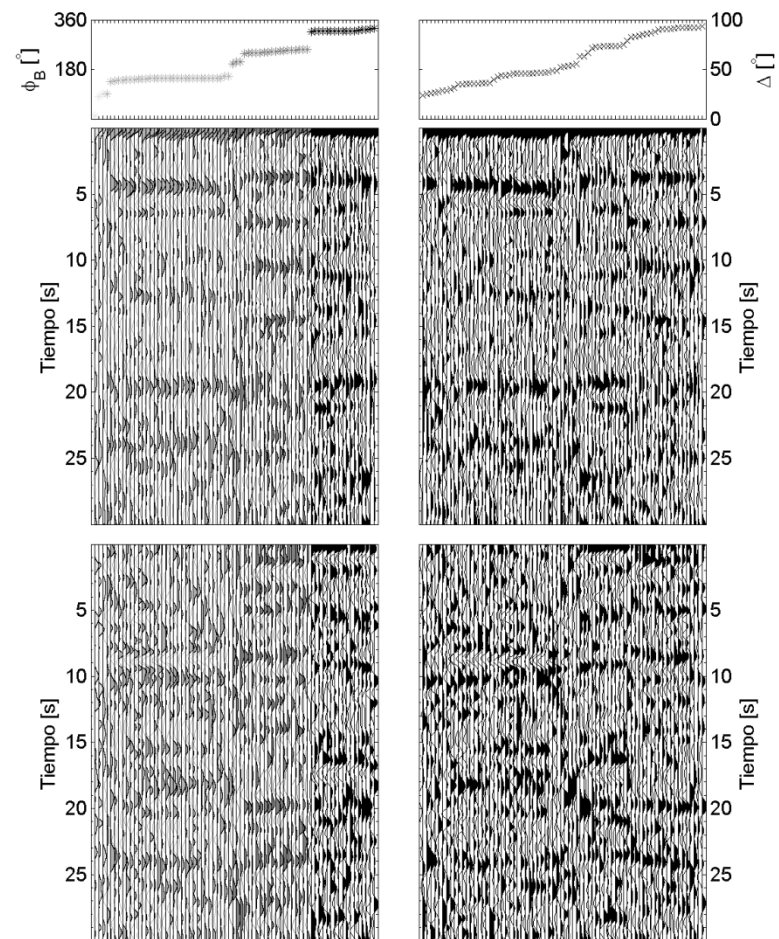


Figura C.7, funciones receptor para la estación TO.CHIV ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.CONU (Corral Nuevo)

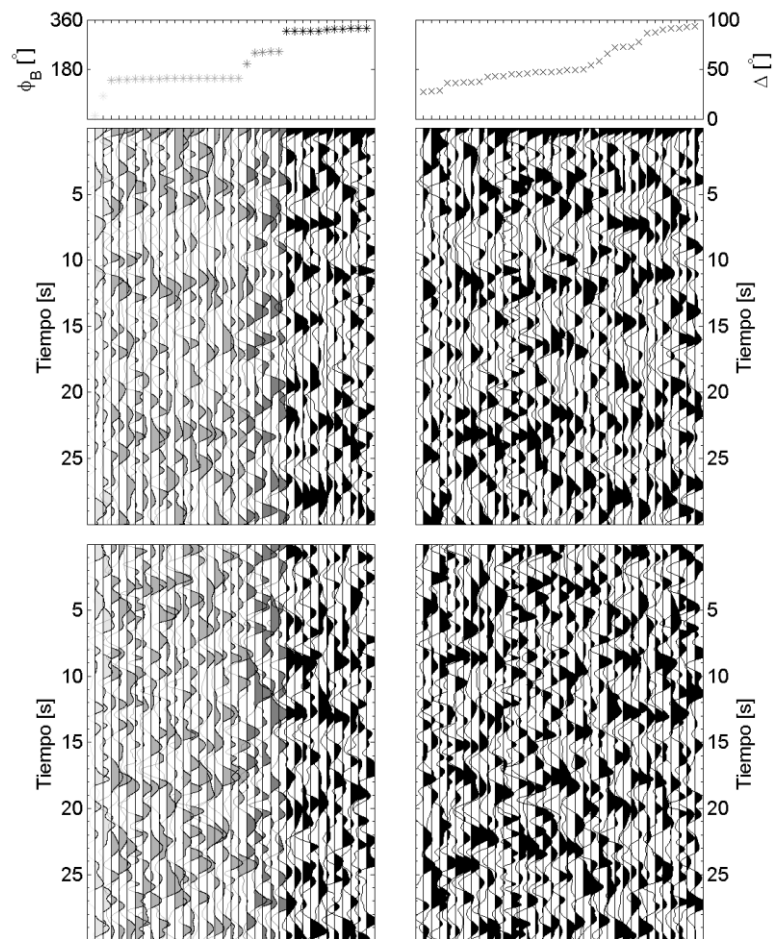


Figura C.8, funciones receptor para la estación TO.CONU ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.COYO (Coyotepec)

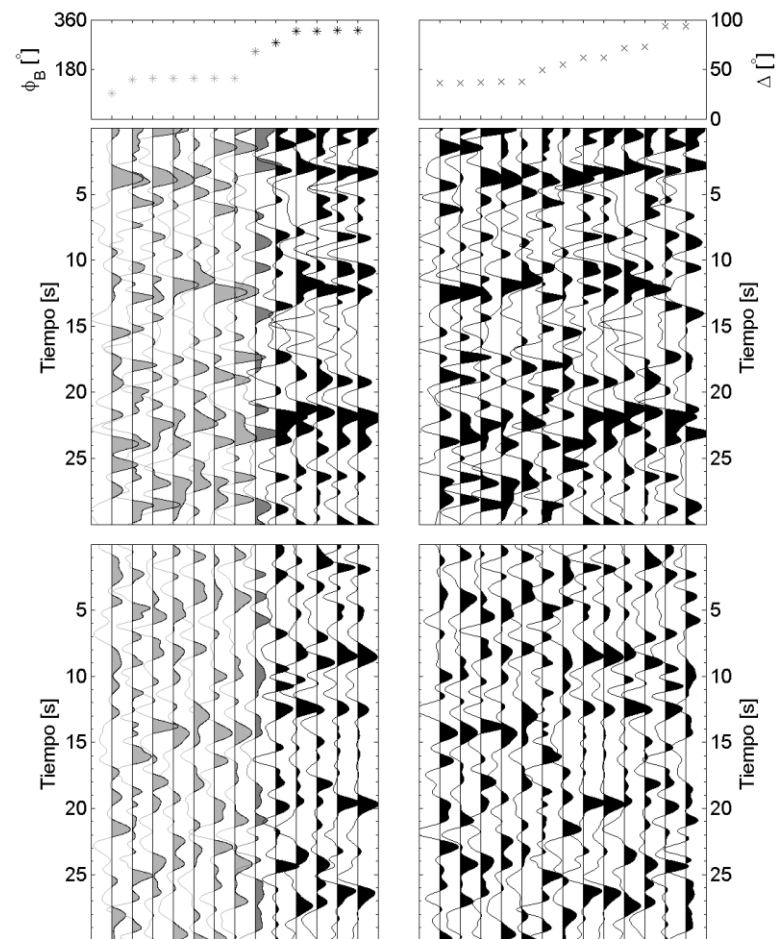


Figura C.9, funciones receptor para la estación TO.COYO ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.CUAU (Cuauhtémoc)

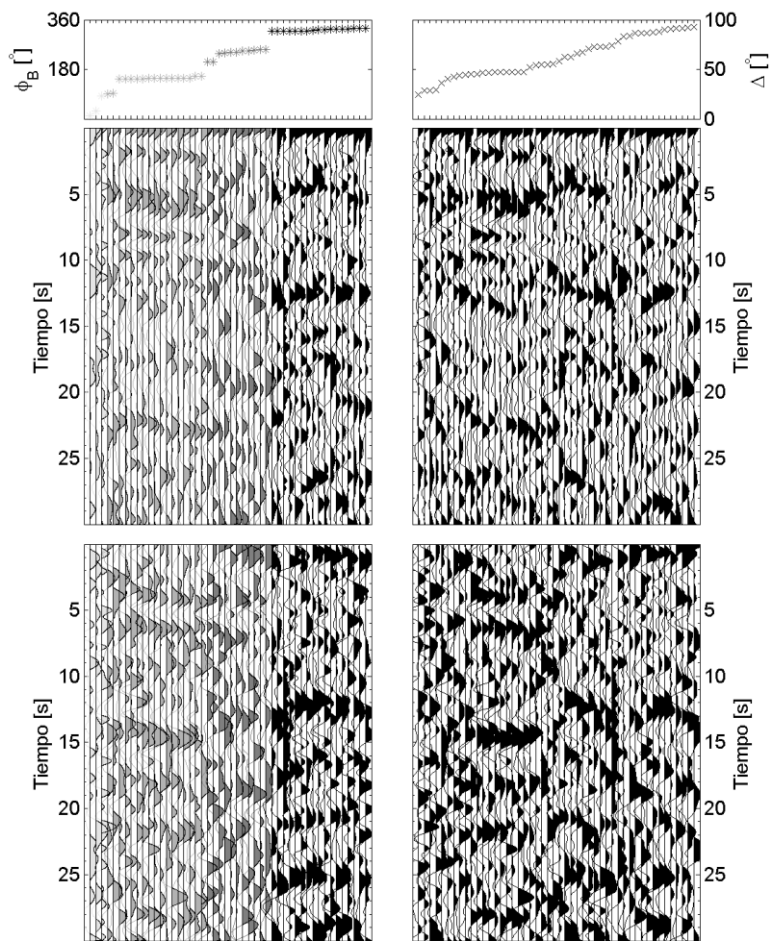


Figura C.10, funciones receptor para la estación TO.CUAU ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.DONA (Donahí)

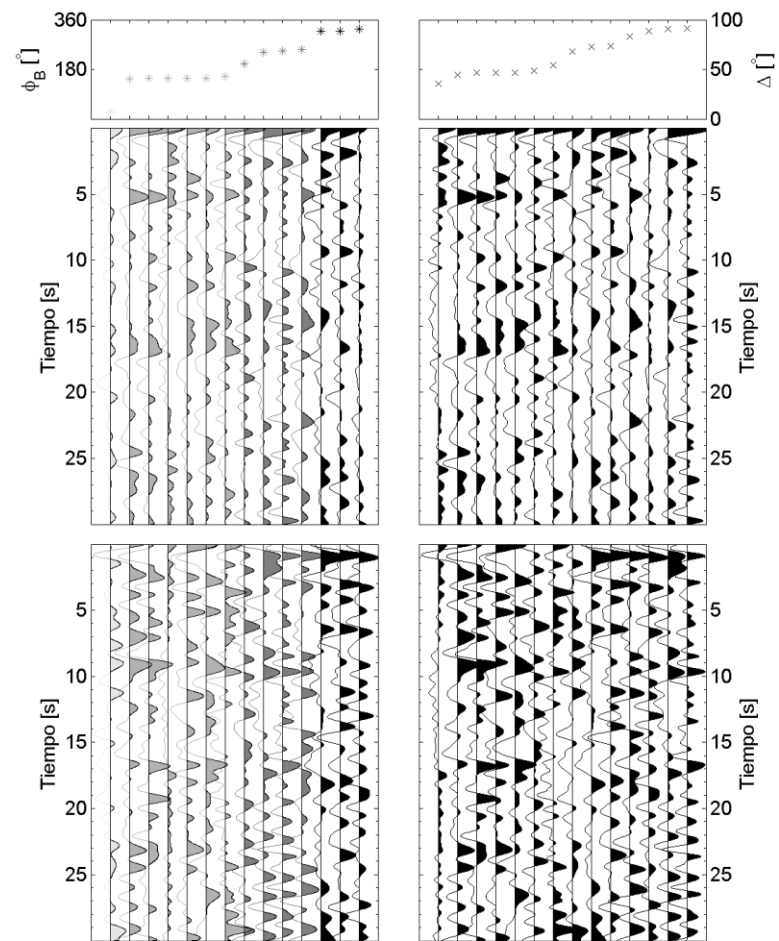


Figura C.11, funciones receptor para la estación TO.DONA ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.EBTT (Estación de Biología Tropical Los Tuxtlas)

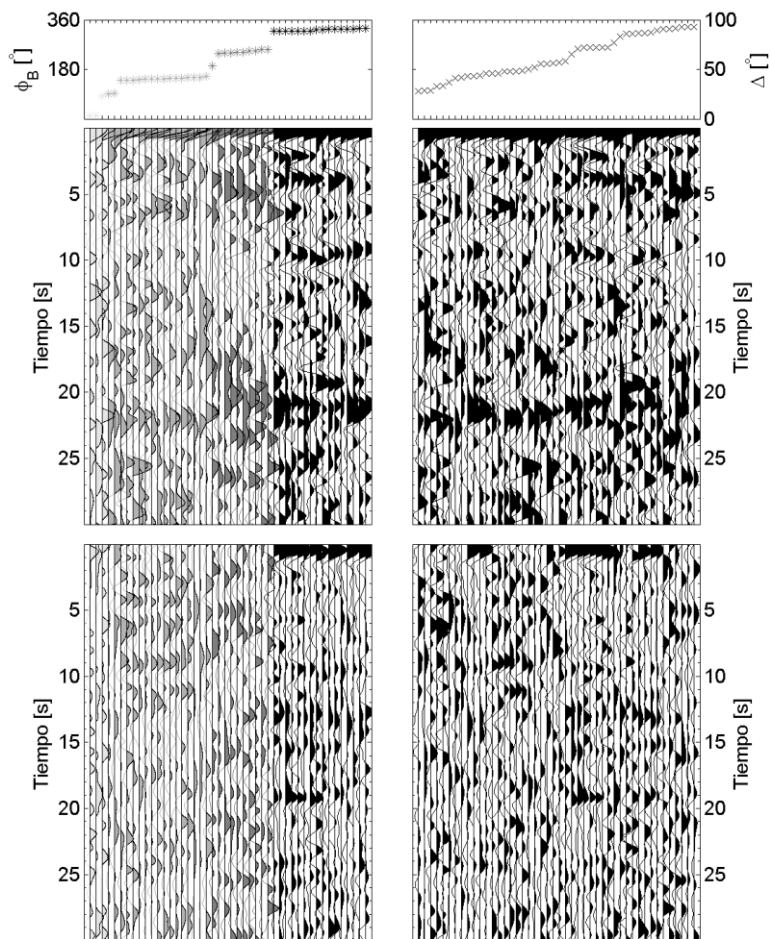


Figura C.12, funciones receptor para la estación TO.EBTT ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.EGIP (Egipto)

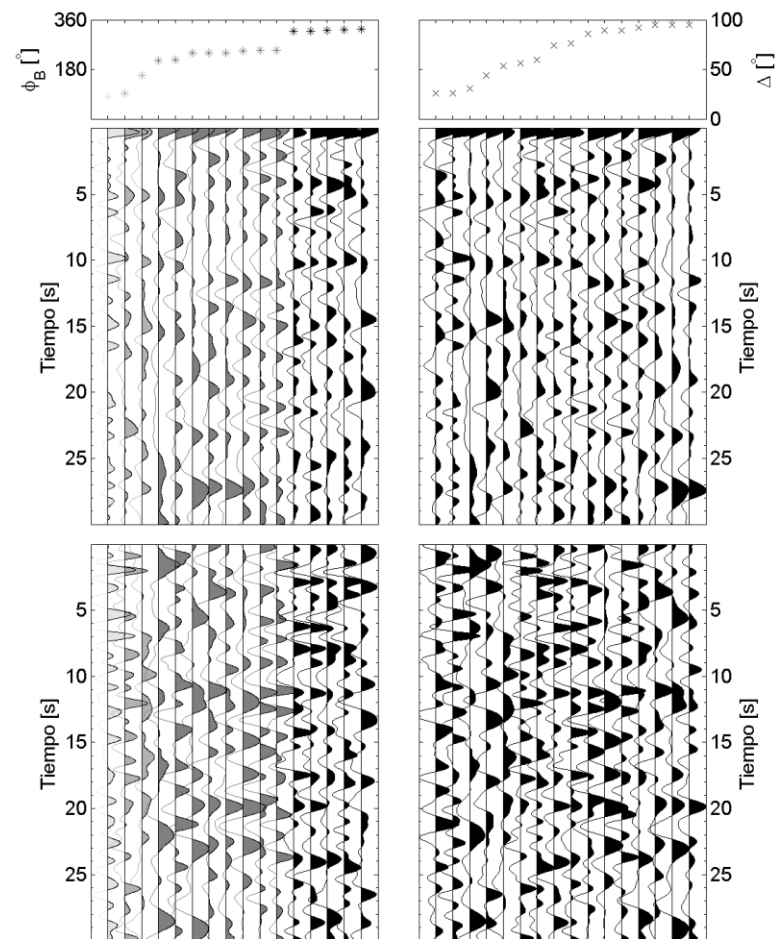


Figura C.13, funciones receptor para la estación TO.EGIP ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.ELME (El Mezquite)

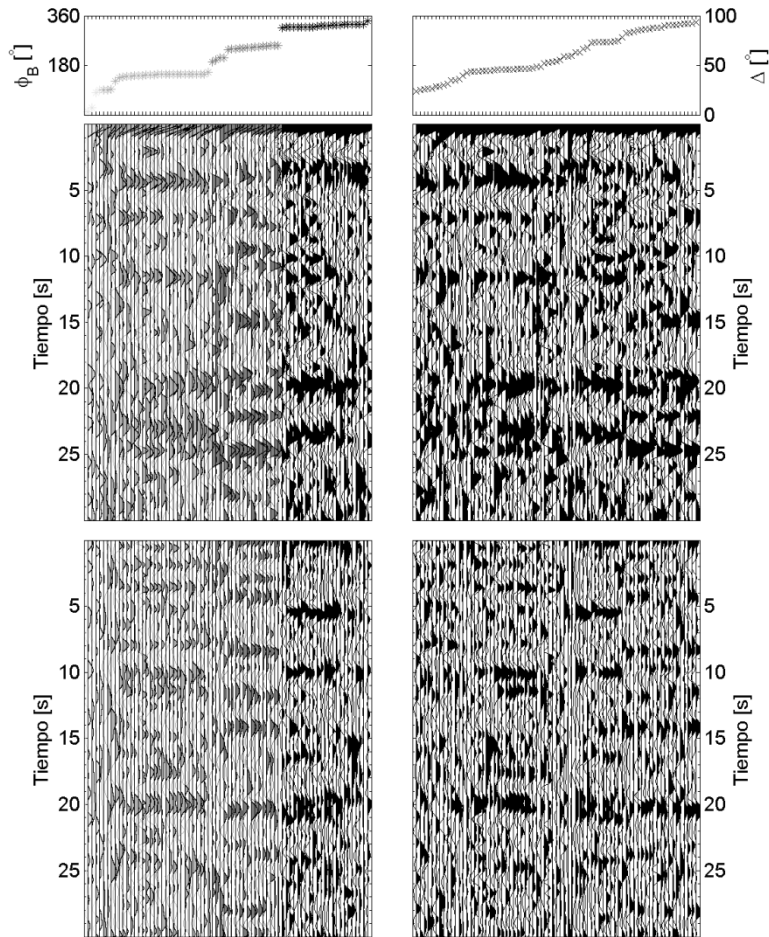


Figura C.14, funciones receptor para la estación TO.ELME ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.ESMA (Esperanza Malota)

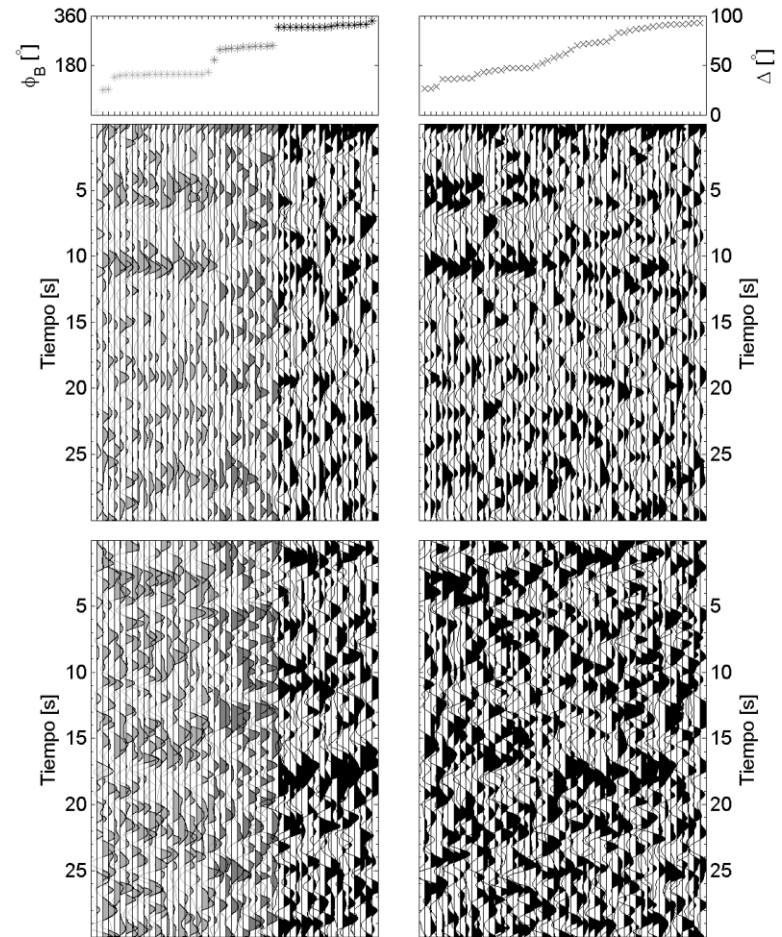


Figura C.15, funciones receptor para la estación TO.ESMA ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.GUVI (Guadalupe Victoria)

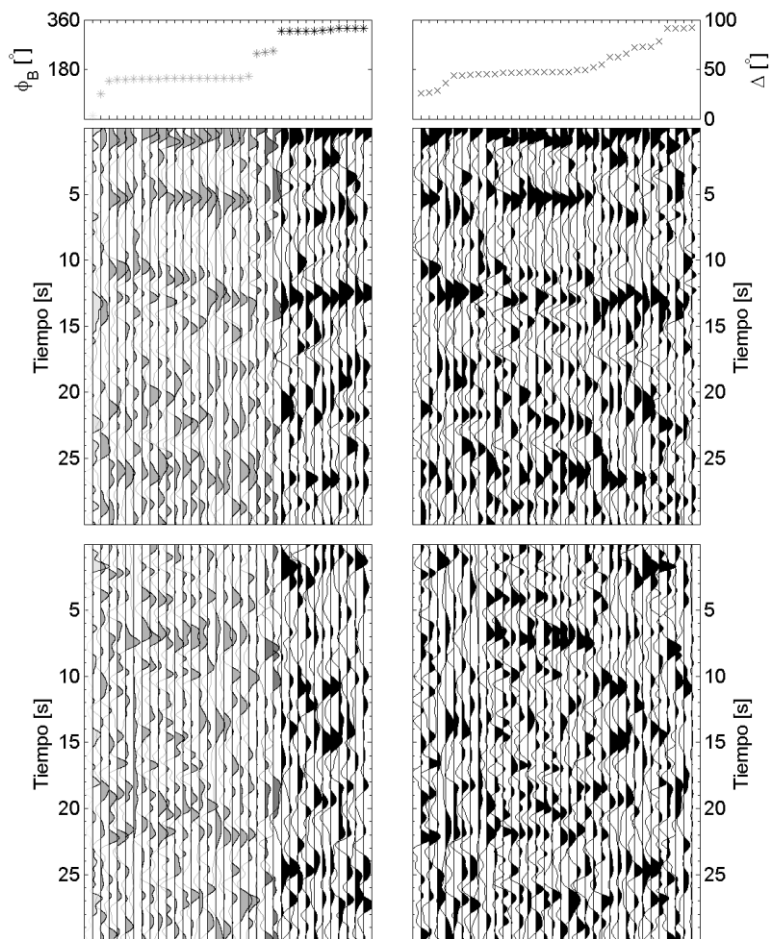


Figura C.16, funciones receptor para la estación TO.GUVI ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.INUV (Instituto de Neuroetología de la Universidad Veracruzana)

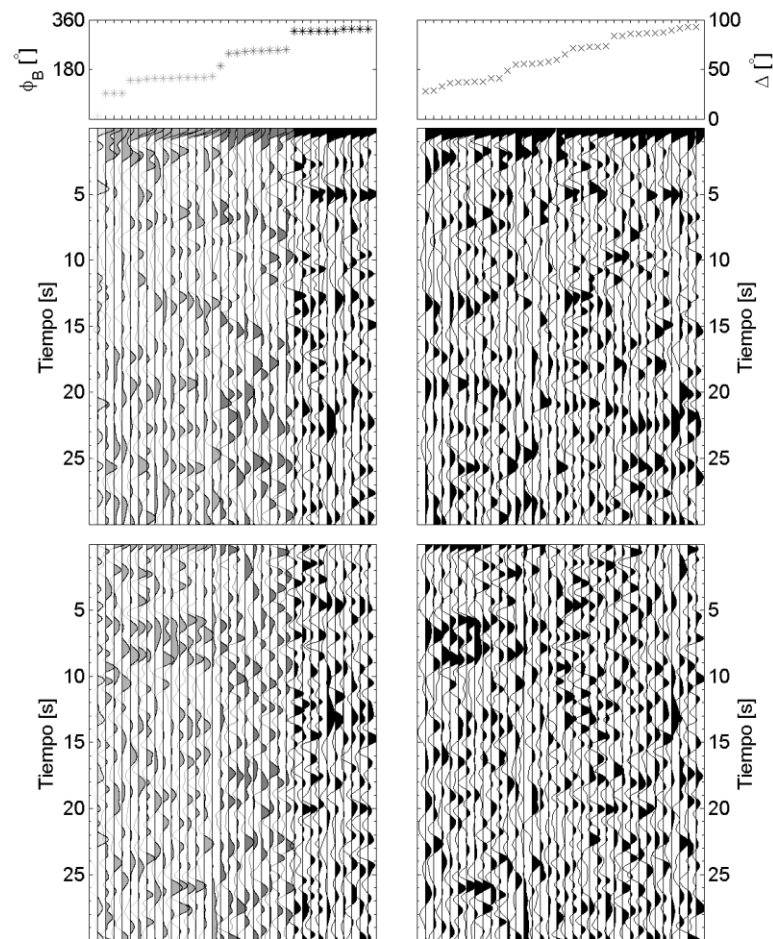


Figura C.17, funciones receptor para la estación TO.INUV ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.IXTA (Asunción Ixtaltepec)

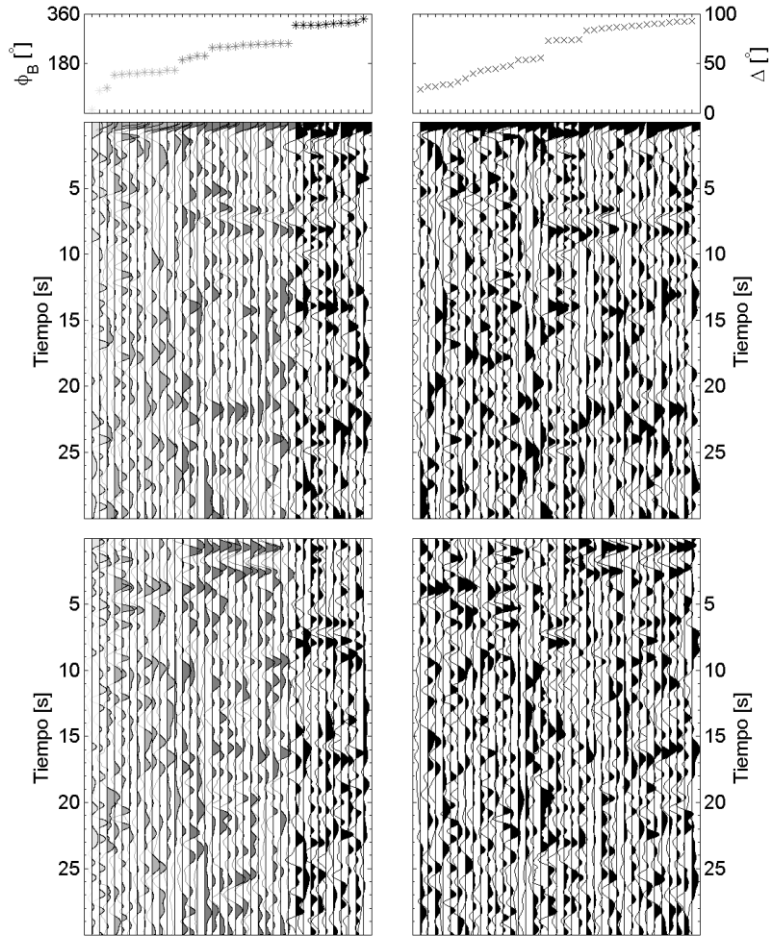


Figura C.18, funciones receptor para la estación TO.IXTA ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.IXTE (Ixtepec)

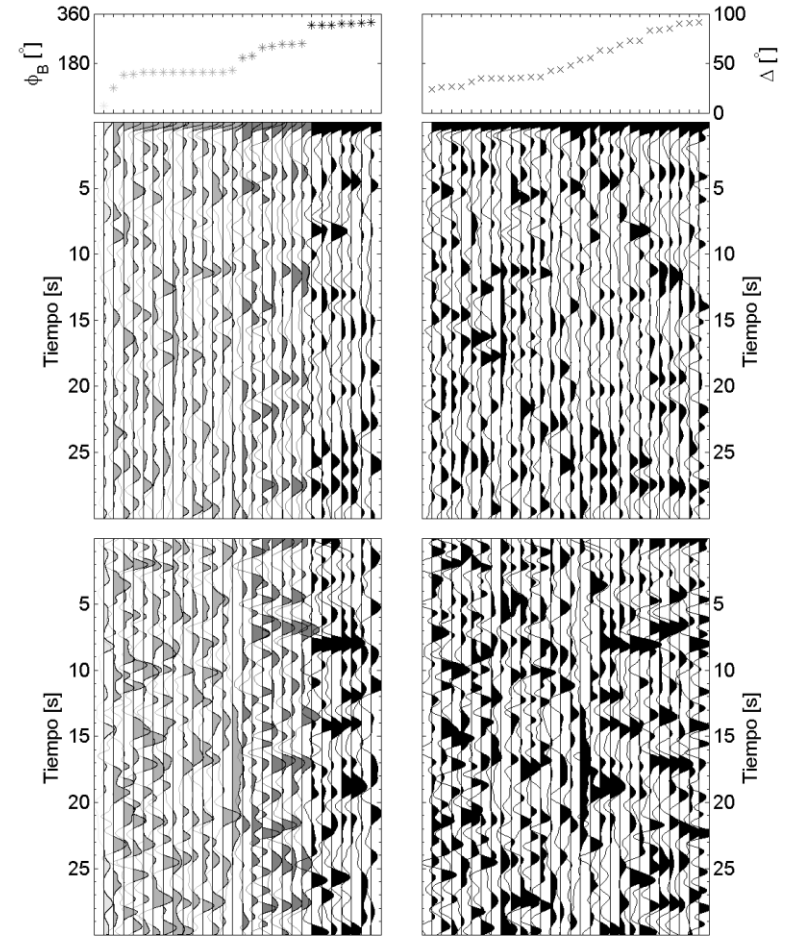


Figura C.19, funciones receptor para la estación TO.IXTE ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.JECA (Jesús Carranza)

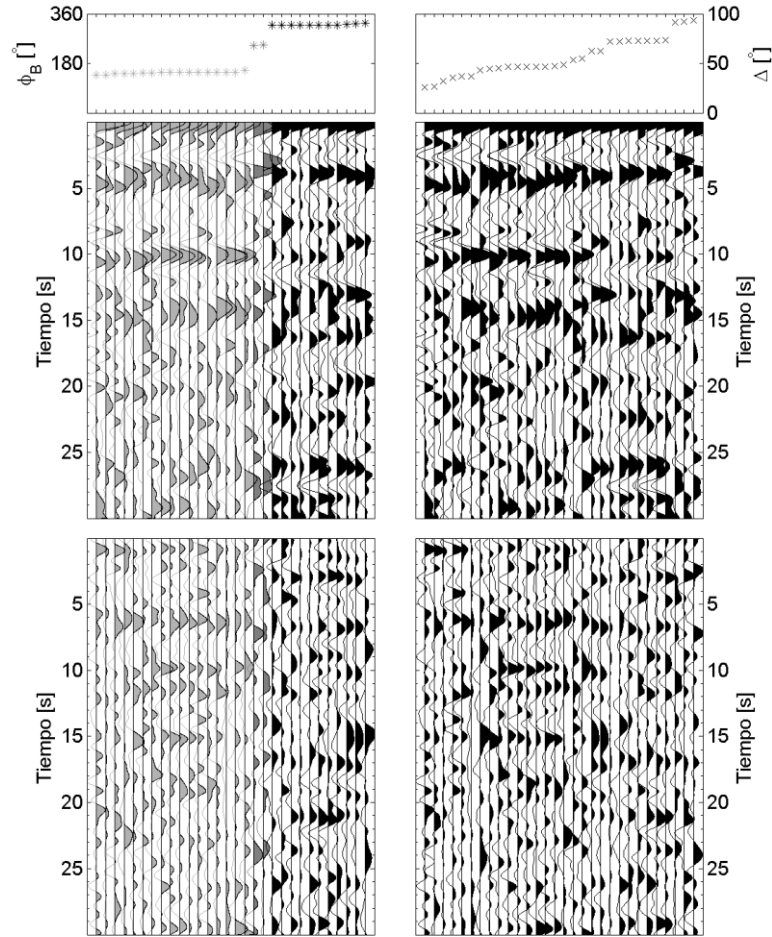


Figura C.20, funciones receptor para la estación TO.JECA ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.JUCH (Juchitán)

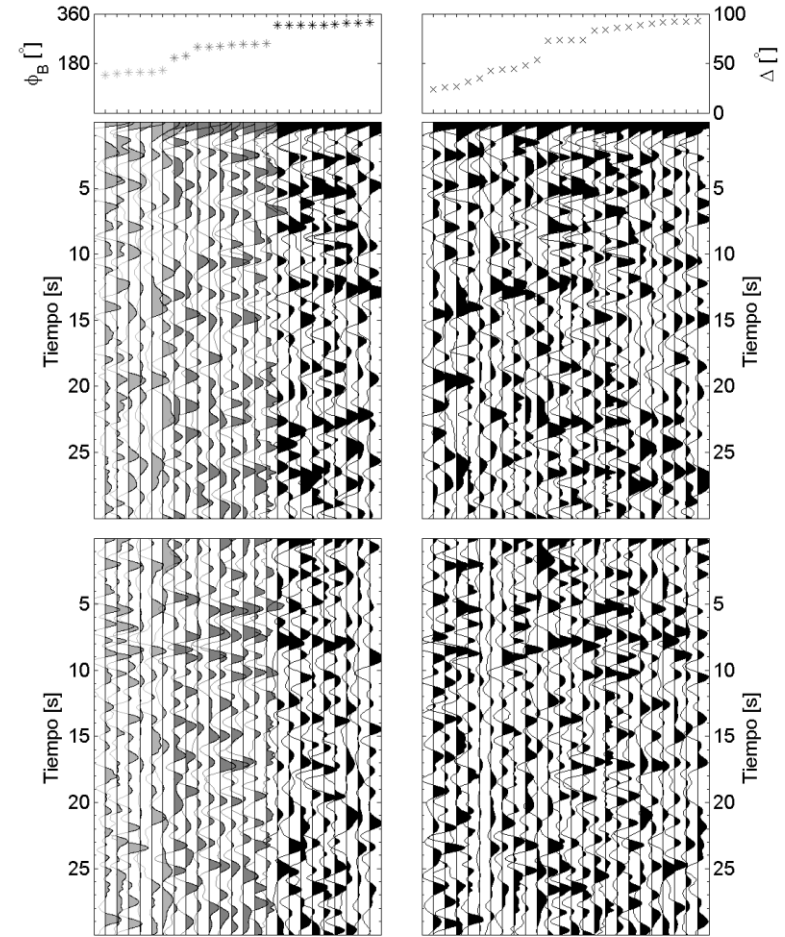


Figura C.21, funciones receptor para la estación TO.JUCH ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.LACU (La Cumbre)

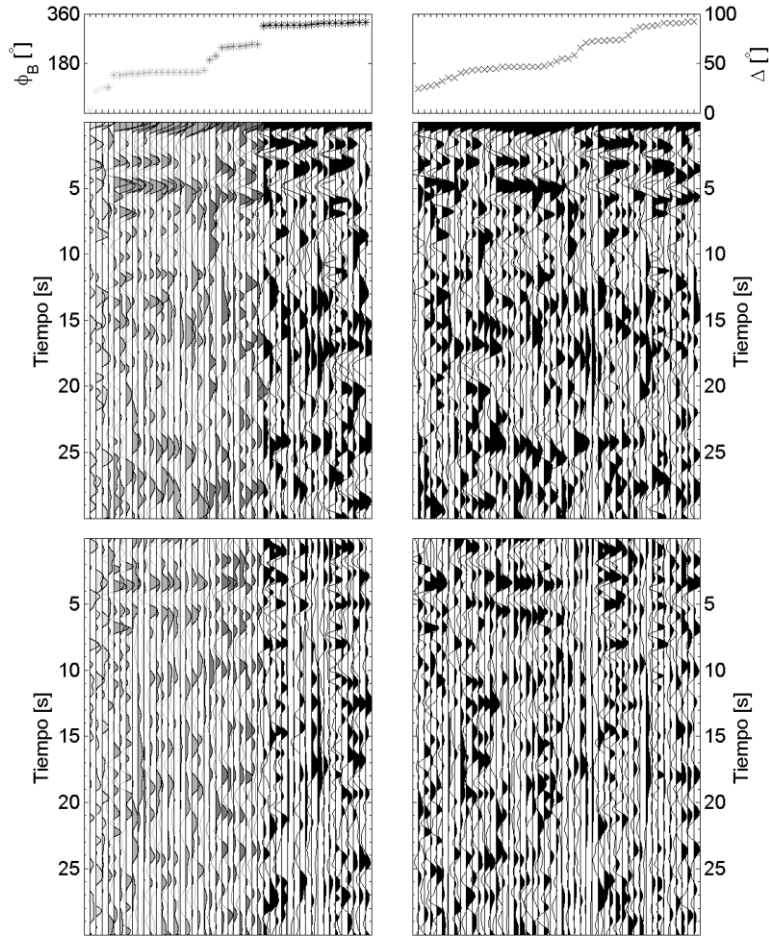


Figura C.22, funciones receptor para la estación TO.LACU ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.MACA (Macaya)

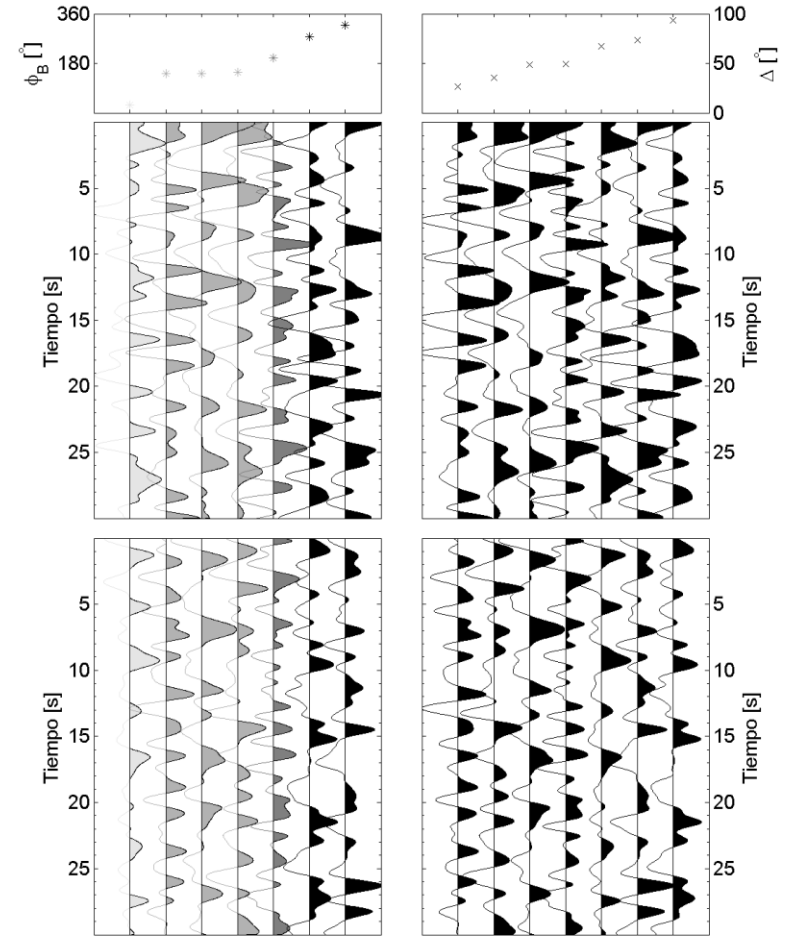


Figura C.23, funciones receptor para la estación TO.MACA ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.MANG (Los Mangos)

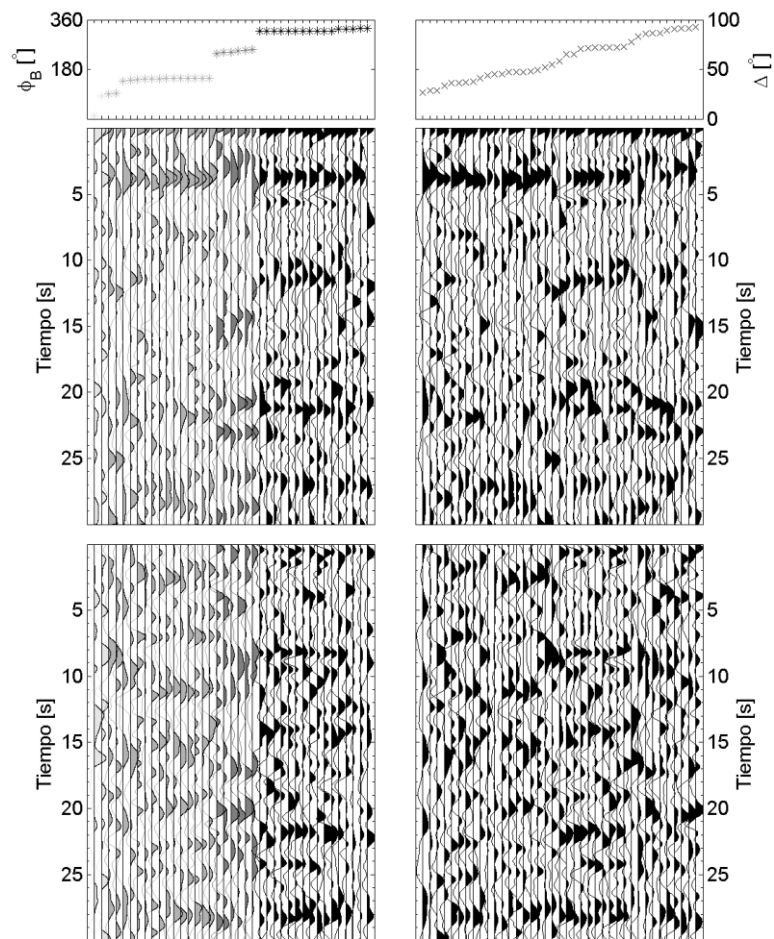


Figura C.24, funciones receptor para la estación TO.MANG ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.MARO (Matías Romero)

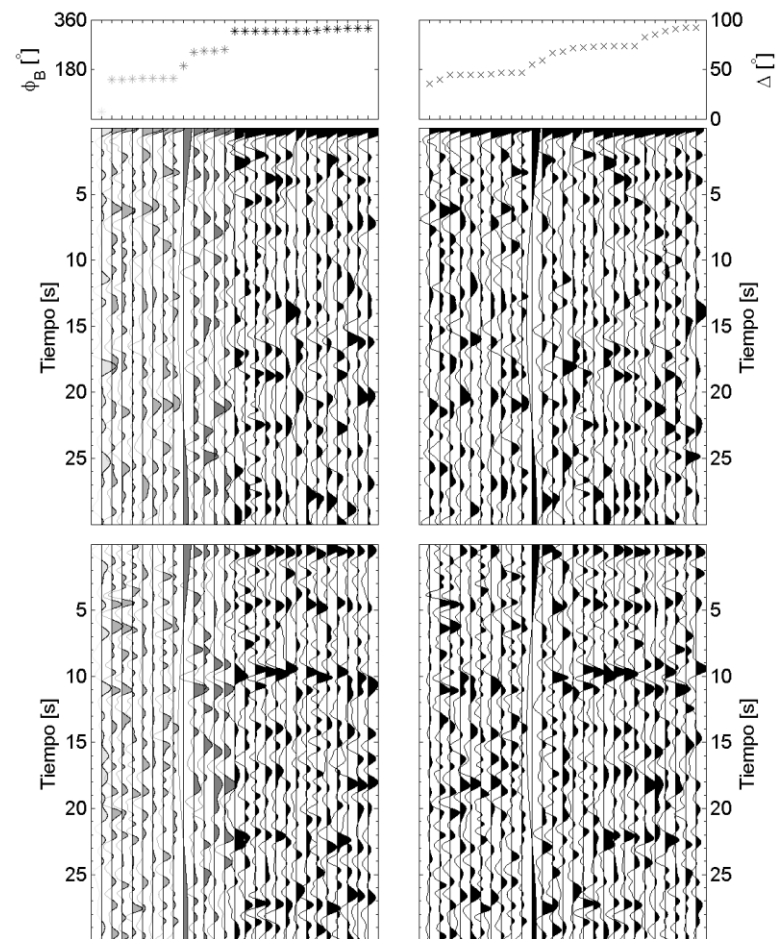


Figura C.25, funciones receptor para la estación TO.MARO ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.MAZH (Mazahua)

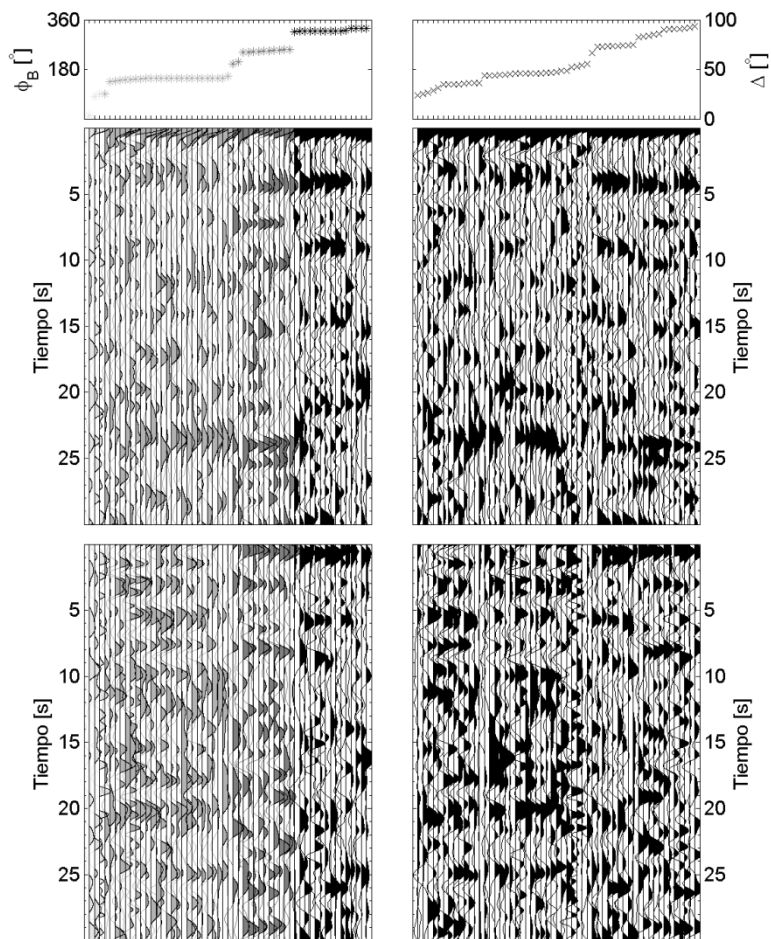


Figura C.26, funciones receptor para la estación TO.MAZH ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.MONT (Monte Pío)

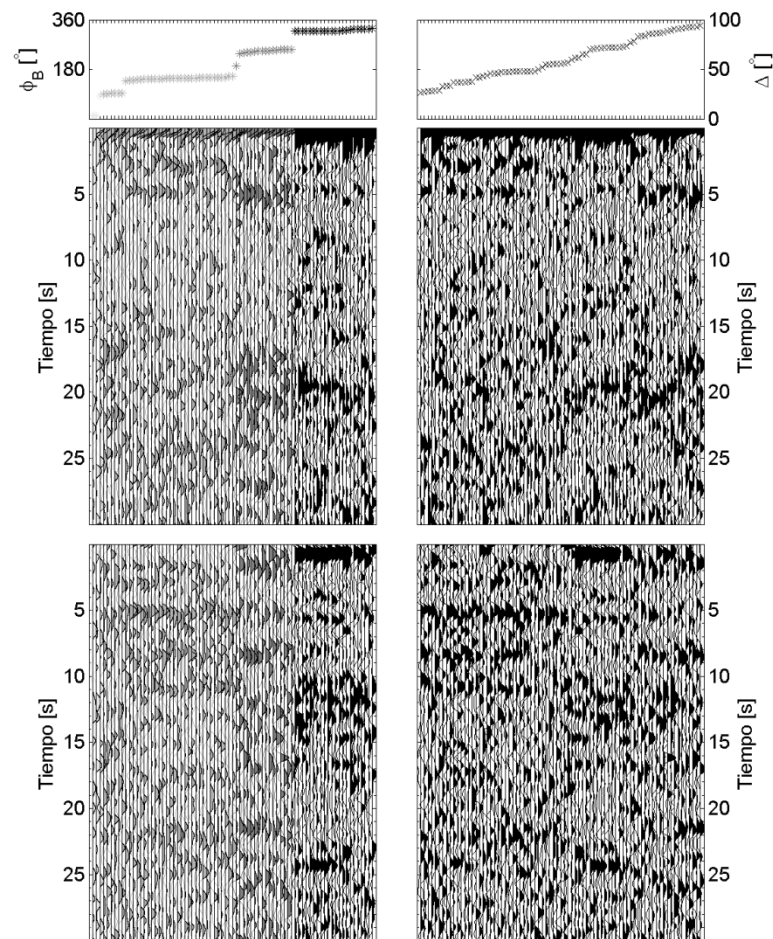


Figura C.27, funciones receptor para la estación TO.MONT ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.NUMO (Nuevo Morelos)

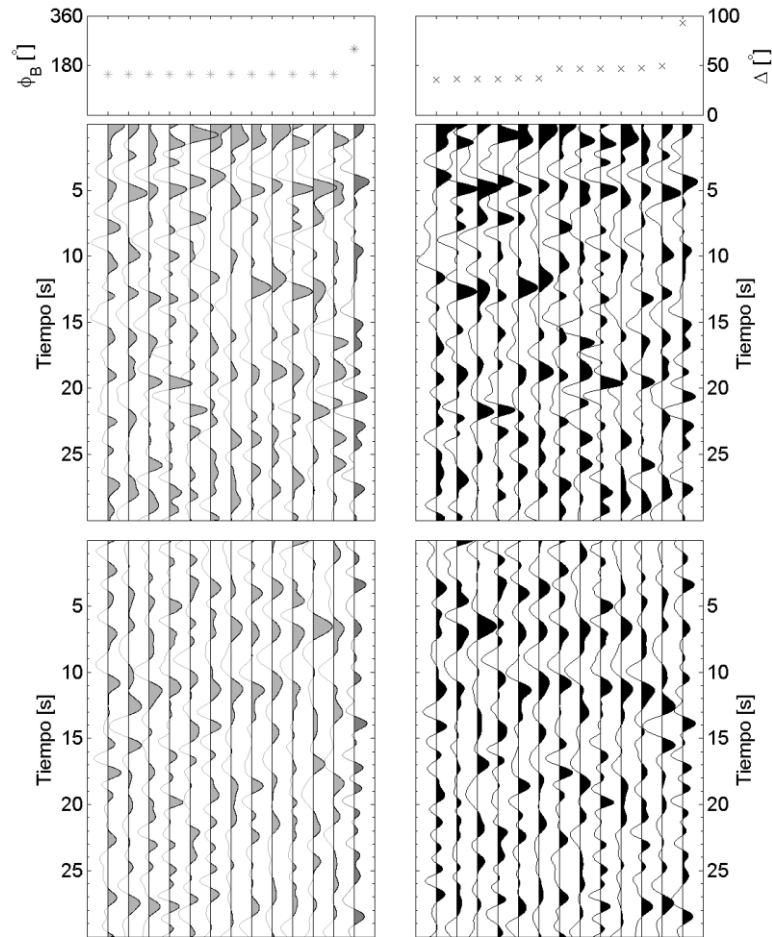


Figura C.28, funciones receptor para la estación TO.NUMO ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.PALO (Palomares)

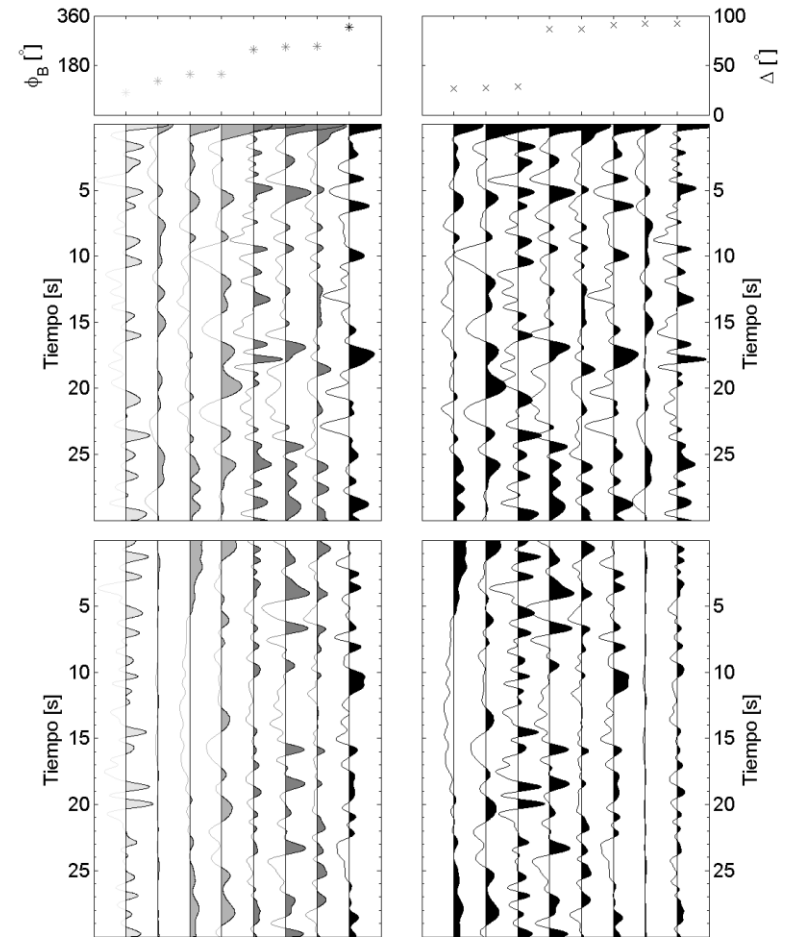


Figura C.29, funciones receptor para la estación TO.PALO ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.PARE (Paso Real)

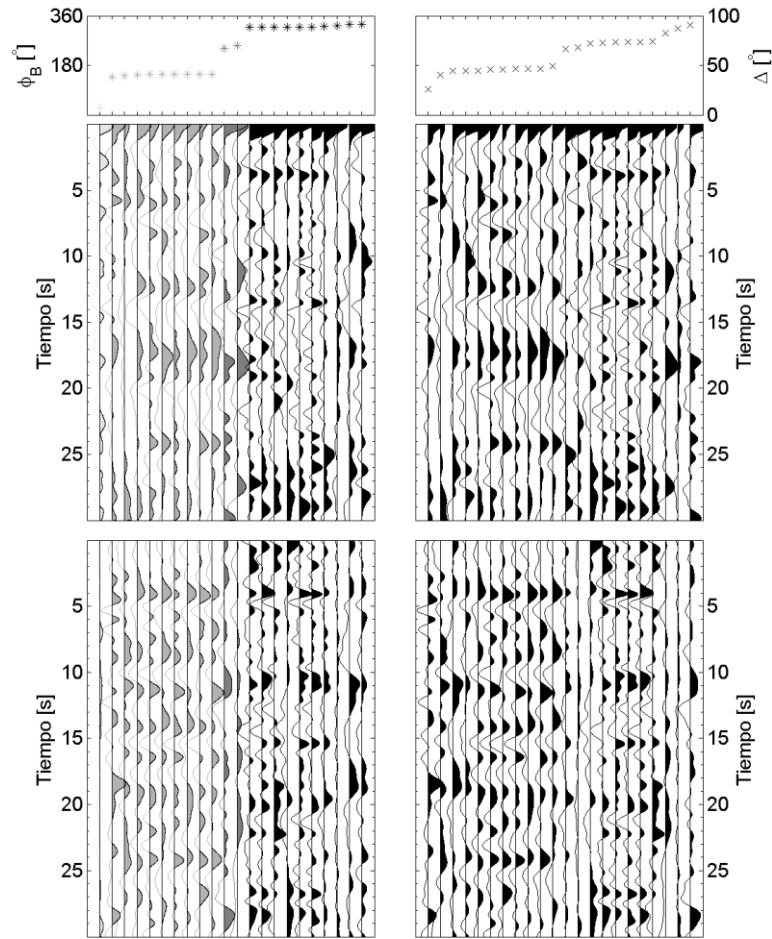


Figura C.30, funciones receptor para la estación TO.PARE ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.RACI (Rancho Cerro del Indio)

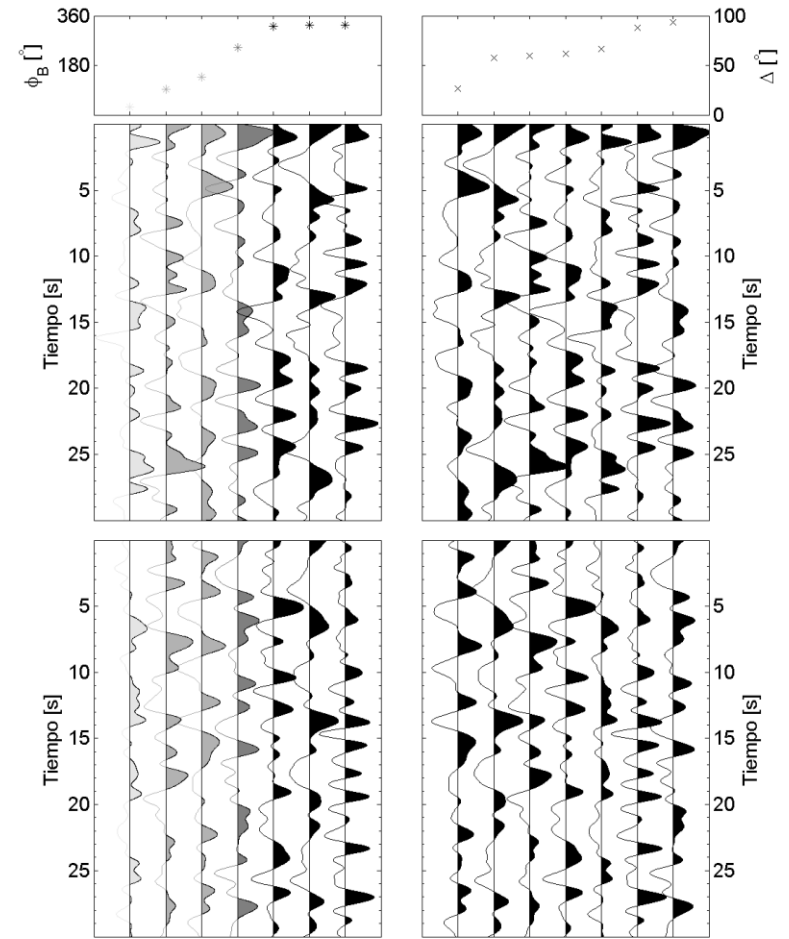


Figura C.31, funciones receptor para la estación TO.RACI ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.RIVA (Rincón Vaquero)

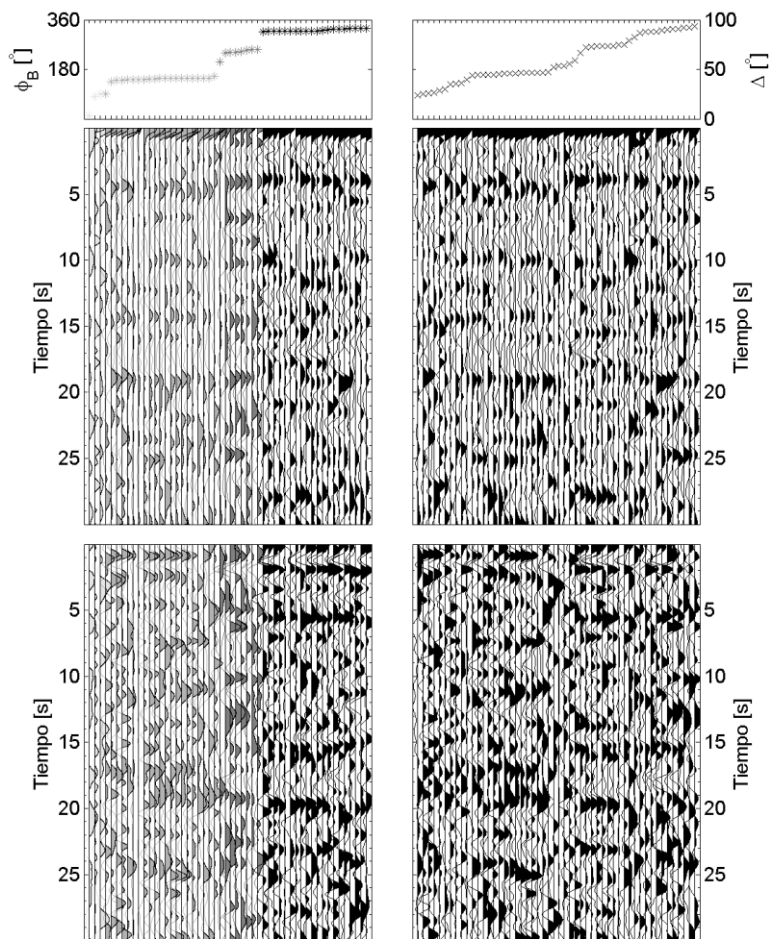


Figura C.32, funciones receptor para la estación TO.RIVA ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.ROLI (Santa Rosa de Lima)

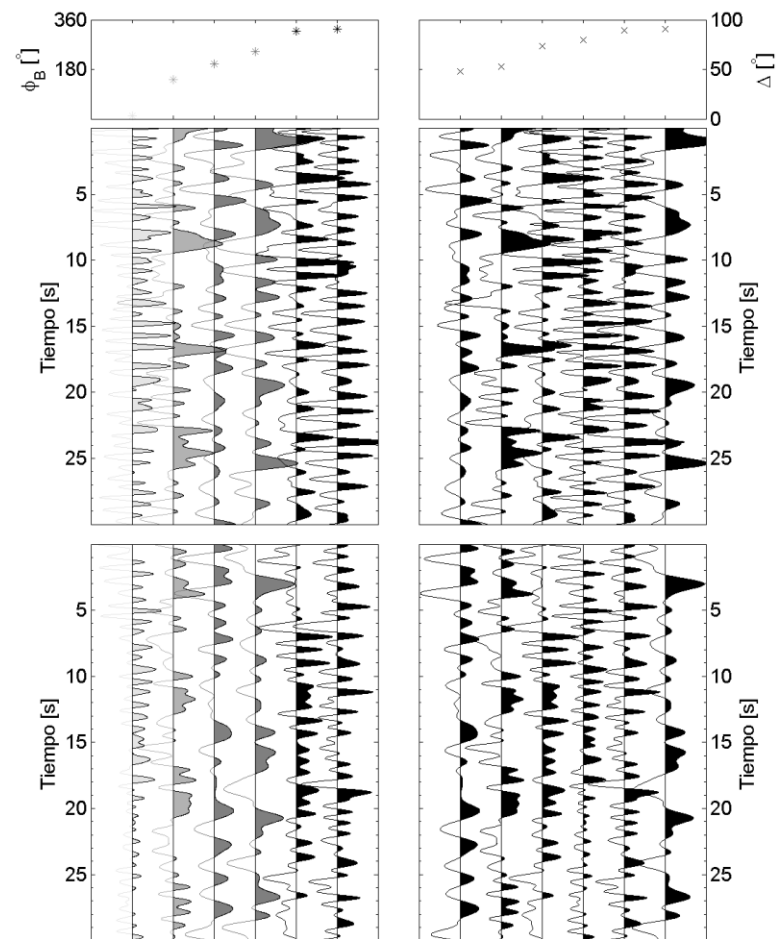


Figura C.33, funciones receptor para la estación TO.ROLI ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.SAJO (San José)

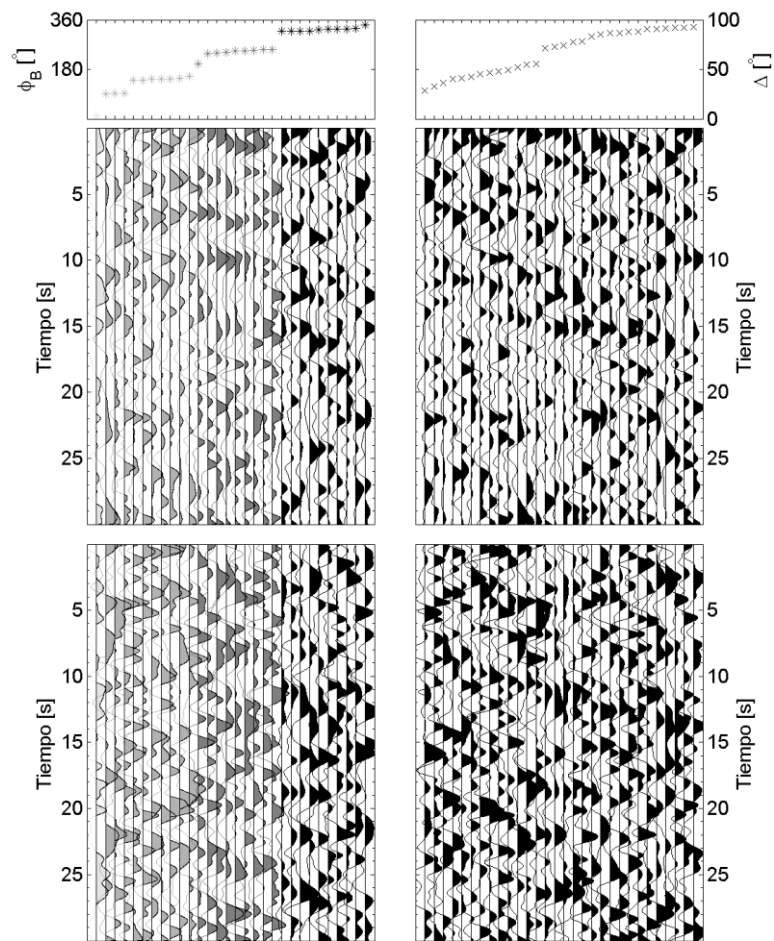


Figura C.34, funciones receptor para la estación TO.SAJO ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.SAMM (San Mateo del Mar)

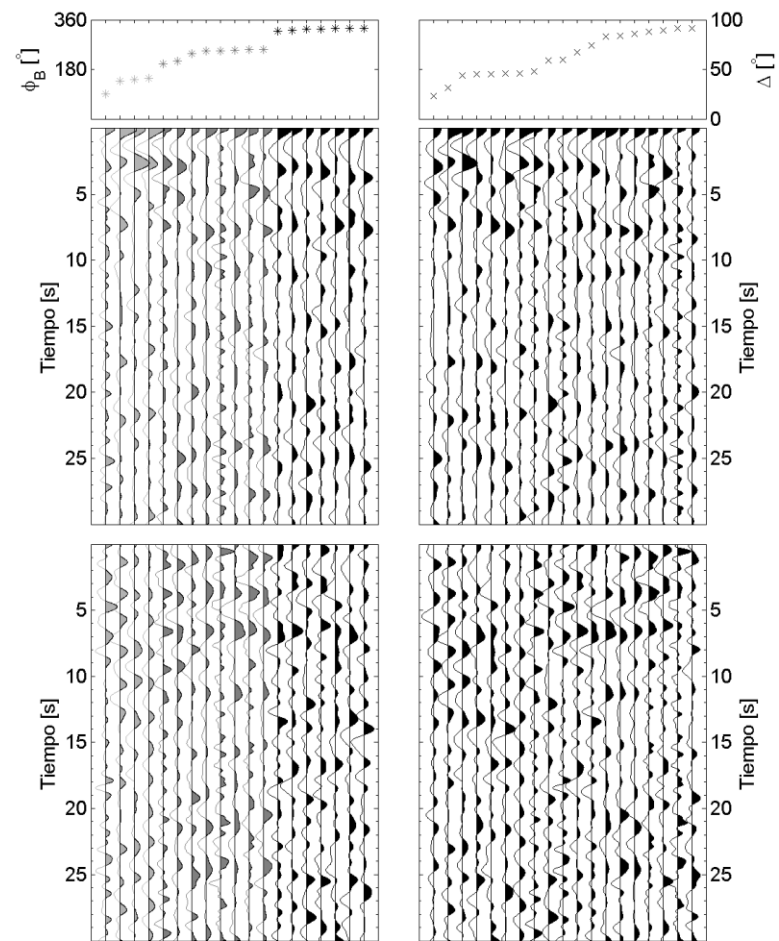


Figura C.35, funciones receptor para la estación TO.SAMM ordenadas por azimuth inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.SARO (Santa Rosa)

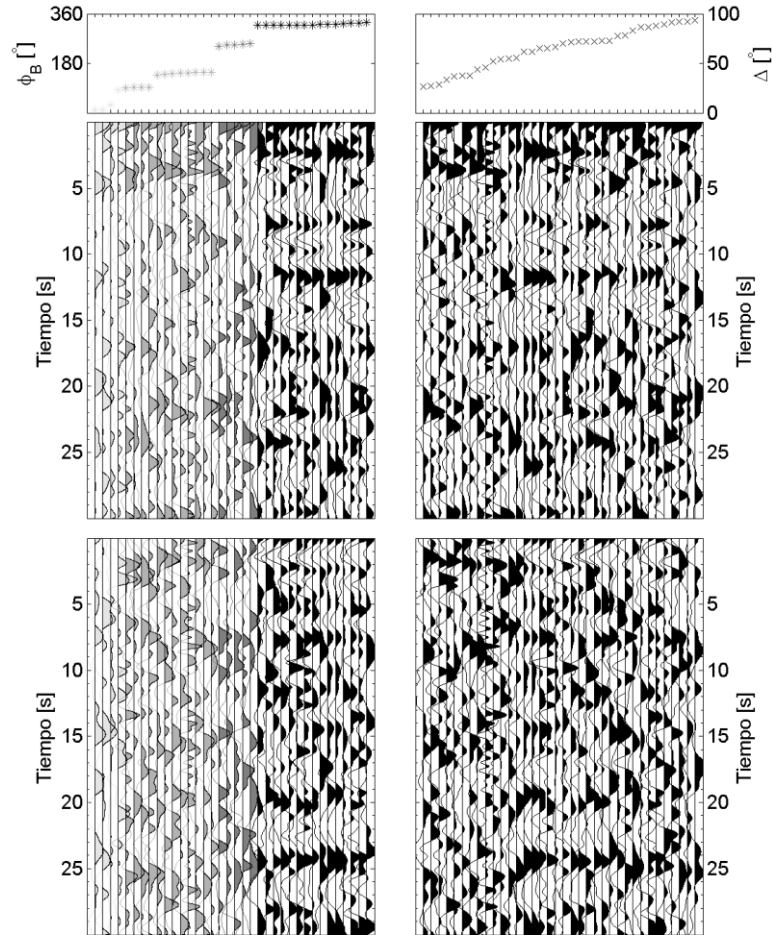


Figura C.36, funciones receptor para la estación TO.SARO ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.SONT (Sontecomapan)

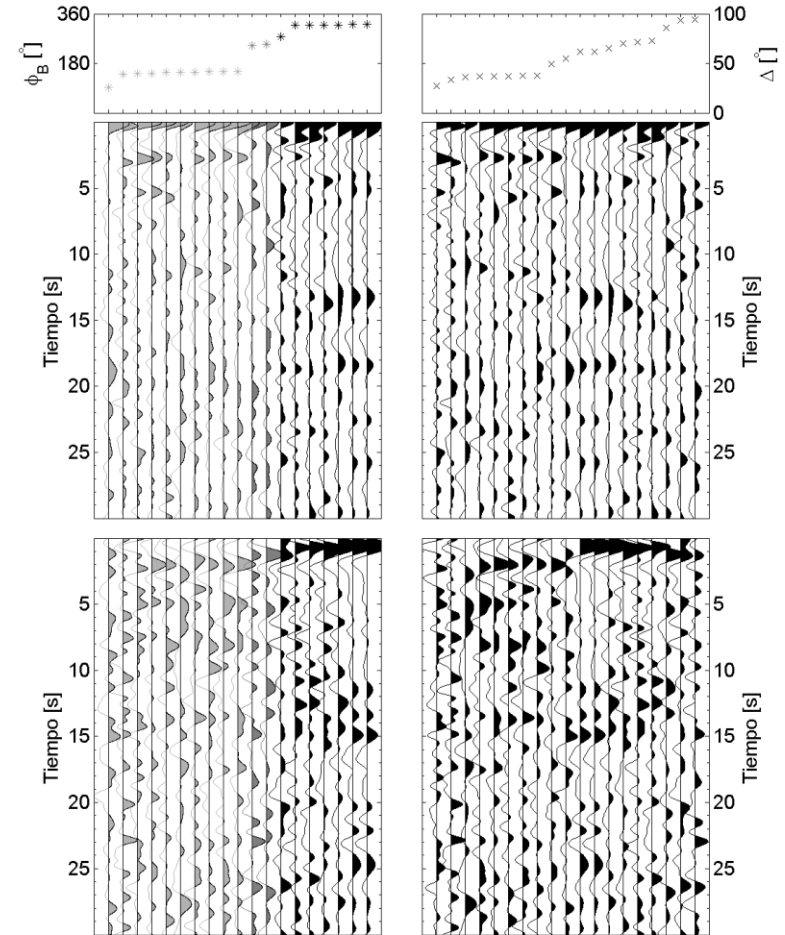


Figura C.37, funciones receptor para la estación TO.SONT ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.SUCH (Suchilapan)

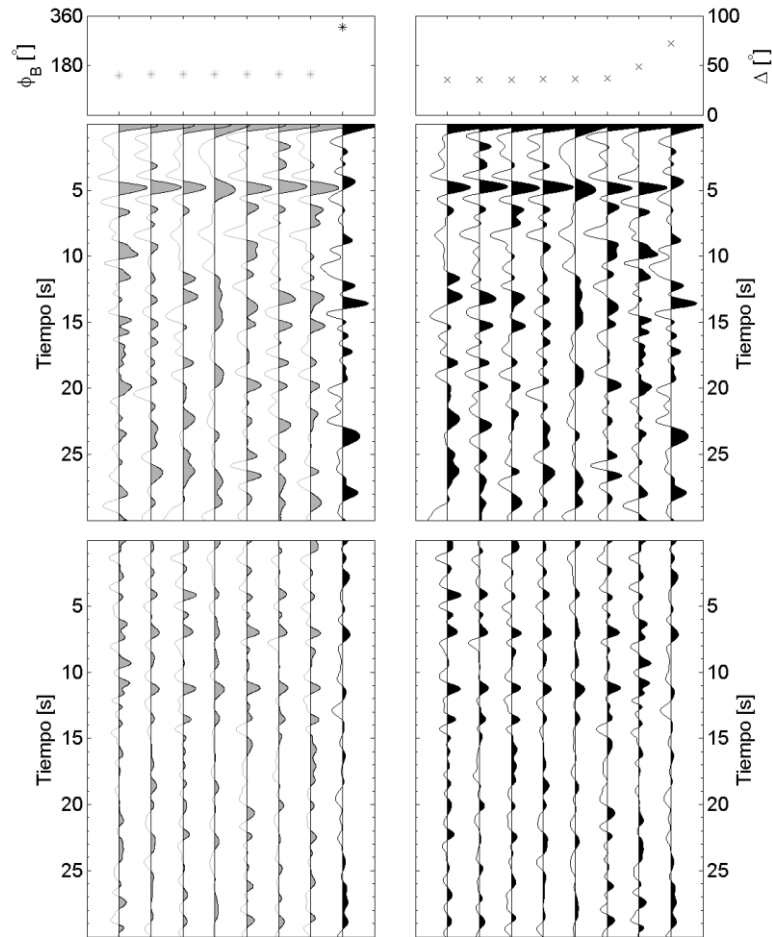


Figura C.38, funciones receptor para la estación TO.SUCH ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.TOLO (Tolosita)

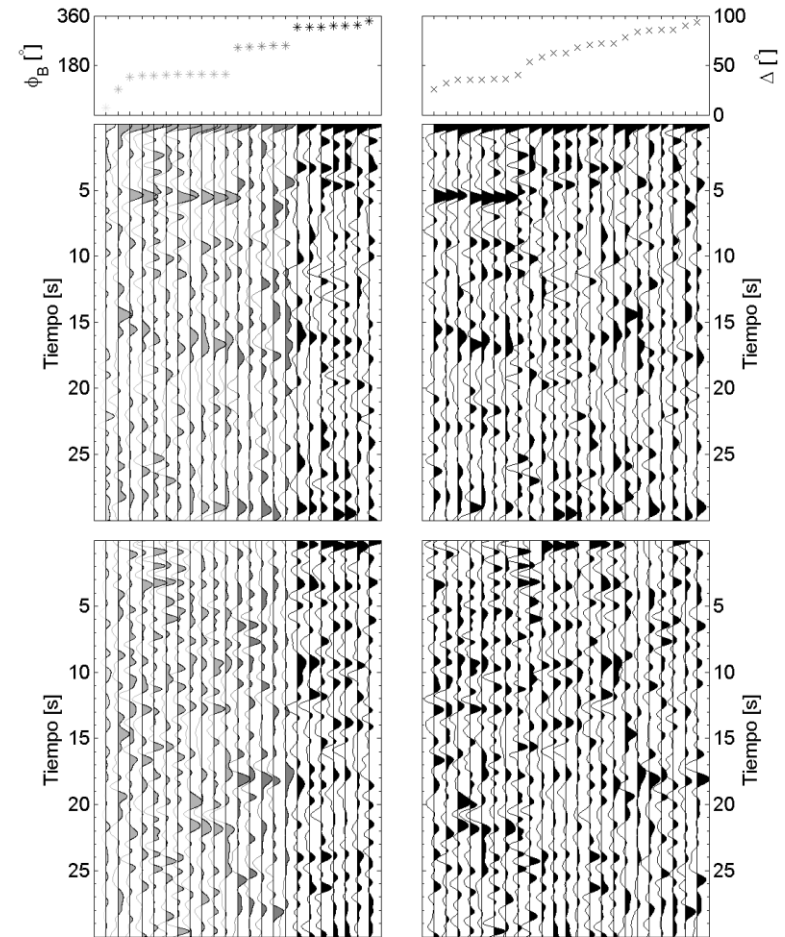


Figura C.39, funciones receptor para la estación TO.TOLO ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.TUXT (Tuxtepec)

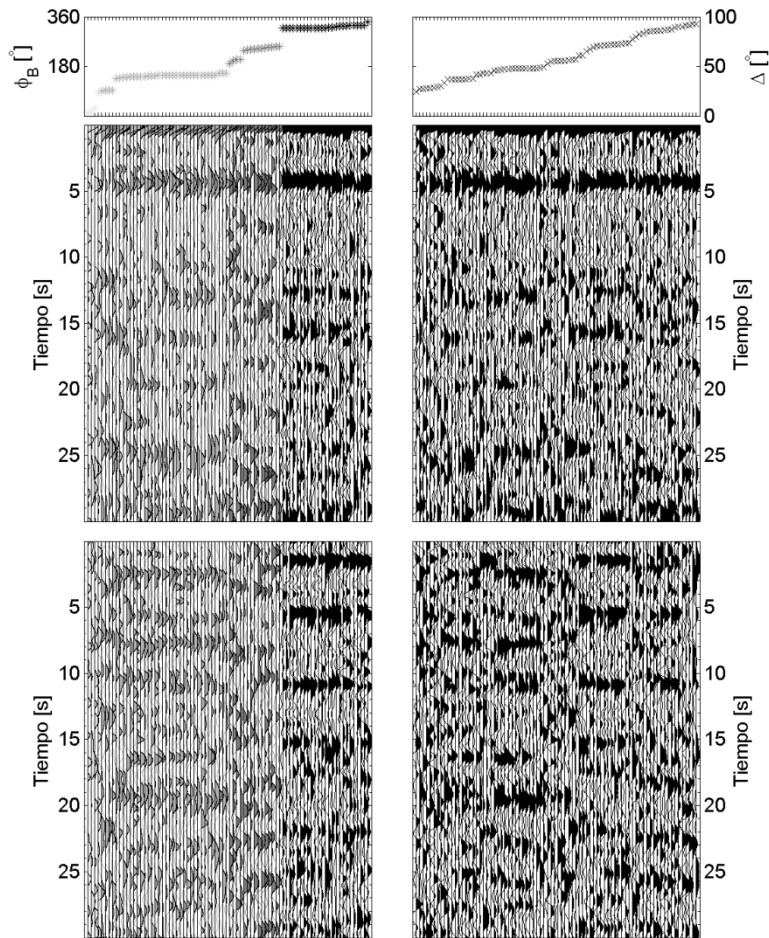


Figura C.40, funciones receptor para la estación TO.TUXT ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

TO.XADA (Santa María Xadani)

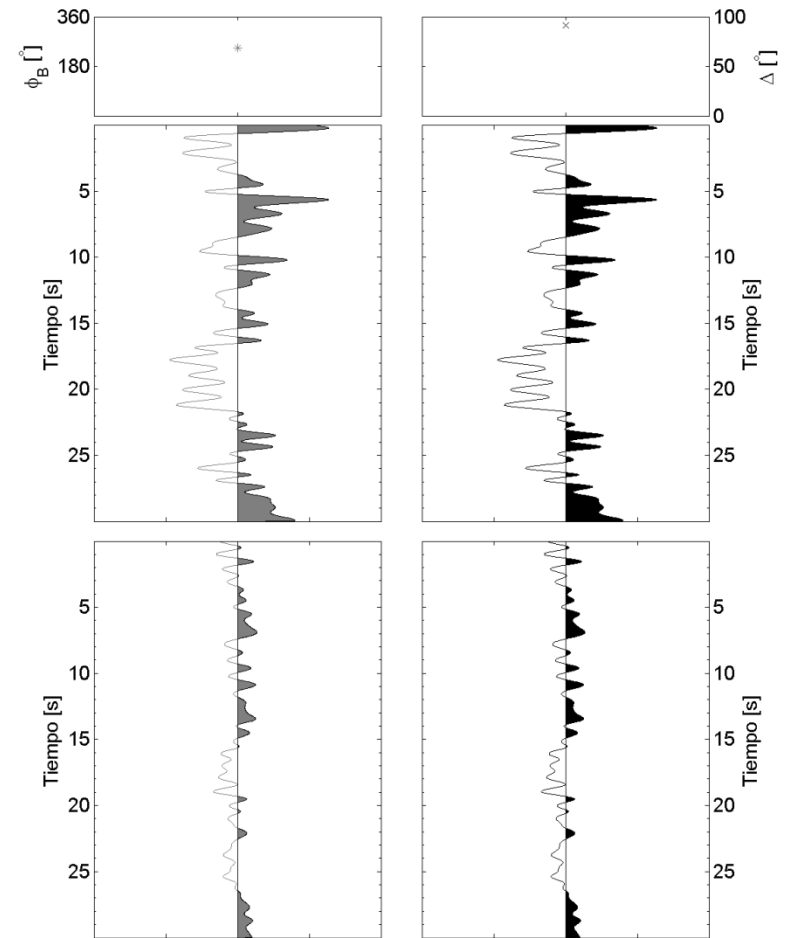


Figura C.41, funcion receptor para la estación TO.XADA Los paneles superiores son la FR radiales y los inferiores la FR transversal.

TO.ZAPO (Zapoapan de Cabañas)

*

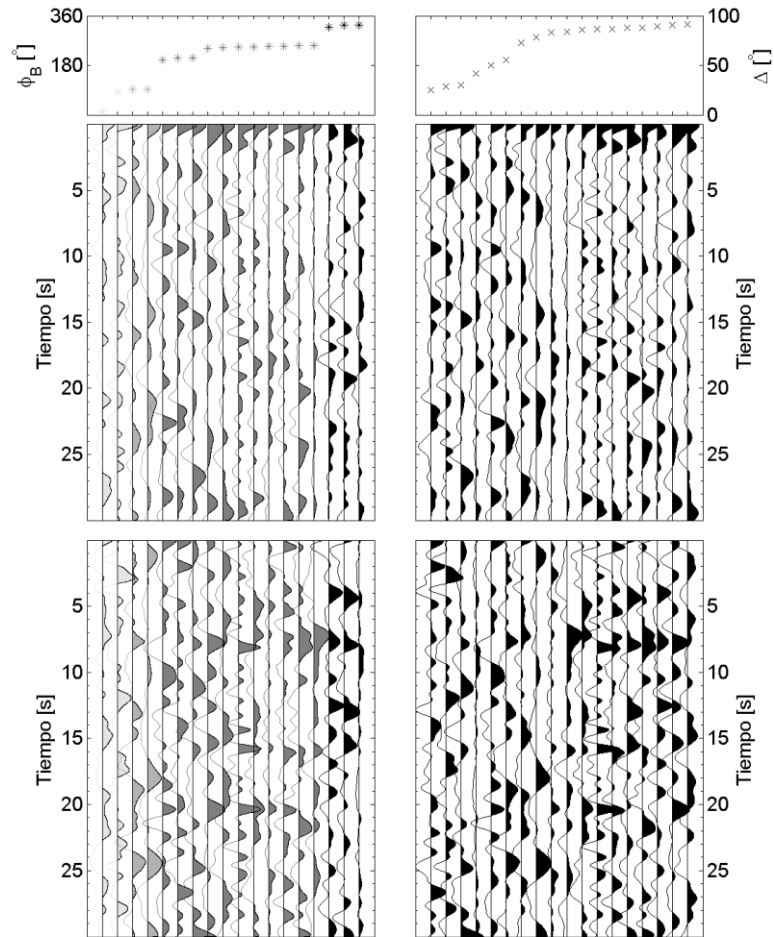


Figura C.42, funciones receptor para la estación TO.ZAPO ordenadas por azimut inverso (paneles izquierdos) y distancia angular (paneles derechos). Los paneles superiores son las FR radiales y los inferiores las FR transversales.

Apéndice D: Transformación al dominio de la profundidad

En este apéndice se mostrará el procedimiento para llevar una FR del dominio del tiempo al dominio de la profundidad. Este método, también llamado *back projecting*, asume que se conocen el parámetro de rayo y el azimut inverso para cada par evento – estación. Recordando el diagrama de flujo de procesamiento de FR de la Fig. 4.7, se sabe que estos dos parámetros se obtienen en una etapa previa utilizando el programa *TauP*. Hecho esto se asume un modelo de velocidades $v(r)$ que depende de la profundidad y que para este trabajo fue el modelo IASP91 (Kennet & Engdahl, 1991; Sección 2.3).

Para hacer la transformación se requieren un par de ecuaciones importantes que describen la trayectoria de un rayo en coordenadas esféricas (Stein & Wysession, 2003). Sea el parámetro de rayo, para una geometría esférica,

$$p = \frac{r \cdot \sin(i)}{v}, \quad (D.1)$$

donde i es el ángulo entre el vector unitario radial y la dirección con la cual el rayo deja la fuente (Fig D.1).

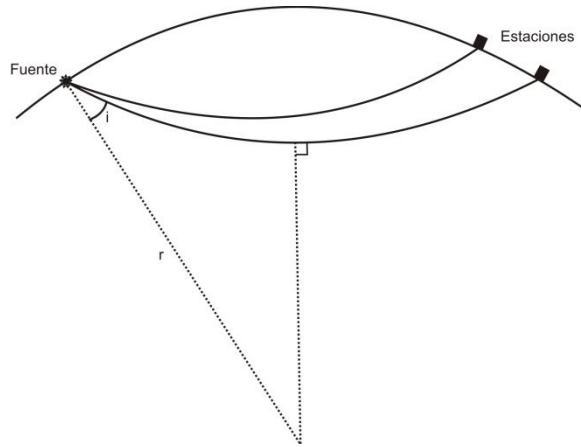


Figura D.1, geometría de un rayo.

Si ahora se obtiene un elemento diferencial de la trayectoria del rayo (Fig. D.2) se tendrá que

$$(ds)^2 = (dr)^2 + r^2(d\theta)^2, \quad (D.2)$$

expresión a partir de la cual por trigonometría se obtiene

$$\sin(i) = \frac{rd\theta}{ds}. \quad (D.3)$$

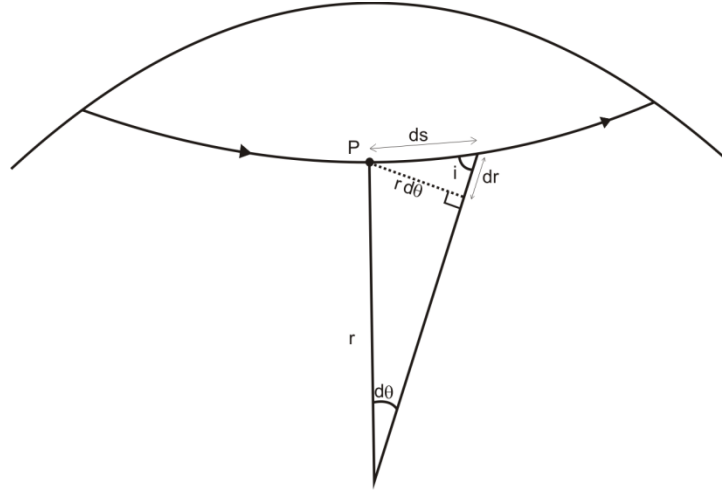


Figura D.2, segmento diferencial de la trayectoria de un rayo.

Sustituyendo en la Ec. D.1 se obtiene

$$p = \frac{r \cdot \sin(i)}{v} = \frac{r^2}{v} \cdot \frac{d\theta}{ds}, \quad (D.4)$$

de donde se puede despejar para obtener

$$(ds)^2 = \frac{r^4}{v^2 p^2} (d\theta)^2, \quad (D.5)$$

que se sustituye en la Ec. D.2 para obtener

$$\frac{r^4}{v^2 p^2} = \left(\frac{dr}{d\theta}\right)^2 + r^2, \quad (D.6)$$

que se reordena para finalmente llegar a

$$(d\theta) = \frac{p}{r(\zeta^2 - p^2)^{1/2}} dr. \quad (D.7)$$

En esta última expresión, en la cual $\zeta = r/v$, el parámetro de rayo se asume conocido y único para cada par evento-estación. Además, se ha asumido una distribución de velocidades de capas concéntricas, de tal suerte que $v = v(r)$, lo cual significa que a su vez $\zeta = \zeta(r)$. Ahora, para obtener la trayectoria del rayo en función del ángulo θ y el radio r , sólo resta llevar a cabo la integral

$$\theta(r) = \int_h^r \frac{p}{r(\zeta^2 - p^2)^{1/2}} dr, \quad (D.8)$$

donde los límites de integración son la profundidad máxima del rayo (h) y la profundidad de interés (r). De esta forma, para cada valor de profundidad se puede obtener el ángulo del rayo y hacer el trazado de la trayectoria completa. Ahora solo resta asignar una amplitud a cada posición del rayo, para ello se

requiere conocer el tiempo de viaje de una posición dada del mismo. Siguiendo un procedimiento análogo, si se despeja $(ds)^2$ de la Ec. D.2 y se hacen sustituciones similares, se puede encontrar una expresión para el diferencial de trayectoria de rayo,

$$ds = \frac{r}{v} \frac{dr}{(\zeta^2 - p^2)^{1/2}}, \quad (D.9)$$

y dado que el tiempo de viaje es la integral de la lentitud $(1/v)$ a lo largo de la trayectoria del rayo, se llega a la expresión para el tiempo de viaje

$$T = 2 \int_h^r \frac{r}{v} \frac{dr}{(\zeta^2 - p^2)^{1/2}}, \quad (D.10)$$

expresión en la cual los límites de integración son los mismos que para la Ec. D.8. Con esta última ecuación se puede saber qué tiempo de viaje le corresponde a que valor de la coordenada r del rayo, de tal suerte que se puede saber qué amplitud de la FR en el dominio del tiempo le corresponde a la FR transformada a profundidad.

Completado este proceso se tendrá el rayo correspondiente a una FR dada contenido en un plano con azimut correspondiente al azimut inverso de ese par evento-estación particular (ϕ_B).

Para finalizar el procedimiento resta proyectar ese rayo al plano del perfil VEOX que tendrá un azimut particular (ϕ_{VEOX}). Para hacer esto se toma el ángulo de proyección como el ángulo agudo entre los dos azimuts, de tal suerte que $\varepsilon = |\phi_B - \phi_{VEOX}|$. Sea la función receptor en su plano de propagación $FR = f(x, y, z)$, donde las variables independientes denotan la posición de cada punto del rayo y la variable dependiente es la amplitud de la FR en ese punto dado, para proyectar la amplitud de la FR original a la nueva posición sobre el plano del perfil se eliminará una variable espacial, de tal suerte que la FR proyectada será función de sólo dos variables, $FR' = g(x', z')$. En este esquema las amplitudes deben mantenerse iguales y las coordenadas proyectadas guardarán una sencilla relación con las coordenadas originales, esto es:

$$\begin{aligned} FR &= FR' \\ x' &= x \cdot \cos(\varepsilon) \\ z' &= z. \end{aligned} \quad (D.11)$$

Con estas últimas expresiones se obtiene el punto sobre el plano del perfil al cual asignar cada amplitud de la FR. Este procedimiento se repite para todos los pares evento-estación disponibles y se promedia la amplitud de todas las FR que crucen una celda de dimensiones determinadas, como se describe en la Sección 6.3, construyendo de esta forma las imágenes de las secciones en el dominio de la profundidad.

D

