

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**Facultad de Ingeniería**



**GEOMETRÍA DE LA SUBDUCCIÓN DE ACAPULCO, GRO. A PUENTE DE  
IXTLA, MOR. A PARTIR DE FUNCIONES RECEPTOR**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE**

**INGENIERO GEOFÍSICO**

**P R E S E N T A**

**LIZBETH ESPEJO ARELLANO**

**FERNANDO GREENE GONDI**

**ASESOR: DRA. XYOLI PÉREZ CAMPOS**

**Ciudad Universitaria**

**junio, 2007**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## Índice.

|  |    |
|--|----|
| Resumen.....   | 1  |
| 1. Introducción .....  | 2  |
| 2. Antecedentes teóricos. ....   | 5  |
| 2.1 Análisis de Fourier.....   | 5  |
| 2.2 Convolución y deconvolución. ....  | 6  |
| 2.2.1 Integral de convolución.....   | 7  |
| 2.2.2 Teorema de convolución.....  | 7  |
| 2.2.3 Deconvolución. ....  | 8  |
| 2.3 Filtros. ....  | 9  |
| 2.3.1 Filtrado en el dominio de la frecuencia.....   | 10 |
| 2.3.2 Tipos de filtros frecuenciales y sus respuestas al impulso.....                          | 11 |
| 2.3.3 Filtro Gaussiano. ....   | 11 |
| 2.3.4 Filtro SVD.....  | 12 |
| 2.4 Ondas sísmicas.....  | 15 |
| 2.4.1 Polarización de las ondas de cuerpo. ....  | 15 |
| 2.4.2 Principio de Huygens. ....   | 17 |
| 2.4.3 Principio de Fermat.....   | 18 |
| 2.4.4 Ley de Snell. ....   | 18 |
| 2.4.5 Ángulo crítico. ....   | 19 |
| 2.4.6 Reflexión, Transmisión y Refracción. ....  | 20 |
| 2.4.7 Estructura de la Tierra.....   | 23 |
| 3. Método: Funciones Receptor. ....  | 26 |
| 3.1 Obtención de las Funciones Receptor. ....  | 27 |
| 4. Procesamiento de los datos y análisis. ....   | 32 |
| 4.1 MASE (MesoAmerican Subduction Experiment). ....  | 32 |
| 4.1.1 La red MASE. ....  | 32 |
| 4.1.2 Selección de los sitios. ....  | 32 |
| 4.1.3 Instalación. ....  | 33 |
| 4.1.3.1 Sismómetro de banda ancha CMG-3T.....  | 34 |
| 4.1.3.2 Registrador Reftek modelo 130- 01.....   | 36 |
| 4.1.4 Mantenimiento y recolección de datos. ....   | 36 |
| 4.2 Red de estaciones utilizadas.....  | 37 |
| 4.3 Marco tectónico. ....  | 37 |
| 4.4 Datos. ....  | 41 |
| 4.5 Obtención de funciones receptor. ....  | 41 |
| 4.6 Análisis de las funciones receptor obtenidas. ....   | 44 |
| 5. Discusión y Conclusiones. ....  | 58 |
| 5.1 Tiempo de Ps correspondiente a la base de la corteza oceánica (Moho oceánico). ....        | 58 |
| 5.2 Amplitud, polaridad y período de Ps correspondiente al tope de la placa subducida<br>..... | 64 |
| 5.3 Modelos en profundidad .....   | 65 |
| 5.4 Resultados preliminares de MASE .....  | 67 |
| 5.5 Implicaciones de la geometría obtenida.....  | 68 |
| 5.6 Análisis futuros .....   | 73 |
| 5.7 Conclusiones generales.....  | 74 |

|                    |    |
|--------------------|----|
| Bibliografía ..... | 76 |
| Apéndice A .....   | 81 |
| Apéndice B.....    | 83 |
| Apéndice C.....    | 87 |

## Resumen

En diciembre de 2004 dio inicio el proyecto *MesoAmerican Subduction Experiment* (MASE), el cual tiene como objetivo modelar el comportamiento dinámico de la placa de Cocos debajo de la Norteamericana. Para ello fueron instaladas 100 estaciones sismológicas de banda ancha en una línea que va desde Acapulco, Gro., hasta Tempoal, Ver. El objetivo particular de esta tesis es determinar esta geometría en el segmento sur (33 estaciones), utilizando la técnica de funciones receptor. Las funciones receptor se ordenaron por azimut inverso, distancia y parámetro de rayo para cada estación. Realizamos un perfil de funciones receptor apiladas por azimut inverso ( $90^{\circ}$ - $180^{\circ}$ ,  $180^{\circ}$ - $270^{\circ}$ ,  $270^{\circ}$ - $360^{\circ}$ ), obteniendo los arribos en tiempo de las fases de interés: base y techo de la corteza oceánica y Moho continental. Los resultados obtenidos nos muestran que la placa tiene tres cambios apreciables en el ángulo de inclinación: de la costa hasta ~62 km tierra adentro, el ángulo es de  $\sim 16^{\circ}$ ; de ~62 km hasta ~110 km, el ángulo es de  $\sim 3^{\circ}$ ; de ~110 km hasta ~182 km, el ángulo es prácticamente nulo; y de ~182 km hasta ~202 km, se tiene un ángulo de  $30^{\circ}$ , donde finalmente la placa entra al manto. Además de haber definido la geometría de la placa a lo largo del perfil analizado, observamos que los pulsos de las funciones receptor para sismos provenientes de un azimut inverso entre  $270^{\circ}$  a  $360^{\circ}$  tienen retrasos en tiempo, esto nos indica que probablemente exista una inclinación lateral de la placa.

# 1. Introducción

En la mañana del 19 de septiembre de 1985, a las 7:19 am, la Ciudad de México, Jalisco, Guerrero y Michoacán sufrieron uno de los desastres naturales más catastróficos en la historia de nuestro país. Aquel día los mexicanos fueron testigos de la devastadora fuerza producida por un sismo, habiendo miles de víctimas, entre muertos, heridos, damnificados; pérdidas materiales como edificios, hospitales, oficinas y casas, estimándose las pérdidas económicas en 4,000 millones de dólares (Esteva, 1988). Este sismo se originó debido a la subducción de la placa de Cocos debajo de la Norteamericana, siendo ésta la principal fuente de sismos en nuestro país. Los sucesos acontecidos en 1985 son una de las razones por lo cual se requiere de la formación de especialistas y una profunda investigación en el campo de la sismología.

Los sismólogos han identificado una región en la costa de Guerrero denominada “Brecha Sísmica de Guerrero”, en la cual no se ha identificado un sismo de magnitud mayor o igual a 7 desde 1911 (Servicio Sismológico Nacional). Esta zona, que forma parte de la subducción de la placa de Cocos, representa una gran amenaza a nuestro país debido a su potencial sísmico. Por ello, para entender su comportamiento y los daños que produce, es importante que conozcamos la geometría y propiedades físicas de la placa de Cocos.

Por diversos estudios geofísicos sabemos que las placas de Cocos y Rivera subducen hacia el manto a lo largo de la costa del Pacífico. El estado tectónico actual es el resultado de la fragmentación de la placa del Farallón al encontrarse con la subducción de la placa Norteamericana, provocando cambios en la dirección y velocidad de convergencia (Engebretson et al., 1985). La placa de Rivera subduce en la porción occidental de la margen del océano Pacífico, y la placa de Cocos en la parte central y oriental. A lo largo de la trinchera, la placa de Rivera tiene una edad menor de los 13 Ma, mientras la placa de Cocos tiene una edad que varía a lo largo de la trinchera Mesoamericana con brincos asociados a las zonas de fractura entre los 12.7 y 16 Ma, sus velocidades de convergencia son 1.7-2.2 cm/año y 4.8-7.5 cm/año, respectivamente (Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1993; DeMets et al., 1994; Kostoglodov y Bandy, 1995; Pardo y Suárez, 1995). Esta tesis enfoca sus análisis a la zona comprendida entre los 99° y 100°W donde la velocidad de convergencia relativa es de 5.9 cm/año y tiene una edad aproximada de 16 Ma.

Algunos autores han propuesto modelos de la subducción en la zona de transición corteza oceánica-continental de la placa de Cocos basados en la localización de hipocentros (e.g. Pardo y Suárez, 1995), trazado de rayos (e.g. Valdés y Meyer, 1996), tomografía sísmica (e.g. Gorvatov y Fukao, 2004), perfiles gravimétricos (e.g. Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000), estudios magnetoteléuricos (e.g. Jödicke et al., 2006), entre otros. Pardo y Suárez (1995) encontraron un cambio en el ángulo de subducción de la placa de Cocos debajo de la Norteamericana utilizando la localización precisa de hipocentros con datos tanto locales como telesísmicos. Los cambios del ángulo varían desde una subducción subhorizontal en la parte central del sur de México hasta una pronunciada pendiente en la zona de la cordillera de Tehuantepec y en la margen norte de la placa. Valdés y Meyer (1996)

obtuvieron un modelo de estructura de velocidades de ondas  $P$  y  $S$  en la zona de subducción en el estado de Guerrero utilizando réplicas del sismo de Petatlán de 1979. En este modelo observaron que la corteza oceánica tiene un espesor de 8 km y un ángulo de subducción constante de  $10^\circ$  en dirección casi perpendicular a la Trinchera Mesoamericana.

Sin embargo, a pesar de todo el trabajo que se ha hecho hasta la fecha, los modelos que se tienen de la estructura de la placa de Cocos en la zona de subducción son poco precisos, por lo que es necesario realizar otro tipo de experimentos que contribuyan a determinar a detalle su estructura y comportamiento. En diciembre de 2004 dio inicio el proyecto *Mesoamerican Subduction Experiment* (MASE), el cual tiene como objetivo determinar la geometría y estructura de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamericana, así como su comportamiento dinámico; en el Capítulo 4 de este trabajo se presenta de manera detallada los objetivos de MASE, los tipo de datos que se están registrando, los instrumentos utilizados y la red de estaciones sismológicas. Dicha red forma una línea que consta de 100 estaciones sismológicas de banda ancha que va desde Acapulco, Gro. hasta Tempoal, Ver. Estos instrumentos han registrado en forma continua y a una tasa de muestreo de 100 muestras por segundo desde su inicio hasta mayo de 2007, proporcionando información más precisa y dando entonces una mejor resolución del objetivo.

Por otro lado, las funciones receptor han sido utilizadas para identificar el Moho oceánico en la placa subducida en el sur de Puget Sound, Washington (Lapp et al., 1990). También en el oeste de Washington han identificado que la placa de Juan de Fuca subduce con un ángulo de  $20^\circ$ , y el Moho continental está a 31 km de profundidad (Owens et al., 1988 ). En Japón detectaron la discontinuidad de 410 y 660 km (Li et al., 2000). Incluso las funciones receptor han sido utilizadas para estudiar el interior de la Luna cuando se instaló la red sísmica del Apollo (4 estaciones) en los años de 1969 a 1972 (<http://www.ipgp.jussieu.fr/>).

El objetivo particular de esta tesis es mostrar la aplicación de funciones receptor para obtener la geometría de la subducción en un perfil que va desde Acapulco hasta Puente de Ixtla, Mor. Describimos la técnica de funciones receptor en el Capítulo 3, pero antes de adentrarnos en ella, en el Capítulo 2 hacemos un repaso de los antecedentes matemáticos y sismológicos para una buena comprensión de esta técnica. El perfil estudiado en esta tesis comprende 33 estaciones con el fin de verificar si existe un cambio de ángulo de la Placa de Cocos subducida. Usamos eventos telesísmicos de magnitud  $M_w \geq 5.8$ , que hayan ocurrido entre diciembre de 2004 y diciembre de 2005, cuyo procesado y análisis detallamos en el Capítulo 4.

En el Capítulo 5 describimos la geometría de la subducción de la placa de Cocos a lo largo del perfil estudiado, la cual muestra tres cambios en el ángulo de inclinación: de la costa hasta ~62 km tierra adentro, el ángulo es de  $\sim 16^\circ$ ; de ~62 km hasta ~110 km, el ángulo es de  $\sim 3^\circ$ ; de ~110 km hasta ~182 km, el ángulo es prácticamente nulo; y de ~182 km hasta ~202 km, se tiene un ángulo de  $30^\circ$ , donde finalmente la placa entra al manto; además, presentamos un resumen de los trabajos previos que sugieren las posibles causas

de esta geometría, así como sus implicaciones; por ejemplo, Manea y Gurnis (2006) han encontrado, con ayuda de modelos numéricos, que las cuñas de manto de baja velocidad producen placas perfectamente horizontales

La zona de estudio es interesante, ya que presenta características muy particulares que podrían estar asociadas a la fuerza gravitacional y a la fuerza de succión de la placa, lo cual implica que la viscosidad de la cuña del manto tendría una influencia directa en la geometría de subducción. Por esto, nuestros resultados son la punta del iceberg de MASE, sirviendo como base para la continuación del análisis de los datos que emerjan de este proyecto. Además, ayudan a entender la geometría de la placa de Cocos, apuntando a un mejor entendimiento de cómo se comportan los sismos en zonas de subducción que presenten estas características

Además, nuestro estudio servirá como punto de partida para otros proyectos y modelaciones, como aquellos relacionados con propagación de ondas. Ya que la parte del territorio mexicano donde llevamos a cabo nuestro estudio se ubica en una región con mucha actividad sísmica, surge la necesidad de conocer los niveles de peligro sísmico en diversas regiones. De este modo nuestros resultados influirán en los reglamentos de construcción, estableciendo los criterios de diseño sísmico necesarios.

## 2. Antecedentes teóricos.

Para el uso del método de funciones receptor es necesario entender algunos conceptos básicos sobre las matemáticas a utilizar en esta investigación, así podremos realizar el análisis, procesado y tratamiento de las señales. Por otro lado, también son necesarios antecedentes sismológicos que nos permitirán comprender este estudio y dar una interpretación física a nuestras observaciones. A continuación presentamos estos conceptos.

### 2.1 Análisis de Fourier.

Nuestro trabajo se basa en el análisis de funciones receptor, las cuales son obtenidas a partir de sismogramas observados. Éstos son señales en el dominio del tiempo cuyo análisis puede ser facilitado al ser llevadas al dominio de la frecuencia. En esta sección se da un breve repaso de las herramientas necesarias para realizar esta transformación.

#### 2.1.1. Transformada de Fourier.

Dada una función continua  $x(t)$ , su transformada de Fourier está definida por

$$X(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \exp(-i\omega t) dt, \quad (2.1)$$

donde  $i$  es la unidad imaginaria y  $\omega$  es la frecuencia angular, la cual está relacionada con la frecuencia temporal  $f$  mediante  $\omega = 2\pi f$ . Por otro lado, la transformada de Fourier es reversible, así la función correspondiente en el dominio del tiempo a la ecuación 2.1 es

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) \exp(i\omega t) d\omega. \quad (2.2)$$

Generalmente  $X(\omega)$  es una función compleja, así, usando las propiedades de las funciones complejas,  $X(\omega)$  se puede expresar como otras dos funciones de la frecuencia:

$$X(\omega) = A(\omega) \exp[i\phi(\omega)], \quad (2.3)$$

donde  $A(\omega)$  y  $\phi(\omega)$  son el espectro de amplitud y de fase, respectivamente, los cuales se calculan a partir de

$$A(\omega) = \sqrt{X_r^2(\omega) + X_i^2(\omega)} \quad (2.4)$$

y

$$\phi(\omega) = \text{ang} \tan \left[ \frac{X_i(\omega)}{X_r(\omega)} \right], \quad (2.5)$$

donde  $X_r(\omega)$  y  $X_i(\omega)$  son las partes real e imaginaria de  $X(\omega)$ ; es decir,

$$X(\omega) = X_r(\omega) + iX_i(\omega), \quad (2.6)$$

donde  $X_r(\omega)$  y  $X_i(\omega)$  se pueden relacionar con  $A(\omega)$  y  $\phi(\omega)$  mediante

$$X_r(\omega) = A(\omega) \cos \phi(\omega) \quad (2.7)$$

y

$$X_i(\omega) = A(\omega) \text{sen} \phi(\omega). \quad (2.8)$$

Sin embargo, las series de tiempo analizadas en este trabajo no son continuas, sino funciones discretas en el tiempo. Al digitalizar la función continua  $x(t)$ , ésta toma la forma:

$$x(t) = \sum_k x_k \delta(t - k\Delta t), \quad k = 0, 1, 2, \dots, \quad (2.9)$$

donde  $\Delta t$  es el intervalo de muestreo y  $\delta(t - k\Delta t)$  es la función delta de Dirac. La equivalente discreta de la integral de Fourier, se puede escribir entonces como una sumatoria:

$$X(\omega) = \sum_k x_k \exp(-i\omega k\Delta t), \quad k = 0, 1, 2, \dots \quad (2.10)$$

La transformada de Fourier es de gran importancia en la técnica de funciones receptor, ya que en el dominio de las frecuencias, la deconvolución (descrita en la siguiente sección) se realiza mediante un simple cociente.

## **2.2 Convolución y deconvolución.**

Una vez llevadas las señales al dominio de la frecuencia podemos realizar operaciones entre ellas; por ejemplo, la convolución y su operación inversa, la deconvolución, siendo herramientas fundamentales en el procesamiento de nuestros datos.

### 2.2.1 Integral de convolución.

La convolución describe una señal después de ser afectada por una señal condicionante generalmente representativa de una variable física (P.ej. Bracewell, 1986). La integral de convolución se define como:

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} e(\tau)h(t - \tau)d\tau = e(t) * h(t), \quad (2. 11)$$

donde  $e(t)$  es la señal de entrada y  $h(t)$  es la función de transferencia en el dominio del tiempo.

El procedimiento para llevar a cabo la convolución consiste en cambiar la variable  $t$  por la variable  $\tau$ . Como siguiente paso plegamos la función  $h(\tau)$  para obtener su imagen, y así obtener  $h(-\tau)$ . Entonces desplazamos esta función un intervalo  $t$  de manera que nuestra función ahora la representamos como  $h(t - \tau)$ . Así, es necesario multiplicar la función  $e(\tau)$  por cada valor desplazado de la función  $h(t - \tau)$ , integrando el producto para calcular el área bajo su curva, obteniendo así el valor de la convolución para un desplazamiento  $t$ .

Para determinar los límites de la integral encontramos los valores mínimos de  $\tau$  para los cuales las funciones  $e(\tau)$  y  $h(t - \tau)$  no se hacen cero y se selecciona como límite inferior de la integral el mayor de los dos; a continuación se buscan los valores máximos de  $\tau$  para los cuales las funciones  $e(\tau)$  y  $h(t - \tau)$  no se hacen cero y se selecciona como límite superior al menor de los dos.

La convolución fue descrita con el uso de integrales, pero también podemos realizarla de forma discreta lo cual es más apropiado en el procesamiento de señales digitales. Matemáticamente la integral es remplazada por una sumatoria y la expresamos de la siguiente forma,

$$y[k] = \sum_{x=0}^{\infty} h[k - x]e[x], \quad (2. 12)$$

donde  $e[x]$  es la señal de entrada y  $h[k - x]$  es la función de transferencia.

### 2.2.2 Teorema de convolución.

El teorema de la convolución es la relación que existe entre la transformada de Fourier y la operación de convolución.

Por un lado, la convolución de dos funciones  $h_1(t)$  y  $h_2(t)$  en el dominio del tiempo es equivalente a la multiplicación de las transformadas de estas funciones en el dominio de la frecuencia,  $H_1(f)$  y  $H_2(f)$ , esto es

$$\mathfrak{F}\{h_1(t) * h_2(t)\} = H_1(f) \cdot H_2(f). \quad (2.13)$$

Por el otro, la convolución de dos funciones en el dominio de la frecuencia es equivalente a la multiplicación en el dominio del tiempo de la transformada inversa de Fourier de estas funciones, esto es

$$\mathfrak{F}\{h_1(t) \cdot h_2(t)\} = H_1(f) * H_2(f). \quad (2.14)$$

Podemos ver a la convolución en el dominio del tiempo como una señal de salida del sistema

$$y(t) = s(t) * r(t), \quad (2.15)$$

donde  $s(t)$  es la señal de entrada y  $r(t)$  es la respuesta a un impulso, como se muestra en la figura 2.1.

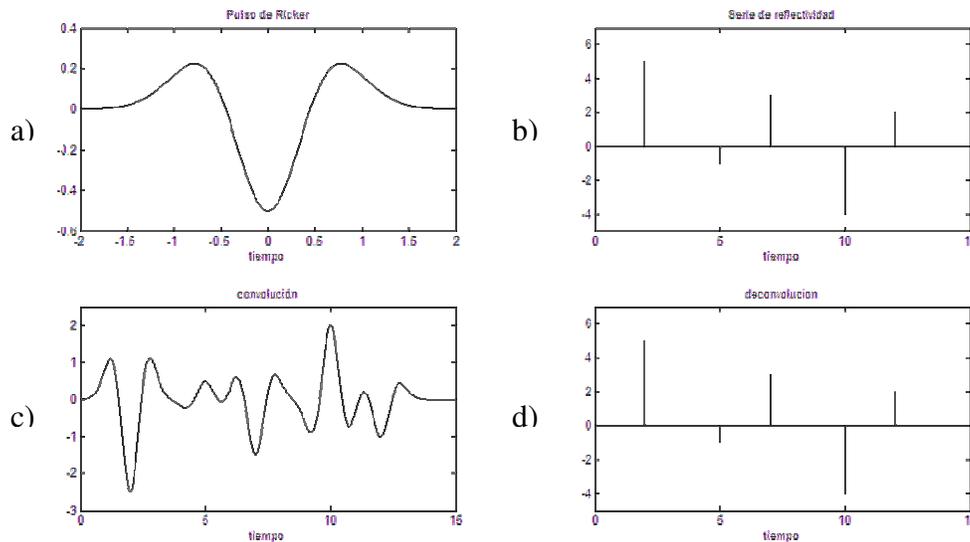


Figura 2.1 (a) Pulso de Ricker. (b) Serie de reflectividad, dada por una serie de impulsos. (c) Convolución del pulso de Ricker con la serie de reflectividad. (d) Deconvolución entre la señal en c) y el pulso de Ricker en a), nótese que se recupera la serie de reflectividad.

### 2.2.3 Deconvolución.

Como se mencionó en la sección anterior, en el dominio del tiempo, la salida de un sistema lineal es el resultado de la convolución de la función de entrada con la función de respuesta de un impulso, el proceso inverso se denomina deconvolución. El propósito de la deconvolución es eliminar los efectos que afectan la señal; es decir, desde el sistema de salida, se determina el sistema de entrada al sistema lineal.

En el caso de un sismograma sin ruido, éste se puede modelar como

$$y(t) = s(t) * r(t), \quad (2.16)$$

donde  $s(t)$  es la señal de la fuente y  $r(t)$  es la respuesta al impulso de una secuencia estratigráfica (P. ej. Buttkus, 1991).

El objetivo entonces es determinar la respuesta del impulso de una secuencia estratigráfica que haya podido generar el sismograma, a partir del sismograma mismo como se muestra en la figura 2.1. Para lograrlo existen dos maneras (Buttkus, 1991):

- a) en el dominio de las frecuencias, aplicando  $\frac{1}{S(f)}$ , a  $Y(f)$ ; quedando

$$\frac{1}{S(f)} Y(f) = \frac{1}{S(f)} S(f) R(f) = R(f); \quad (2.17)$$

- b) en el dominio del tiempo, aplicando un operador a  $y(t)$ , donde  $a(t)$  debe satisfacer:

$$a(t) * s(t) = \begin{cases} 1 \Rightarrow t = 0 \\ 0 \Rightarrow t \neq 0 \end{cases}, \quad (2.18)$$

que en frecuencia corresponde a:  $A(f) * S(f) = 1 \quad \forall f$ ; entonces

$$a(t) * y(t) = a(t) * (s(t) * r(t)) = (a(t) * s(t)) * r(t), \quad (2.19)$$

obteniendo como resultado:

$$a(t) * y(t) = r(t). \quad (2.20)$$

### 2.3 Filtros.

Al analizar una señal, ésta puede contener información no deseada, entonces utilizamos el filtrado para separar la información deseada contenida en una señal de la no deseada, comúnmente denominada ruido. Uno de sus propósitos es encontrar diferencias en el contenido de frecuencias, velocidad o polarización.

Un filtro en general lo describimos como un operador que relaciona la función de salida con una función de entrada,

$$y(t) = \mathcal{F}[x(t)]. \quad (2.21)$$

El operador de nuestro filtro debe cumplir con las siguientes características:

- linealidad; es decir, cumple con la propiedad de la adición

$$\mathcal{A}\left[\sum_{j=1}^N x_j(t)\right] = \sum_{j=1}^N \mathcal{A}[x_j(t)]; \quad (2.22)$$

- homogeneidad; es decir, cumple con que

$$\mathcal{A}[c_j x_j(t)] = c_j \mathcal{A}[x_j(t)]; \quad (2.23)$$

- invariante con el tiempo; es decir, las propiedades del sistema no varían con el tiempo, por lo cual se debe de cumplir que

$$y(t - \tau) = \mathcal{A}[x(t - \tau)]. \quad (2.24)$$

Además, se dice que un filtro es estable si toda señal de entrada limitada produce una señal de salida limitada, esto es

$$|y(t)| \leq c < \infty \text{ cuando } |x(t)| \leq \infty. \quad (2.25)$$

Los filtros se pueden clasificar en causales y no causales. Los primeros cumplen que el tiempo  $t_0$  de salida depende de los tiempos de entrada  $t < t_0$ . En los no causales,  $t = t_0$ , la señal de salida difiere de cero aun para  $t < t_0$ .

Un objetivo en el diseño de filtros es dar las características que garanticen una similitud razonable entre la señal de salida verdadera y la señal de salida deseada. En un sistema lineal invariante en el tiempo, la relación de la señal de entrada,  $x(t)$ , con la de salida,  $y(t)$ , puede ser caracterizada como la convolución de la señal de entrada con la respuesta al impulso,  $h(t)$ ; es decir,

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau)x(x - \tau)d\tau. \quad (2.26)$$

Si a la transformación del impulso le aplicamos el Teorema de la Convolución (Sección 2.2), obtenemos la relación entre el sistema de entrada y el de salida; la respuesta en el dominio de la frecuencia será entonces

$$Y(f) = H(f) X(f). \quad (2.27)$$

### ***2.3.1 Filtrado en el dominio de la frecuencia.***

Utilizando la teoría convencional de filtrado, deseamos separar información útil del ruido, pudiendo eliminar regiones definidas en el dominio de las frecuencias. Si el

espectro de la señal y del ruido no son sobrepuestas, la respuesta de la frecuencia del filtro puede ser seleccionada y así eliminar las componentes del ruido, por lo que la elección del ancho de banda depende del objetivo a ser filtrado, así esta selección debe ser de tal forma que se obtenga la mayor relación posible de señal/ruido (s/r).

### 2.3.2 Tipos de filtros frecuenciales y sus respuestas al impulso.

Dependiendo de su efecto, un filtro puede ser pasa bajas, pasa altas, pasa bandas, o filtro nulo. Esta división se hace con base en la función de su respuesta en frecuencias. Teniendo una función de respuesta ideal, los definimos de la siguiente manera, utilizando como referencia la frecuencia de corte  $f_c$  (Buttkus, 1991),

- Pasa bajas (ideal):

$$H(f) = \begin{cases} 1 & \text{para } f_c \geq |f| \\ 0 & \text{para otro caso} \end{cases} \quad (2.28)$$

- Pasa altas (ideal):

$$H(f) = \begin{cases} 1 & \text{para } -f_c \leq |f| \\ 0 & \text{para otro caso} \end{cases} \quad (2.29)$$

- Pasa bandas (ideal):

$$H(f) = \begin{cases} 1 & \text{para } f_{\min} \leq |f| \leq f_{\max} \\ 0 & \text{para otro caso} \end{cases} \quad (2.30)$$

### 2.3.3 Filtro Gaussiano.

Otro filtro, que será utilizado en el Capítulo 4, es el filtro gaussiano, que como su nombre lo dice, se deriva de la misma ecuación básica de la distribución gaussiana, definiéndose como

$$G(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{\sigma^2 t^2}{2}\right), \quad (2.31)$$

donde  $\sigma$  es la desviación estandar (Buttkus, 1991).

Las propiedades más importantes del filtro Gaussiano son:

- La transformada de Fourier de una función gaussiana es una función gaussiana.
- El ancho del filtro gaussiano incrementa cuando  $\sigma$  incrementa.

- El ancho de banda del filtro en frecuencia está inversamente relacionado con el ancho del filtro en tiempo.

Este filtro nos ayuda en las funciones receptor, presentadas en el siguiente capítulo, para limpiar el ruido de altas frecuencias. En el dominio de las frecuencias, el filtro Gaussiano lo expresamos como

$$G(\omega) = \exp\left(-\frac{\omega^2}{4a^2}\right), \quad (2.32)$$

donde el parámetro  $a$  es equivalente a nuestra variable  $\sigma$ , por lo tanto, el contenido de frecuencias está controlado por el parámetro  $a$ , como se muestra en el ejemplo de la figura 2.2, donde podemos observar que conforme crece  $a$ , la campana de Gauss se hace más ancha, permitiendo pasar mayor contenido de frecuencias.

Para mayor información de los antecedentes matemáticos mostrados en esta sección recomendamos consultar Buttkus (1991).

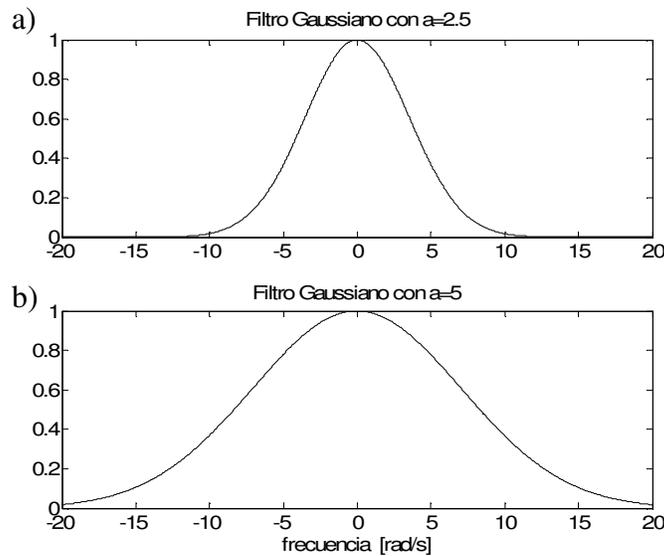


Figura. 2.2 (a) Filtro gaussiano con  $a = 2.5$  y (b) filtro gaussiano con  $a = 5$ .  
Nótese que cambia el ancho del filtro.

### 2.3.4 Filtro SVD.

Otro filtro utilizado, en el Capítulo 4 de esta tesis, es el filtro de descomposición del valor singular (SVD por sus siglas en inglés), éste es un tipo de filtro diferente a los mencionados anteriormente. Este filtro lo empleamos para resaltar las fases coherentes en las funciones receptor y poder identificarlas de una manera más confiable. Freire y

Ulrych (1988) presentan en su trabajo el siguiente desarrollo matemático y Chevrot y Girardin (2000) presentan su aplicación para funciones receptor. Tenemos que  $X$  es una matriz de datos que contiene  $M$  trazas y cada una de ellas cuenta con  $N$  puntos (generalmente  $M < N$ ),

$$X = \{x_{ij}\}, i = 1, 2, \dots, M; j = 1, 2, \dots, N; \quad (2.33)$$

en nuestro caso, podemos considerar a cada traza como una función receptor. Entonces, la matriz una vez aplicado el filtro SVD está dada por

$$X = \sum_{i=1}^r \sigma_i u_i v_i^T, \quad (2.34)$$

donde  $T$  indica la transpuesta,  $r$  es el rango de  $X$ ,  $u_i$ , el eigenvector  $i$ -ésimo de  $X^T X$  y  $\sigma_i$ , el valor singular  $i$ -ésimo de  $X$ . Los valores singulares  $\sigma_i$  son mostrados como raíces cuadradas positivas de los eigenvalores de la covarianza de las matrices  $X^T X$  o  $XX^T$ ; los eigenvalores son siempre reales y positivos debido a la naturaleza positiva de las matrices de covarianza. El factor  $u_i v_i^T$  de la ecuación 2.34 es una matriz de rango unitario ( $M \times N$ ) que es llamada la eigen-imagen  $i$ -ésima de  $X$ . Debido a la ortogonalidad de los eigenvectores, las eigen-imágenes forman una base ortogonal para la representación de  $X$ . Como se puede ver de la forma de la ecuación 2.34, lo que contribuye a la construcción de  $X$  de la eigen-imagen asociada con un valor singular es proporcional a la magnitud de este valor singular. Ya que los valores singulares están ordenados en magnitudes decrecientes, la mayor contribución en la representación de  $X$  está contenida en la primeras eigen-imágenes.

Suponiendo que  $X$  representa un conjunto de señales sísmica y que todas las trazas  $M$  son linealmente independientes, cualquier traza debe ser representada en términos de una combinación lineal de las otras  $M-1$  trazas (Fig. 2.3a). En este caso  $X$  es de un rango total  $M$  y todos los  $\sigma_i$  son diferentes de cero. De esta manera la reconstrucción de  $X$  requiere todas la eigen-imágenes. Por otro lado, en el caso donde todas las trazas  $M$  son iguales dentro un factor de escala, todas las trazas son linealmente dependientes,  $X$  es del rango uno y es perfectamente representado por la primera eigen-imagen. En el caso general, la dependencia lineal que existe entre las trazas,  $X$  puede ser reconstruida por sólo unas cuantas de las primeras eigen-imágenes (Fig. 2.3b). En este caso, los datos pueden estar compuestos de trazas que muestran un alto grado de correlación entre traza y traza. Si sólo  $p$  ( $p < r$ ) eigen-imágenes son utilizadas para aproximar  $X$ , el error de reconstrucción está dado por

$$\varepsilon = \sum_{k=p+1}^r \sigma_k^2. \quad (2.35)$$

Ahora podemos definir imágenes SVD pasa-bandas  $X_{bp}$ , pasa-bajas  $X_{lp}$  y pasa-altas  $X_{hp}$  en términos de los rangos de los valores singulares utilizados. La imagen pasa-bandas es

reconstruida rechazando las trazas altamente correlacionadas y no correlacionadas, y está dado por

$$X_{bp} = \sum_{i=p}^q \sigma_i u_i v_i^T, \quad 1 < p \leq q < r. \quad (2.36)$$

La sumatoria para  $X_{lp}$  es desde  $i = 1$  hasta  $p - 1$  y para  $X_{hp}$ , desde  $i = q + 1$  hasta  $r$ . Así, el porcentaje de energía contenido en una imagen reconstruida  $X_{bp}$  está dada por  $E$ , donde

$$E = \frac{\sum_{i=p}^q \sigma_i^2}{\sum_{i=1}^r \sigma_i^2}. \quad (2.37)$$

La elección de  $p$  y  $q$  depende de las magnitudes relativas de los valores singulares, los cuales son función de los datos de entrada; estos parámetros son determinados a partir de una gráfica de los eigenvalores  $\lambda_i$  dados por  $\lambda_i = \lambda_i^2$  en función del índice  $i$ . La forma de esta gráfica depende de la cros-correlación de las trazas en los datos. En algunos casos es fácil reconocer un cambio abrupto en los eigenvalores, como se muestra en la fig. 2.3c, en otros, el cambio de las magnitudes de los eigenvalores es más gradual y debe tenerse mucho cuidado en la elección del valor índice apropiado.

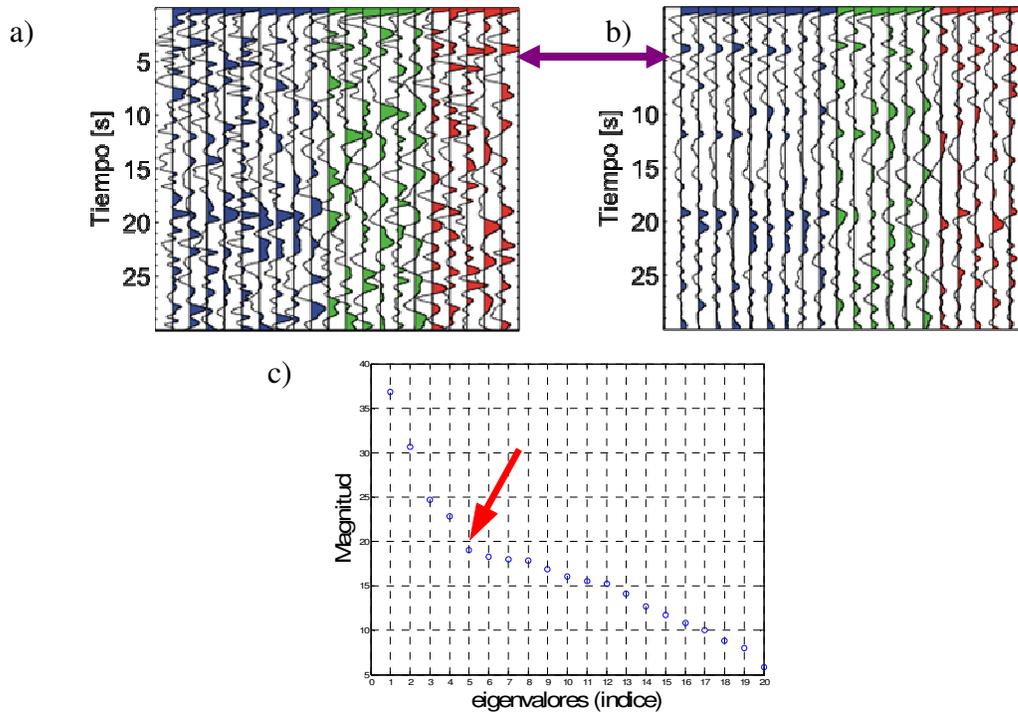


Figura 2.3 (a) Funciones receptor en la estación QUEM sin filtrar, los colores corresponden al azimut inverso del evento. (b) Funciones receptor en la estación QUEM filtradas con el filtro SVD. Nótese que el pulso indicado por la flecha ha sido resaltado. (c) Gráfica de eigenvalores que nos ayuda a seleccionar el valor índice. El valor utilizado para la gráfica en (b) está indicado con la flecha roja.

## 2.4 Ondas sísmicas.

Las tres secciones anteriores fueron enfocadas a las herramientas matemáticas que se emplean en la obtención de funciones receptor. En el resto de este capítulo cubriremos las bases sismológicas que nos serán útiles para desarrollar y comprender la metodología utilizada en este trabajo de tesis.

La sismología no solo estudia el movimiento del suelo si no también la fuente y las implicaciones del movimiento. (Aki y Richards, 1980). Las vibraciones involucran pequeñas deformaciones elásticas en respuesta a los esfuerzos producidos en el interior de las rocas. Podemos considerar al material como una distribución continua de materia en el espacio, para la cual, los esfuerzos y deformaciones en ella se pueden relacionar mediante la teoría de la elasticidad, siendo la Ley de Hooke la relación lineal entre ellos. En los modelos más comunes de la Tierra, se asume un medio elástico, isótropo y simétrico con respecto a tres planos ortogonales, los cambios de propiedades sólo varían con la profundidad, por lo cual los módulos elásticos en el tensor de módulos elásticos de la Ley de Hooke se reducen a dos parámetros independientes ( $\lambda$ , la constante de Lamé y  $\mu$ , el módulo de rigidez).

La ecuación de movimiento en un medio continuo toma en cuenta la relación constitutiva de éste y la continuidad de la masa:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i, \quad (2.38)$$

donde  $\rho$  es la densidad del material;  $u_i$ , el vector de desplazamiento dependiente del tiempo  $t$ ;  $\tau_{ij}$ , el tensor de esfuerzos y  $f_i$  corresponde al vector resultante de las fuerzas de cuerpo actuando en el medio.

En un medio homogéneo e isótropo, ignorando las fuerzas de cuerpo, considerando pequeñas deformaciones y estando lejos de la región de la fuente sísmica, la ecuación 2.38 está dada por

$$\rho \ddot{u} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot u - \mu \nabla \times \nabla \times u \quad (2.39)$$

(Stein y Wysession, 2000).

### 2.4.1 Polarización de las ondas de cuerpo.

Por un lado, la ecuación 2.39 contiene la divergencia del desplazamiento, la cual describe un cambio de volumen (dilatación y compresión):

$$\nabla \cdot \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 (\nabla \cdot u). \quad (2.40)$$

La solución de la ecuación 2.40 describe a las ondas sísmicas de cuerpo  $P$ , cuya velocidad de propagación está dada por el término

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}. \quad (2.41)$$

Es decir, el potencial escalar genera una onda compresional o longitudinal; al propagarse, los desplazamientos existentes en la dirección de la propagación de la onda causan que el material se expanda y se comprima alternadamente. El campo de desplazamientos varía en dirección de la propagación de la onda (Fig. 2.4). Un ejemplo de onda compresional es una onda de sonido en el aire, ya que ésta se describe como una onda elástica en un fluido ideal.

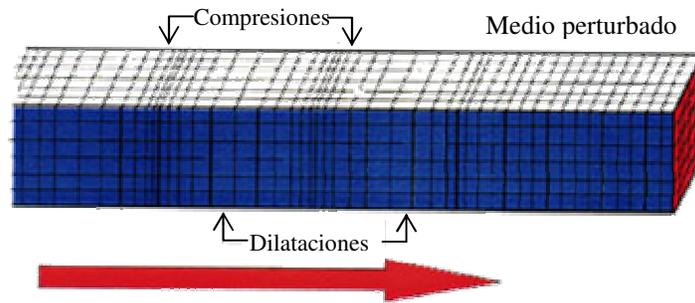


Figura 2.4 Propagación de las ondas compresionales. Las partículas se mueven en la misma dirección de propagación de la onda  $P$ , indicada por la flecha roja. Nótese las zonas donde el medio se comprime y donde se dilata. Figura tomada de [www.funvisis.gob.ve/.../fotos\\_varias/ondas\\_p.jpg](http://www.funvisis.gob.ve/.../fotos_varias/ondas_p.jpg)

Por otro lado, del mismo modo, de la ecuación 2.40, el vector potencial satisface

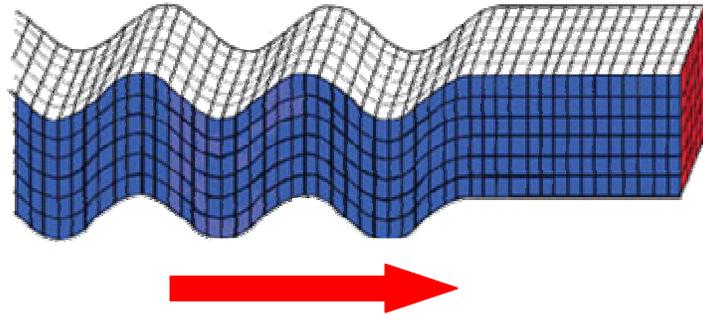
$$\frac{\partial^2 \nabla \times u}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \times u), \quad (2.42)$$

con la velocidad

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (2.43)$$

que corresponde a las ondas de cuerpo  $S$  o de cizalla o de corte. Ésta es una onda transversal, ya que el campo de desplazamientos varía en ángulos rectos a la dirección de propagación de la onda, siendo éste el único desplazamiento asociado con su propagación, alterando el material sin ningún cambio de volumen como se muestra en la figura 2.5. Un ejemplo de ondas transversales son las ondas electromagnéticas. En aplicaciones reales definimos al eje  $z$  como la dirección vertical y orientamos el plano  $x$ - $z$  a lo largo del gran círculo conectando a nuestra fuente con nuestro receptor. Las ondas planas que viajan en el camino directo entre la fuente y el receptor se propagan en el plano  $x$ - $z$ . La dirección de polarización de las ondas de corte se definen como  $SV$  para ondas de corte con desplazamiento en el plano vertical ( $x$ - $z$ ), y las  $SH$  para polarización

horizontal con desplazamiento en la dirección  $y$ , paralelo a la superficie de la Tierra. Ambos desplazamientos son perpendiculares a la dirección de propagación.



*Figura 2.5 Propagación de las ondas de corte. Las partículas se mueven en dirección perpendicular a la dirección de propagación de las ondas  $S$ , indicada por la flecha roja. Nótese que no hay un cambio de volumen. Figura tomada de [www.funvisis.gob.ve/.../fotos\\_varias/ondas\\_s.jpg](http://www.funvisis.gob.ve/.../fotos_varias/ondas_s.jpg)*

Si se tiene un medio poissoniano, la constante de Lamé y el módulo de rigidez son iguales; y esto implica que

$$\frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{3}, \quad (2.44)$$

lo cual significa que las ondas  $P$  viajan más rápido que las ondas  $S$ , por lo tanto su tiempo de arribo en los registros sísmicos es primero. En un registro, la forma y duración de la onda  $P$  directa está relacionada con la forma y duración de la función tiempo de la fuente.

#### **2.4.2 Principio de Huygens.**

Un principio fundamental en sismología es el principio de Huygens; éste establece que todo punto en un frente de onda es considerado la fuente de un frente de onda secundario. La posición del frente de onda en un tiempo después está dada por la superficie tangente de la expansión de los frentes de onda secundarios (Fig. 2.6). Porciones del frente de onda primario, que están localizados en un material de alta velocidad, producen frentes de onda secundarios que viajan a mayor velocidad que los producidos en puntos de materiales de baja velocidad; esto da como resultado cambios temporales en la forma del frente de onda que se propaga en un medio heterogéneo. Los rayos se definen como la normal al frente de onda, los cuales cambiarán con el tiempo.

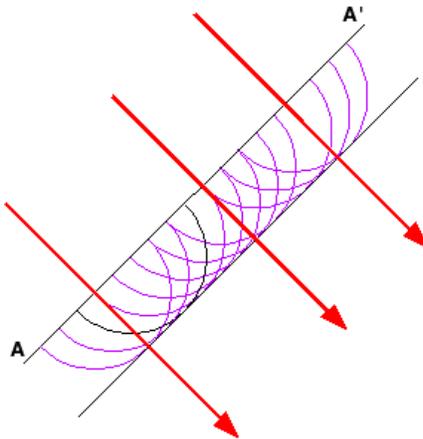


Figura.2.6 Principio de Huygens. Todo punto en un frente de onda es considerado la fuente de un frente de onda secundario. A-A' representan un frente de onda; las flechas rojas representan los rayos, tangentes a los frentes de onda. Figura tomada de <http://acacia.pntic.mec.es/~jrui27/huygens/huygens.html>.

### 2.4.3 Principio de Fermat.

El principio de Fermat establece que el rayo seguirá la trayectoria de tiempo mínimo; dicha trayectoria es el camino que permite al frente de onda moverse de un punto A a un punto B en el menor tiempo posible.

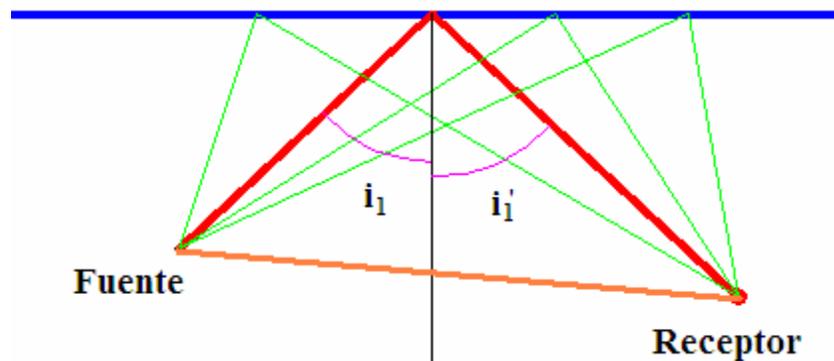


Figura 2.7 Principio de Fermat. Rayo directo (línea naranja) y rayo reflejado (línea roja) entre dos puntos en un semiespacio homogéneo. Siguiendo el principio de Fermat, el tiempo de viaje a lo largo de estos rayos es menor que para aquéllos en color verde. Figura modificada de [http://www.batmath.it/fisica/fondamenti/rifl\\_rifr/rifles.gif](http://www.batmath.it/fisica/fondamenti/rifl_rifr/rifles.gif).

### 2.4.4 Ley de Snell.

La teoría de rayos y de propagación de ondas, también se basa en una ley fundamental, la Ley de Snell; ésta se obtiene a partir de simple geometría de rayos y del principio de Fermat (Fig. 2.7):

$$\frac{\text{sen}(i)}{v} = s \cdot \text{sen}(i) = s_x = \frac{1}{v_{ap}} \equiv p = cte, \quad (2.45)$$

donde  $i$  es el ángulo de incidencia, medido entre el rayo y la vertical;  $v$  es la velocidad de la onda de propagación en el medio;  $s$  es la lentitud (inverso de la velocidad) y  $p$  es el parámetro de rayo, el cual es constante solamente para un medio lateralmente homogéneo;  $v_{ap}$  es la velocidad horizontal aparente de la onda en la dirección  $x$  con un valor infinito para una incidencia vertical del rayo y  $s_x$  es la componente horizontal del vector de lentitud  $s$ . La figura 2.8 muestra la refracción de un frente de onda sísmico y de un rayo sísmico a través de la interfaz de dos semiespacios con velocidades sísmicas  $v_1$  y  $v_2$ . Debido a que el parámetro de rayo debe permanecer constante a través de la interfaz, el ángulo del rayo debe cambiar, por lo que

$$\frac{\text{sen}(i_1)}{v_1} = \frac{\text{sen}(i_2)}{v_2} = s_1 \text{sen}(i_1) = s_2 \text{sen}(i_2). \quad (2.46)$$

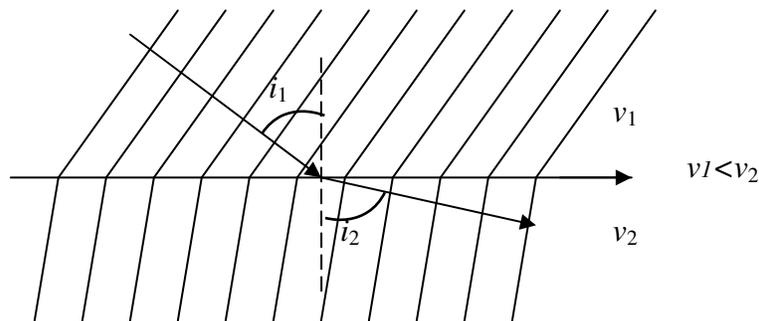


Figura 2.8 Refracción de un rayo a través de la interfaz de dos semiespacios con  $v_1$  y  $v_2$ ;  $i_1$  e  $i_2$  son el ángulo de incidencia y el de refracción, respectivamente.

### 2.4.5 Ángulo crítico.

Cuando una onda  $P$  incide en una frontera horizontal, la ecuación que muestra el ángulo de incidencia para ésta en el segundo medio está dada por

$$i_2 = \text{sen}^{-1} \left[ \text{sen } i_1 \left( \frac{\alpha_2}{\alpha_1} \right) \right], \quad (2.47)$$

donde el subíndice 1 representa al medio por el que viaja la onda incidente y el subíndice 2 representa al segundo medio; si éste tiene una velocidad mayor que el primero, el rayo de la onda  $P$  transmitida está más lejano de la línea vertical que el rayo incidente. Conforme crece el ángulo de incidencia, los rayos transmitidos se aproximan a la interfaz horizontal. Eventualmente el ángulo de incidencia  $i_1$  alcanza el valor  $i_c$  donde  $i_2 = 90^\circ$  y el argumento del término  $\text{sen}^{-1}$  se vuelve 1; por lo tanto,

$$\text{sen } i_c \left( \frac{\alpha_2}{\alpha_1} \right) = 1. \quad (2.48)$$

Una vez que el ángulo de incidencia excede el ángulo crítico, no existe la transmisión de onda plana en el segundo medio. Sin embargo, aunque para ángulos de incidencia fuera del ángulo crítico no haya transmisión de onda  $P$ , puede haber la transmisión de una onda  $S$ , ya que las ondas SH atrapadas cerca de la superficie, se conocen como ondas Love y las ondas Rayleigh son una combinación de las ondas P-SV

Para mayor información de los antecedentes sismológicos mostrados hasta este punto consultar Bormann (2002).

#### ***2.4.6 Reflexión, Transmisión y Refracción.***

Al propagarse las ondas sísmicas en la Tierra, cruzan distintos tipos de interfaces, las cuales están dadas por las variaciones de velocidad y densidad. Los ángulos de reflexión y transmisión y los tiempos de viaje dependen de las velocidades, mientras que las amplitudes de las ondas dependen de las constantes elásticas. Ambas características nos dan información valiosa para estudiar el interior de la Tierra.

Para inferir la estructura de velocidad con la profundidad se pueden usar arribos refractados. Esto consiste en predecir los tiempos de viaje; es decir, se infiere la llegada de las ondas sísmicas a una determinada distancia de la fuente. De este modo, se encuentran las velocidades de las capas, el semiespacio subyacente y el espesor de la capa.

En refracción, la primera trayectoria de rayo en llegar al lugar donde se registra, a una distancia  $x$ , corresponde a la onda directa cuyo tiempo de viaje, suponiendo un medio de capas planas y una fuente a profundidad cero, es

$$T_D(x) = \frac{x}{v_0}, \quad (2.49)$$

donde  $v_0$  es la velocidad de viaje de las ondas en el medio.

La segunda trayectoria de rayo es para la onda reflejada de la interfaz donde el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión. El tiempo de viaje de esta onda es

$$T_R(x) = \frac{2 \left( \frac{x^2}{4} + h_0^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{v_0}, \quad (2.50)$$

donde  $h_0$  es la profundidad a la interfaz donde se produjo la reflexión.

La tercera trayectoria corresponde a la onda refractada, la cual se genera por una onda que llega a la interfaz con un ángulo crítico que origina una onda que viaja horizontalmente. La velocidad de propagación por debajo de la interfaz,  $v_1$ , es mayor que la velocidad de la capa por arriba de ella, entonces origina un arco de onda que viaja en la capa de arriba. El tiempo de viaje de esta onda está dado por

$$T_H = \frac{x}{v_1} + 2h_0 \left( \frac{1}{v_0^2} - \frac{1}{v_1^2} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (2.51)$$

Los estudios de sismica de refracción hechos por A. Mohorövicic en 1909 muestran dos arribos de  $P$ . El primero viaja muy profundo y con una velocidad de 7.7 km/s y el segundo es una onda directa con velocidad de 5.6 km/s. Estas dos capas son conocidas como manto y corteza, respectivamente. La frontera entre ellas es conocida como la discontinuidad de Mohorövicic o Moho (Stein y Wysseson, 2000).

El tiempo de viaje, en caso de tener más de una capa, está dado por

$$T_{H_n}(x) = \frac{x}{v_n} + \tau_n, \quad (2.52)$$

donde  $\tau_n$  es la ordenada al origen en la gráfica tiempo-distancia y  $v_n$  es la velocidad para la capa  $n$ .

El espesor de las capas sucesivas es

$$h_{n-1} = \frac{\tau_n - 2 \sum_{j=0}^{n-1} h_j \sqrt{\frac{1}{v_j^2} - \frac{1}{v_n^2}}}{2 \sqrt{\frac{1}{v_{n-1}^2} - \frac{1}{v_n^2}}}. \quad (2.53)$$

En casos como el de una capa con una velocidad muy baja, no se origina una onda refractada, por lo que la curva de tiempo de viaje no proporciona la velocidad correcta; también cuando existe una capa muy delgada o el contraste de velocidades es muy pequeño, se genera una zona que resulta muy difícil de interpretar ya que los arribos no corresponden a los reales (Stein y Wysseson, 2000).

En el caso de reflexión, para un medio plano estratificado de velocidad uniforme  $v_0$  y con un espesor  $h_0$  sobre un semiespacio de mayor velocidad, el tiempo de viaje en función de la distancia fuente-receptor es

$$T(x)^2 = \frac{x^2}{v_0^2} + \frac{4h_0^2}{v_0^2}. \quad (2.54)$$

La diferencia de tiempo de viaje entre la fuente y el receptor está dada por:

$$T(x) - t_0 = (x^2 / v_0^2 + t_0^2)^{\frac{1}{2}} - t_0. \quad (2.55)$$

Una vez que se encuentra la velocidad, el grosor de la capa está dado por el tiempo de viaje vertical.

Si relacionamos la curva de tiempo de viaje y el trayecto de rayo, tenemos que

$$p = \text{sen } i / v = v dt / dx. \quad (2.56)$$

El ángulo de incidencia a distancias cortas es cercano a cero y a largas, cercano a 90°.

Los cálculos para tiempos de viaje para capas inclinadas se complica, quedando como

$$T^2 = [x^2 + 4h^2 - 4hx \cos(\vartheta + \pi)] / v_0^2 = [x^2 + 4h^2 - 4hx \text{sen}(\vartheta)] / v_0^2, \quad (2.57)$$

tratándose de una hipérbola no simétrica con un mínimo en  $-2h \text{sen } \vartheta$ .

Algunas veces es más sencillo imaginar que la Tierra es un medio con distribución continua de velocidad  $v(z)$ . Entonces, la distancia recorrida por el rayo está dada por

$$x(p) = 2 \int_0^{z_p} \tan i dz = 2p \int_0^{z_p} \left( \frac{1}{v^2(z)} - p^2 \right)^{-\frac{1}{2}} dz. \quad (2.58)$$

La suma de tiempo de viaje es entonces

$$T(p) = 2 \int_0^{z_p} \frac{dz}{v(z) \cos i} = 2 \int_0^{z_p} \frac{dz}{v(z)(1 - p^2 v^2(z))^{\frac{1}{2}}} = 2 \int_0^{z_p} \frac{u^2(z) dz}{(u^2(z) - p^2)^{\frac{1}{2}}}, \quad (2.59)$$

La ecuación 2.59 es válida en todos los lugares excepto cuando el ángulo de incidencia es de 90°, donde  $u(z)$  es igual a  $p$ . Entonces el tiempo de viaje es

$$T(p) = \int \frac{ds}{v(z)} = \int u(z) dz. \quad (2.60)$$

#### 2.4.6.1 Tierra esférica.

La sección anterior trataba de una Tierra idealizada con capas planas. Esta suposición puede ser válida para distancias cortas; sin embargo, para grandes distancias esto no proporcionaría una estimación adecuada, por lo que suponemos que la Tierra está

compuesta por capas esféricas concéntricas con material y velocidad uniforme. Usando la ley de Snell, el parámetro de rayo para una tierra esférica puede expresarse como

$$p = \frac{r \operatorname{sen} i}{v} = \frac{r^2}{v} \frac{d\theta}{ds}, \quad (2.61)$$

donde  $r$  es la distancia al centro de la Tierra;  $i$ , el ángulo agudo entre la trayectoria del rayo y el vector al centro de la Tierra y  $v$ , la velocidad a un punto. Cuando el rayo viaja en la Tierra,  $r$  decrece y en general  $v$  incrementa, entonces  $\operatorname{sen} i$  e  $i$  aumentan, ya que  $p$  es constante.

El tiempo de viaje se define entonces con la integral de la lentitud a lo largo de la trayectoria de rayo,

$$T(p) = \int \frac{ds}{v} = 2 \int_{r_p}^{r_0} \frac{\zeta^2 dr}{r(\zeta^2 - p^2)^{1/2}}. \quad (2.62)$$

Esta integral parte de la superficie al fondo y se multiplica por dos, tomando en cuenta el regreso a la superficie.

#### **2.4.7 Estructura de la Tierra.**

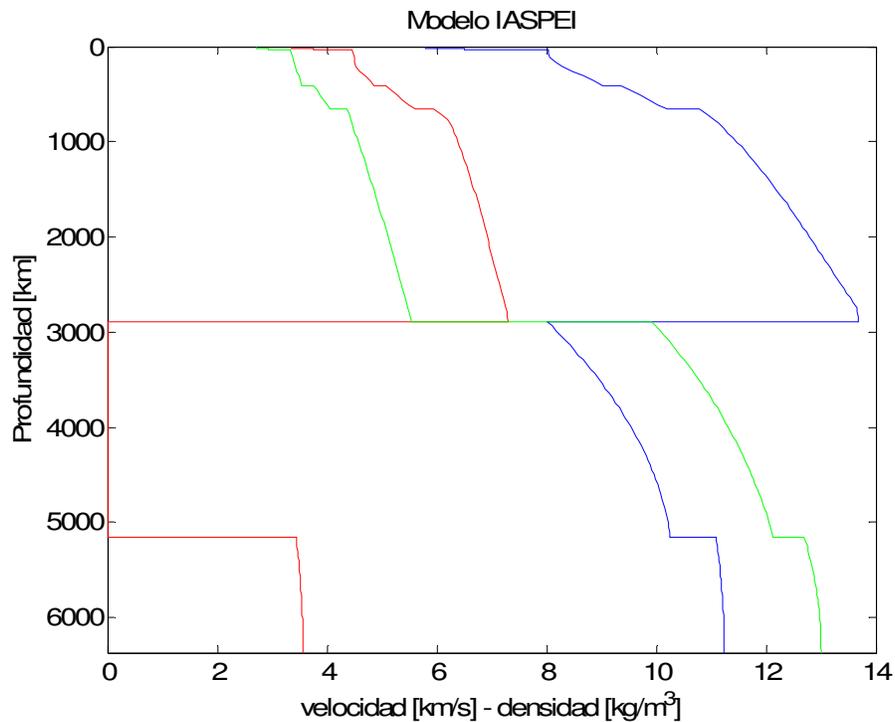
La información que proporcionan los datos que se han obtenido de varios sismos observados a varias distancias epicentrales es indispensable para crear tablas de curvas de tiempo. Éstas muestran como es la estructura de la Tierra de acuerdo con la velocidad en sus diferentes capas, que son: núcleo interno sólido, núcleo externo líquido, manto y corteza. Las observaciones que se han hecho, han sido utilizadas para desarrollar modelos de la Tierra dando velocidades  $P$  y  $S$  en función de la profundidad.

Existen varios modelos de la estructura de la Tierra; uno de ellos es el de Jeffreys-Bullen (JB) (Tabla 2.1) (Jeffreys y Bullen, 1940), otro llamado Preliminary Reference Earth Model (PREM) (Dziewonski y Anderson, 1981); y otro conocido como IASP91 (Fig. 2.9) (Kennett y Engdahl, 1991). A diferencia del modelo JB, los modelos de PREM y IASP91 tienen mejor resolución, ya que definen la velocidad de corte en el núcleo interno. Además reflejan un promedio global de las propiedades que varían en diferentes localidades geográficas. El espesor promedio de la corteza continental y la oceánica es de 35 km. A una profundidad de 410 km la velocidad aumenta uniformemente a través del manto superior. La zona de transición del manto, con profundidad de 410 a 660 km, la velocidad aumenta rápidamente y la profundidad varía dependiendo de la topografía en las fronteras que resultan de variaciones de temperatura laterales asociadas con litósfera subducida. En el manto inferior, que va de 700 a 2890 km, la velocidad aumenta uniformemente. A la profundidad de 2890 km, la velocidad de  $P$  cae rápidamente, y la velocidad de  $S$  cae hasta cero, esto corresponde al núcleo líquido superior. El núcleo externo se extiende hasta una profundidad de aproximadamente 5150 km y en el núcleo

interno sólido la velocidad es mayor, incluyendo una velocidad de  $S$  finita. Al viajar por cada una de estas capas y atravesar sus interfaces, las fases de las ondas de cuerpo son nombradas, en la tabla 2.2 se muestra su nomenclatura con base en el modelo IASP91.

*Tabla. 2.1 Clasificación de las capas de la Tierra desarrollado por Jeffreys-Bullen (tomada de Stein y Wysession, 2003).*

| Región | Profundidad [km] | Características de la region  |
|--------|------------------|---|
| A      | 33               | Capas de corteza  |
| B      | 413              | Manto superior: gradientes de velocidad estables positivos de $P$ y $S$ |
| C      | 984              | Zona de transición del manto  |
| D      | 2898             | Manto inferior: gradientes de velocidad estables positivos de $P$ y $S$ |
| E      | 4982             | Manto exterior: gradiente de velocidad estable positivo $P$             |
| F      | 5121             | Transición del manto: gradiente de velocidad negativa $P$               |
| G      | 6371             | Núcleo interno: gradiente de velocidad pequeño positivo $P$             |



*Figura 2.9 Modelo IASPEI91 de la estructura de la Tierra:  $V_p$  (azul),  $V_s$  (rojo) y densidad (verde) contra profundidad.*

**Tabla 2.2** Fases sísmicas del modelo IASP91 de la Tierra Bullen (tomada de Stein y Wysession, 2003).

| Nombre | Descripción   |
|--------|---|
| P      | Onda compresional   |
| S      | Onda de corte   |
| K      | Onda <i>P</i> a través del núcleo externo   |
| I      | Onda <i>P</i> a través del núcleo interno   |
| J      | Onda <i>S</i> a través del núcleo interno   |
|        |   |
| PP     | Onda <i>P</i> reflejada en superficie   |
| PPP    | Onda <i>P</i> reflejada en superficie dos veces   |
| SP     | Onda <i>S</i> reflejada en la superficie como onda <i>P</i>                             |
| PS     | Onda <i>P</i> reflejada en la superficie como onda <i>S</i>                             |
| pP     | Onda <i>P</i> que va del foco hacia arriba , reflejada en la superficie                 |
| sP     | Onda <i>S</i> que va del foco hacia arriba, y se convierte en <i>P</i> en la superficie |
| C      | Onda reflejada en la frontera núcleo-manto  |
| I      | Onda reflejada en la frontera manto interno-manto externo                               |
| Pd     | Onda difractada a lo largo de la frontera núcleo-manto                                  |

Para mayor información de los antecedentes sismológicos mostrados consultar Stein y Wysession (2003).

Las distintas técnicas sismológicas mencionadas en este capítulo han llevado a la definición de los modelos que son de gran importancia ya que muestran el comportamiento del interior de la Tierra y nos ayudan a estimar las distintas discontinuidades que son de gran ayuda en la interpretación de nuestros datos. Sin embargo, estos modelos son un promedio global, por lo que es importante obtener un modelo particular para cada región; el modelo obtenido tendrá efectos importantes en la precisión de la localización de las fuentes (hipocentros), estudios de propagación de ondas, etc.

### 3. Método: Funciones Receptor.

Este trabajo de tesis hace uso de las funciones receptor como una herramienta para lograr definir la geometría de la placa subducida, por lo que a continuación describimos de manera detallada esta técnica, así como la metodología utilizada para calcularlas. Además mencionamos otros dos métodos de obtención de funciones receptor pero a diferencia del utilizado en esta tesis, se desarrollan en el dominio del tiempo.

Las funciones receptor son series de tiempo obtenidas a partir de las tres componentes de un sismograma, en donde la forma de la onda está compuesta por ondas  $Ps$  convertidas, que son las ondas  $S$  generadas al reflejarse ondas  $P$  que inciden sobre una interfaz (Fig. 3.1.b). Estas funciones nos muestran la estructura de la Tierra ya que al convertirse las ondas  $P$  en  $S$  es posible modelar el medio utilizando la amplitud y el tiempo de la función receptor, generalmente este modelado está formado por una secuencia de capas horizontales (<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>).

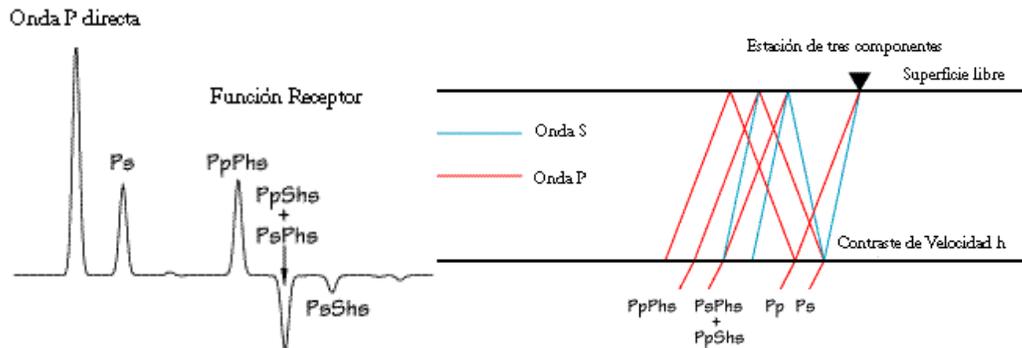


Figura 3.1 a) Función Receptor, de la onda  $P$  directa. b) Fases observadas en una función receptor como la Figura a). Figura tomada de <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>

Las amplitudes de los arribos de las funciones receptor dependen del ángulo de incidencia de la onda  $P$  y del contraste de velocidades generador de las conversiones  $Ps$  y múltiples ( $PsPhs$ ,  $PpShs$ ,  $PpPhs$ ). Por otro lado, los tiempos de arribo dependen de la profundidad del contraste de velocidades, la velocidad de  $P$  y  $S$  entre el contraste de velocidades y la superficie libre y del ángulo de incidencia de la onda  $P$  o del parámetro de rayo; por lo que en las funciones receptor podemos identificar la estructura de impedancias  $P$  a  $S$ . Las fases registradas en una estación, observadas en la función receptor de la figura 3.1.a, se muestran en la figura 3.1.b.

La cobertura horizontal,  $X_s$ , del receptor muestreado por una función receptor, depende de la profundidad del contraste de velocidad y del ángulo de incidencia de la onda directa a éste. La figura 3.2 muestra la geometría de los patrones de rayo para una capa superior. Sólo se muestran dos patrones de rayo, la conversión de  $P$  a  $S$ ,  $Ps$ , y los múltiples  $PpPmp$ , asumiendo que el contraste en el fondo es el Moho (<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>). De hecho, la fase  $Ps$  muestrea una región muy

cercana a la estación y los múltiples promedian la estructura sobre una distancia insignificamente menor que  $3 X_p$ . De la Ley de Snell:

$$\begin{aligned} X_s &= h * \tan(\text{asen}(p * V_s)), \\ X_p &= h * \tan(\text{asen}(p * V_p)) \end{aligned} \quad (3.1)$$

donde  $h$  es el espesor de la capa;  $p$ , el parámetro de rayo; y  $V_p$  y  $V_s$  son la velocidad de  $P$  y  $S$ , respectivamente. Debido al muestreo debajo del sismómetro, estudiar la  $P_s$  puede aportar buena resolución lateral de la transición corteza-manto usando eventos de diferentes azimuts.

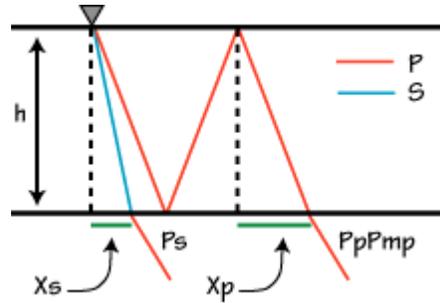


Figura. 3.2 Cobertura horizontal de la función receptor, tanto para la conversión de la onda  $P$  a  $S$ ,  $P_s$ , y el múltiplo  $P_pP_{mp}$ . Figura tomada de <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>

### 3.1 Obtención de las Funciones Receptor.

En los arribos telesísmicos, el ángulo de incidencia en la superficie es casi vertical, polarizando el movimiento de la partícula, de esta manera las ondas  $P$  son registradas predominantemente en la componente vertical y las ondas  $S$  en la componente horizontal. Además, al rotar las componentes horizontales, la componente radial tendrá predominantemente energía de ondas  $SV$  y remanentes de energía  $P$ , mientras que la componente transversal tendrá energía de ondas  $SH$  y una mínima energía de ondas  $P$  (Ammon, 1991).

Para el plano de ondas  $P$ , la componente vertical del sismograma y la radial se representan como

$$Z(t) = \sum_{k=0}^n z_k s(t - t_k) \text{ y } R(t) = \sum_{k=0}^n r_k s(t - t_k), \quad (3.2)$$

respectivamente, donde  $s$  es la función de la fuente,  $t_k$ , el tiempo de arribo del rayo  $k$ , y  $z_k$  y  $r_k$  representan la amplitud del arribo  $k$  para la componente respectiva. Es decir, dichas componentes están dadas como la convolución de la función de la fuente y la respuesta del medio por el que atraviesa.

Para aislar los efectos del receptor de las ondas observadas se requieren las tres componentes del movimiento: vertical,  $Z$ , radial,  $R$ , y transversal,  $T$ . Se realiza la deconvolución de la componente  $Z$  con respecto de las componentes horizontales  $R$  y  $T$ ; esto es posible ya que la Tierra se comporta como un filtro lineal. A este procedimiento se le conoce como ecualización de la fuente, y se representa en el dominio de la frecuencia como

$$FR(\omega) = \frac{S(\omega)R(\omega)}{S(\omega)Z(\omega)} = \frac{R(\omega)}{Z(\omega)}. \quad (3.3)$$

Entonces, la función receptor es la serie en el tiempo de la razón espectral compleja de la componente radial,  $R(\omega)$ , entre la vertical,  $Z(\omega)$ .  $FR(\omega)$  es la transformada de Fourier de la función receptor y  $S(\omega)$ , de la fuente (Ammon, 1991).

Dada la polarización descrita en párrafos anteriores de los arribos telesísmicos, la amplitud de las ondas  $P$  directas es mayor que las ondas  $P$ - $S$  convertidas en la componente vertical, por lo cual  $z_S$  es menor a uno. Cuando se trata de estratos horizontales,  $z_P = r_P$  ya que tienen el mismo vector lentitud.

El método de Langston (1979) para obtener las funciones receptor se lleva a cabo en el dominio de la frecuencia, transformándose después al dominio del tiempo. Al hacer la deconvolución en el dominio de la frecuencia se aplica un filtro gaussiano para eliminar el ruido en altas y muy bajas frecuencias, dado por

$$G(\omega) = \xi \exp\left(\frac{-\omega^2}{4\alpha^2}\right), \quad (3.4)$$

donde la constante  $\xi$  normaliza al filtro gaussiano a una amplitud unitaria en el dominio del tiempo y  $\alpha$  es el factor del ancho del filtro (ver Sección 2.3.3 para más detalles del filtro gaussiano). Entonces, la función receptor en el dominio del tiempo es obtenida como

$$FR(\omega) = \frac{R(\omega)\bar{Z}(\omega)}{Z(\omega)\bar{Z}(\omega)} G(\omega), \quad (3.5)$$

donde la barra arriba de la  $Z$  denota el complejo conjugado. Además, se utiliza el método de nivel de agua (Clayton y Wiggins, 1976) con el fin de eliminar valores muy pequeños o ceros de la componente  $Z(\omega)$ , los cuales pueden producir singularidades en el espectro de la función receptor. Esta corrección asigna un valor igual al valor máximo del espectro en el caso de que la amplitud del mismo sea menor de cierto valor, llenando los espacios espectrales vacíos en el denominador se da estabilidad al resultado al efectuarse la división, por lo cual el parámetro del nivel de agua produce una deconvolución estable. El nivel de agua se escoge con base en prueba y error; normalmente se toman valores entre 0.001 y 0.1. La deconvolución de la ecuación 3.5 puede entonces describirse como

$$FR(\omega) = \frac{R(\omega)\bar{Z}(\omega)}{\phi(\omega)}G(\omega), \quad (3.6)$$

donde

$$\phi(\omega) = \max\{Z(\omega)\bar{Z}(\omega), c \cdot \max\{Z(\omega)\bar{Z}(\omega)\}\}; \quad (3.7)$$

la constante  $c$  determina la mínima amplitud permitida en el denominador.

Debido a que la deconvolución puede ser inestable en el dominio de la frecuencia (fig. 3.3), existe otro método de deconvolución pero en el dominio del tiempo propuesto por Gurrola et al. (1995). Con la señal libre de ruido el problema de la convolución puede plantearse como

$$Vr = h, \quad (3.8)$$

donde  $h$  es la componente horizontal con  $i$  elementos,  $r$ , la función receptor con  $m$  elementos y  $V$ , con  $m$  columnas, cada una conteniendo la componente vertical del sismograma con  $n$  elementos, rellena de ceros para que la columna tenga una longitud  $i$ .

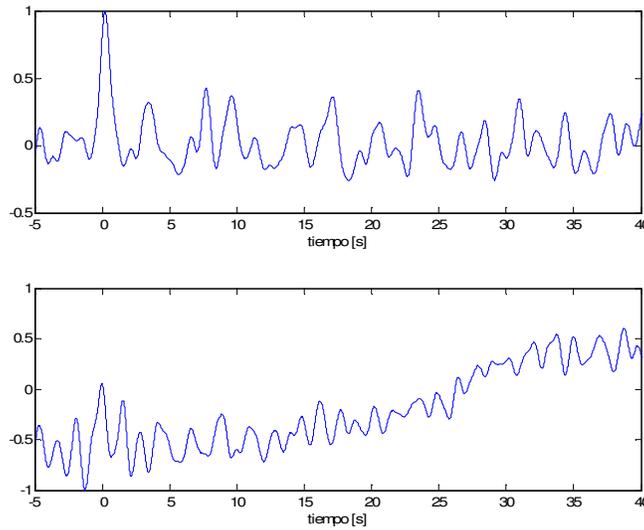


Figura 3.3. Ejemplo de estabilidad de la deconvolución. Buena función receptor (panel superior) y mala deconvolución (inferior).

En la ausencia de ruido la ecuación se resolvería de manera directa; sin embargo, se tiene la presencia de ruido en  $h$ , siendo necesario encontrar una solución para

$$\|Vr - h\|^2 - T^2 = 0, \quad (3.9)$$

donde  $T$  es la desviación estándar del ruido del pre-evento.

Sin embargo, también existe ruido en la componente  $V$  por lo cual no se tiene una solución única y es inestable, entonces Gurrola et al. (1995) estabilizan el problema resolviendo para una función receptor que satisface una limitante particular. Buscan el valor más pequeño de la  $FR$ , en donde el tamaño,  $U$ , se define por

$$\|r\|^2 = U. \quad (3.10)$$

Multiplicando la ecuación 3.9 por un multiplicador de Lagrange ( $\mu^{-1}$ ) y sumándola a la ecuación 3.10 se compensa la limitante minimizando la cantidad

$$\|r\|^2 + \mu^{-1} \{ \|Vr - h\|^2 - T^2 \} = U. \quad (3.11)$$

Diferenciando el lado izquierdo de la ecuación con respecto a  $r$  e igualando a cero, obtenemos un vector  $r$  que produce un valor estacionario de  $U$ ; es decir,

$$r = (I - \mu^{-1}V^T V)^{-1} \mu^{-1}V^T h, \quad (3.12)$$

donde  $I$  es la matriz identidad  $m \times m$ . En una situación ideal, el valor apropiado de  $\mu$  sería el que satisface la limitante dada por la ecuación 3.9; sin embargo, como se mencionó, existe ruido en las componentes  $h$  y  $V$ , por lo que no se tiene una solución exacta de la ecuación 3.9, siendo necesario seleccionar el valor apropiado de  $\mu$ , repitiendo la inversión cada vez con valores distintos de  $\mu$  hasta la convergencia de un valor estable. El método se puede extender para la deconvolución simultánea de varios eventos por lo que la ec. 3.8 queda como

$$\begin{pmatrix} V_1 \\ V_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ V_n \end{pmatrix} r = \begin{pmatrix} h_1 \\ h_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ h_n \end{pmatrix}. \quad (3.13)$$

Realizando los mismos pasos mencionados, se obtiene:

$$r = (I - \mu^{-1} \sum_{j=1}^N V_j^T V_j)^{-1} \mu^{-1} \sum_{j=1}^N V_j^T h_j. \quad (3.14)$$

Por lo tanto, al igual que en la deconvolución en el dominio de la frecuencia, donde se utiliza el parámetro de nivel de agua para estabilizar la división, en la deconvolución en el dominio del tiempo presentada por Gurrola et al. (1995) son utilizados los multiplicadores de Lagrange, lo que estabiliza la inversión a partir de alguna propiedad de la función receptor y el criterio de convergencia puede ser especificado de manera objetiva y en términos simples. Además, por un lado, una desventaja es que la

deconvolución en el dominio del tiempo es lenta; por el otro, se logra una señal causal y la función receptor es más sencilla que aquella obtenida en el dominio de la frecuencia al utilizar el parámetro de nivel de agua.

Una expresión equivalente de la ecuación 3.12 para una deconvolución simultánea en el dominio de la frecuencia está dada por

$$r = \frac{\sum_{j=1}^N h_j v_j^*}{\left\{ \sum_{j=1}^N v_j v_j^* \right\} + w} . \quad (3.15)$$

La deconvolución simultánea es equivalente a sumar la crosscorrelación de la entrada vertical con su correspondiente horizontal y normalizando el resultado con la suma de las autocorrelaciones de las componentes verticales (Gurrola et al., 1995).

También existe una deconvolución iterativa expuesta por Ligorría y Ammon (1999) que tiene como propósito describir una herramienta conveniente para la aplicación en el análisis de funciones receptor. Su fundamento es una minimización de mínimos cuadrados de la diferencia del sismograma horizontal observado y una señal predicha generada a partir de la convolución iterativa de un tren de impulsos con la componente vertical del sismograma. Primero la componente vertical es correlacionada con la componente radial para estimar el retraso del primer y más largo impulso en la función receptor. La amplitud del impulso se estima resolviendo la ecuación listada en Kikuchi y Kanamori (1982). Después, la convolución de la función receptor con la componente vertical es sustraída de la componente radial y el procedimiento se repite para estimar otros retrasos y amplitudes. Finalmente con cada impulso adicional en la función receptor, la diferencia entre la convolución de la vertical y la función receptor y la componente radial es reducida; la iteración se detiene cuando la reducción en la diferencia es insignificante. La deconvolución iterativa es muy efectiva para estimar funciones receptor utilizando señales de alta calidad, aunque es menos eficiente que métodos simples como la deconvolución con parámetro de nivel de agua. A diferencia de los métodos descritos, es una manera sencilla e intuitiva de estimar funciones receptor libre de una relación con los valores de nivel de agua y suavizado del dominio del tiempo. También tiene la ventaja de requerir un nivel de espectro de periodo largo que ayuda aliviar crestas acausales en la función receptor resultante.

La metodología empleada para obtener las funciones receptor en el capítulo siguiente es llevada a cabo en el dominio de las frecuencias, ya que después de comparar las señales obtenidas a partir de los análisis en los dos dominios, éstas resultaron muy similares en cuanto a su forma, tiempo de arribo de los pulsos principales y la relación señal/ruido con los parámetros seleccionados. Además, hacerlo en el dominio del tiempo requiere de más tiempo CPU; es decir, el proceso es más lento, por lo que dada la cantidad de señales a emplear resulta más conveniente hacerlo en el dominio de la frecuencia. Esto resulta más eficiente para obtener una visualización rápida y precisa de la geometría buscada.

## **4. Procesamiento de los datos y análisis.**

### ***4.1 MASE (MesoAmerican Subduction Experiment).***

MASE es el Experimento de Subducción de Mesoamérica cuyo objetivo es determinar la geometría y estructura de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica entre Acapulco y Tampico, así como su comportamiento dinámico. En este proyecto colaboran el Instituto de Geofísica y el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), el Laboratorio Sismológico del Instituto Tecnológico de California (Caltech) y el Centro de Sistemas de Red Embebidos de la Universidad de California en Los Ángeles (CENS-UCLA). Este proyecto combina la teoría y la observación para obtener un modelo dinámico de la evolución de millones de años del sistema de subducción de la placa de Cocos, incluye estados termales y composicionales del manto, la forma de la superficie que está acoplada con las placas y las fuerzas que interactúan en este sistema.

La zona de subducción en México fue elegida ya que es un sitio ideal para el estudio de este fenómeno, debido a la complejidad que presenta como consecuencia de las variaciones en el comportamiento y las características presentes a lo largo de esta zona. Estas variaciones no aparentan estar correlacionadas con la edad de la placa subducida o con su razón de convergencia (<http://tectonics.caltech.edu/mase>). Sin embargo, estas variaciones podrían estar controladas por efectos termales o composicionales en una región del manto, provocadas por el contacto entre placas que fueron subducidas, o por características de subducción en la interfaz (<http://tectonics.caltech.edu/mase>).

El objetivo final de MASE es construir un modelo dinámico (numérico) del proceso de subducción que representaría diferentes escenarios de subducción en la zona de la placa de Cocos.

#### ***4.1.1 La red MASE.***

La red de instrumentos MASE consiste en cien estaciones sismológicas instaladas aproximadamente cada 5 km, a lo largo de una línea que va desde Acapulco hasta Tempoal, Ver. (Fig. 4.1). La mayoría de las estaciones se encuentran instaladas en escuelas, casas y algunos terrenos ejidales, siendo todos lugares seguros para evitar cualquier siniestro.

#### ***4.1.2 Selección de los sitios.***

Para la selección de los sitios de las estaciones del proyecto MASE se tomaron dos aspectos muy importantes en consideración: la seguridad y nivel de ruido sísmico. El nivel de ruido depende de la situación geológica y de la proximidad a las fuentes que lo generan, las cuales están asociadas con la infraestructura, vegetación, actividad humana, etc. Un sismógrafo instalado en un basamento rocoso presentará poco efecto de sitio

mientras que uno colocado en una capa gruesa de sedimentos suaves será muy afectado por éste. También fue necesario conservar una distancia de aproximadamente cinco kilómetros entre estaciones siguiendo una línea que va desde la costa de Acapulco, hasta Tampico. Otro criterio, particular a 50 de las estaciones, fue la línea de vista entre ellas, pues transmiten en tiempo real la señal registrada (círculos verdes en la figura 4.1).



Figura. 4.1 Línea de estaciones sismológicas de MASE. Los círculos naranjas marcados con una “C” representan estaciones autónomas pertenecientes a Caltech; los verdes, marcados con una “U”, transmiten en tiempo real y pertenecen a UCLA. Los círculos amarillos, marcados con una “S”, son las estaciones del Servicio Sismológico Nacional. Cada estación tiene su código de cuatro letras.

### 4.1.3 Instalación.

Cada estación sismológica consta un hoyo de  $\sim 1 \text{ m}^3$  donde se coloca el sensor (Fig. 4.2.a), así como otro hoyo para la batería y el registrador de  $\sim 60 \times 70 \times 60 \text{ cm}$  (Fig. 4.3). La pared del hoyo del sensor está construida con tabiques y tiene un pilar de 15.24 cm de radio en el fondo para colocar el sensor; éste es orientado hacia el Norte geográfico y nivelado (Fig. 4.2.b). Una vez instalado el sensor, es cubierto por un tubo de PVC, que a su vez está forrado con plástico poliburbuja para protección del sensor y aislarlo térmicamente; el pilar y el tubo ayudan además a mantener al sensor fuera del alcance

del agua en caso de una inundación ligera (Fig. 4.2.c). Luego se utiliza un cubo de polietileno para tapar el hoyo del sensor y de este modo, aislarlo aún más térmicamente; finalmente es enterrado (Fig. 4.2.e). Dentro de otro hoyo, se coloca dentro de una caja de plástico una batería sellada de electrolito gelificado, Modelo Deka Solar 8G27, con capacidad de 99 A/hr, para un voltaje de operación de 12 VDC, conectada a un controlador de carga marca Morningstar, modelo Sunsaver 10 con un voltaje nominal de operación de 12 V y capacidad de 10 A de corriente solar; el registrador y el controlador del sensor, los cuales también van conectados al controlador de carga (Figs. 4.3). El controlador del sensor se conecta al sensor por medio de un conducto subterráneo (Fig. 4.2.d). El hoyo del registrador está cubierto por una tapa de metal y madera (Fig. 4.3). Al final de la instalación, todos los conductos son aislados con espuma expandible de poliuretano que evita la entrada de agua o insectos (Fig. 4.3). En la parte externa de la instalación se tiene un panel solar de de 80 W, modelo ULTRA 80, de silicio monocristalino, con voltaje de operación nominal de 12 VDC (Fig. 4.4), conectado a través de un conducto al controlador de carga y soportado por un poste de 2.20 m de altura, en el cual también se encuentra instalado una antena de GPS conectada al registrador (Fig. 4.4). El panel solar tiene por objeto recargar la batería, haciendo al sistema autosuficiente en su alimentación de energía.



Figura 4.2 Instalación del sensor. a) Hoyo de sensor aproximadamente de 1 m de profundidad. b) Orientación y nivelación del sensor dentro del hoyo. c) Sensor ya instalado, cubierto por un tubo de PVC. d) Poliburbuja alrededor del tubo para protegerlo del agua y cable que se conecta al registrador. e) Aislamiento térmico del sismómetro con bloque de polietileno.

#### 4.1.3.1 Sismómetro de banda ancha CMG-3T.

Los sismómetros de banda ancha pueden detectar el movimiento en una amplia banda de frecuencias y usualmente en un largo rango de amplitudes. Una característica de gran importancia de un sismómetro de banda ancha es que cubren completamente el espectro sísmico con una sola función de transferencia, estos responden de forma plana en general a las frecuencias de 0.005 Hz a 50 Hz. Para sismología regional, las frecuencias de interés

van de 0.05 a 20 Hz, y para telesismos, de 0.001 a 1 Hz (Bormann, 2002), por lo cual sensores de banda ancha son muy útiles para registrar ambos tipos de eventos. Sin embargo, una limitante en el rango dinámico y resolución de los sismómetros de banda ancha son los efectos termales y de presión en las componentes mecánicas y eléctricas.



*Figura 4.3 Instalación del registrador. Izquierda: Hoyo de dimensiones 60×70×60 cm, con tapa de madera. Centro: Caja de plástico con registrador Reftek (caja negra), batería (a la derecha), controlador de carga (ensamblado a la caja de plástico) y de sensor (caja gris con tres botones). Derecha: Registrador Reftek, los conectores superiores son de canales 1-3, red y energía; los inferiores, de canales 4-6, conector agenda electrónica y GPS. La tapa cubre las tarjetas de memoria flash. En el display se puede observar el estado del instrumento: memoria, temperatura, voltaje, amperage, tiempo, red y eventos.*



*Figura 4.4 a) Panel solar que brinda energía al equipo. b) Antena de GPS*

Los sismómetros GURALP CMG-3T (Fig. 4.5) utilizados en el arreglo de MASE presentan grandes ventajas, desde su instalación hasta en su operación; por ejemplo, se tiene control remoto de las masas, centrado, bloqueado y desbloqueado, a través del controlador del sensor; trabaja linealmente, con nivel base de ruido bajo; pesan menos de 11.5 kg, son compactos y se pueden instalar en lugares de difícil acceso; además de obtener datos de alta calidad para movimientos suaves y estudios telesísmicos (<http://www.guralp.net/documents/MAN-030-0001.pdf>). Estos deben ser instalados de manera apropiada sobre un pilar cementado, dentro de un hoyo profundo con poco ruido ambiental, ya que es de gran importancia adquirir datos de buena calidad y garantizar un largo tiempo de vida del instrumento.

#### **4.1.3.2 Registrador Reftek modelo 130- 01.**

En el proyecto MASE se utilizan dos tipos de registradores; sin embargo, en este trabajo sólo describimos el empleado en las estaciones utilizadas en nuestro estudio. Este registrador sísmico es un modelo RefTek 130-01 (Fig. 4.5), hecho con tecnología de punta para sismómetros de banda ancha y periodo corto, es pequeño y ligero, tiene hardware y software modular; cuenta con comunicación IP vía Ethernet y serial asíncrono, así como almacenamiento masivo de información o datos (<http://www.reftek.com/productshome.html#Seismic%20Recorders>). Entre sus aplicaciones más comunes se encuentran estudios de banda ancha, de réplicas y de fuente activa, además de utilizarse en estudios de microzonación y de sitios con ruido.



*Figura 4.5 Sismómetro Guralp CMG-3T (izquierda) y registrador Reftek (derecha) de tercera generación de registradores sísmicos, modelo REF TEK 130- 01.*

#### **4.1.4 Mantenimiento y recolección de datos.**

Cada mes es necesario llevar a cabo la recolección de datos registrados en las estaciones sismológicas autónomas de MASE. Dicha recolección consiste en reemplazar tarjetas de 2 GB de memoria flash CF tipo II, que almacenan la información en el registrador. Aprovechando la visita a la estación, se utiliza una agenda electrónica para revisar el estado del equipo, la agenda se conecta a través de un cable serial al registrador. Con la ayuda de la agenda electrónica podemos verificar el buen funcionamiento de las masas del sensor, así como los niveles de ruido que se están registrando. También podemos observar diferencias de voltajes que nos indican que tan centradas están las masas del sensor. Es necesario e importante tomar nota en una bitácora del número de eventos registrados, la memoria usada y libre en el registrador y en la tarjeta, temperatura del equipo, tiempo GPS, etc. Además, se verifican valores de los voltajes del controlador de carga y de la batería para estar seguros de que haya suficiente energía que mantenga prendido el equipo durante las 24 horas del día, se revisa también que el panel solar esté funcionando correctamente. Cada vez que se recolectan datos, se revisa que no haya agua, tierra o insectos en los hoyos, limpiando las cajas en donde se encuentran colocados el registrador y la batería.

#### 4.2 Red de estaciones utilizadas.

Para nuestra tesis hemos elegido el trayecto comprendido por las primeras 38 estaciones de sur a norte a lo largo de la línea MASE (Fig. 4.1), de las cuales sólo 33 pudieron proporcionarnos datos que están dentro de los parámetros requeridos, descritos en la Sección 4.4. Estas estaciones fueron instaladas en la primera etapa de MASE, entre diciembre de 2004 y enero de 2005, por lo que tenían el mayor número de datos posible para el año 2005. Así, este trabajo se enfoca a la identificación del cambio de ángulo y geometría de la placa subducida, abarcando los estados de Guerrero y Morelos. El poblado, coordenadas y lugar donde se encuentran las estaciones utilizadas en esta tesis se listan en el Apéndice A y su localización se muestra en la figura 4.6.



Figura 4.6 Localización de las 33 estaciones utilizadas.

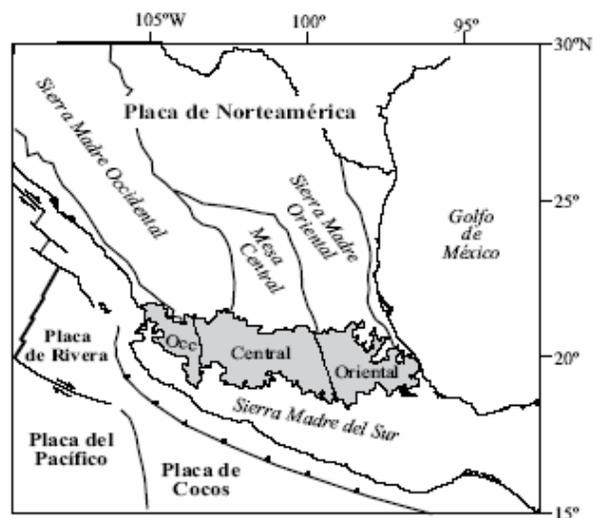
#### 4.3 Marco tectónico.

La mayor parte del territorio mexicano se encuentra sobre la placa de Norteamérica, la Península de Baja California, sobre la placa del Pacífico y el sureste del país sobre la placa del Caribe; además, el Pacífico mexicano está en las placas de Rivera y de Cocos.

Estas últimas subducen hacia el manto por debajo de la placa de Norteamérica. Otra característica tectónica importante en nuestro país es la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), cuya formación se cree está estrechamente ligada a la subducción las placas de Rivera y de Cocos (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1987; Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995) (Fig. 4.7).

El estado tectónico actual en México es el resultado de la fragmentación de la placa del Farallón al encontrarse con la subducción de la placa de Norteamérica, provocando cambios en la dirección y velocidad de convergencia (Engebretson et al., 1985).

La placa de Rivera subduce en la porción occidental del arco, y la placa de Cocos en la parte central y oriental (Fig. 4.7). A lo largo de la trinchera, la placa de Rivera tiene una edad menor a los 13 Ma, mientras la placa de Cocos tiene una edad entre los 12.7 y 16 Ma; sus velocidades de convergencia son 1.7-2.2 cm/año y 4.7-6.7 cm/año, respectivamente (Fig. 4.8) (Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1993; DeMets et al., 1994; Kostoglodov y Bandy, 1995; Pardo y Suárez, 1995).



*Figura.4.7 Características tectónicas principales y provincias geológicas del centro de México. La FVTM está dividida en tres regiones (Occidental, Central y Oriental) y sombreada en gris.*

*Figura tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).*

Se cree que algunos factores que afectan la geometría de la zona de subducción son la razón de convergencia relativa en la zona de subducción, la edad del bloque subducido, el movimiento absoluto de la placa cabalgante y las características batimétricas como las dorsales y los montes marinos intraplaca (e.g. Cross and Pilger, 1982; Jarrard, 1986; Pardo y Suárez, 1995). Sin embargo Cruciani et al. (2006) encontraron una baja correlación entre el ángulo de subducción de la placa, su edad y la tasa de convergencia. Otros investigadores (Manea y Gurnis 2006) encuentran que la evolución de geometría de la placa subducida está relacionada con el balance entre la fuerza gravitacional y la fuerza de succión de la placa, lo que implica que la viscosidad de la cuña del manto tendría una influencia directa en la geometría de subducción.

Pardo y Suárez (1995) mostraron por medio de mecanismos focales que la placa de Rivera tiene un ángulo aproximado de  $50^\circ$ , en cambio la placa de Cocos muestra una inclinación variable, la cual disminuye a los  $101^\circ\text{W}$  y se vuelve subhorizontal en la porción central y oriental de la FVTM (Fig.4.8). Esta característica particular podría explicar la oblicuidad de la FVTM, ya que los contornos a la profundidad de 100 km de la placa subducida yacen debajo de ella (Fig. 4.8), sugiriendo que hay una asociación directa de esta anormal alineación del cinturón volcánico con la compleja geometría de la subducción de las placas Rivera y Cocos en el sur de México (Pardo y Suárez, 1995).

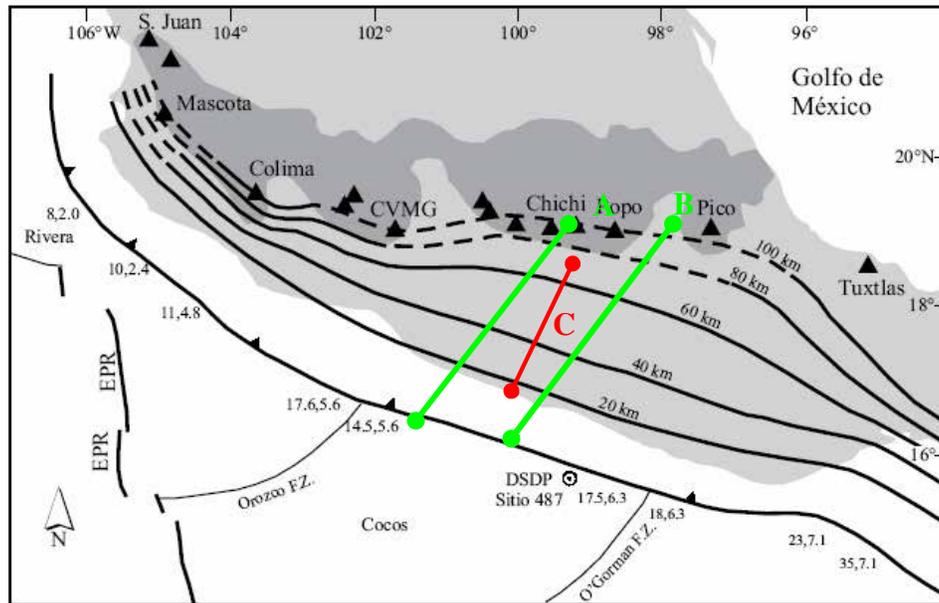


Figura 4.8 Subducción de las placas de Rivera y Cocos debajo de la de Norteamérica. Las curvas muestran la profundidad de las placas subducidas de acuerdo con Pardo y Suárez (1995). Los números a lo largo de la trinchera denotan la edad de la placa (Ma) y su velocidad de convergencia (cm/año). El área gris oscura delinea la FVTM. Los triángulos indican la posición de los volcanes activos. Además, se muestra la dorsal del Pacífico Este (EPR), la Zona de Fallas (FZ) de Orozco y la de O'Gorman. Los perfiles A y B corresponden a los perfiles J y K realizados por Pardo y Suárez (1995), respectivamente, paralelos a la dirección de subducción. El perfil C, corresponde al perfil MASE de ACAP a PUIX. Figura modificada de Gómez-Tuena et al. (2005).

Las variaciones laterales en el ángulo de echado de  $15^\circ$  aproximadamente de la placa de Cocos, a profundidades mayores a 30 km, llevan a Pardo y Suárez (1995) a sugerir que el sur de México se puede dividir en cuatro regiones, dentro de las cuales se encuentra la región Guerrero-Oaxaca que muestra una geometría casi subhorizontal. Geográficamente, esta región está limitada por las zonas de fractura O'Gorman y Orozco y por una geometría de subducción abrupta de la Placa de Cocos debajo de la placa Caribe al Este y la placa Rivera debajo de la de Norteamérica al Oeste (Fig. 4.8).

Diversos autores han propuesto que la Trinchera Meso-americana se formó debido a la migración del bloque de Chortis hacia el Este (Ratschbacher et al., 1991; Herrmann et al.,

1994; Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1996; Morán-Zenteno et al., 1999). El arco en el Mioceno medio se encontraba cerca del frente volcánico actual, lo cual nos podría indicar que la geometría subhorizontal de la placa de Cocos se remonte al mismo periodo.

Valdés y Meyer (1996) mostraron por medio de tiempos de arribo de réplicas del sismo de Petatlán de 1979 ( $M_s=7.6$ ) que el modelo de velocidades entre Petatlán, Gro. y la Ciudad de México podía ser representado por ocho capas. La corteza continental está compuesta por las capas I-III con velocidades de las ondas  $P$  de 5.3-5.6, 5.8-5.95 y 6.15-6.4 km/s, con espesores aproximados de 5, 10 y 30 km, respectivamente, en promedio; seguida por el manto continental con velocidades de 7.85-8.1 km/s; además, denotan como capa V al prisma acrecional. Las capas correspondientes a la corteza oceánica tienen velocidades de 5.1-5.7 km/s con espesores de 3.5 km, y 6.85-7.1 km/s con espesor de 5 km (capas VI y VII, respectivamente), las cuales corresponden a las capas de basalto y gabro. Estas velocidades se incrementan a 6.24 y 7.4 km/s cuando la corteza oceánica alcanza una profundidad de 40 km. El manto superior, debajo de la corteza oceánica (capa VIII) tiene una velocidad de 7.9-8.1 km/s (espesor de 45 km). Finalmente, la capa IX representa el límite de la litósfera-asténósfera oceánica con una velocidad de 8.2 (Fig. 4.9). El bloque oceánico fue modelado con dos capas con un espesor total de 8.5 km y con un echado de  $10^\circ$  al  $N34^\circ E$ , que se extiende tierra adentro. Los hipocentros de las réplicas definen una zona angosta de Wadati-Benioff con 8-10 km de espesor.

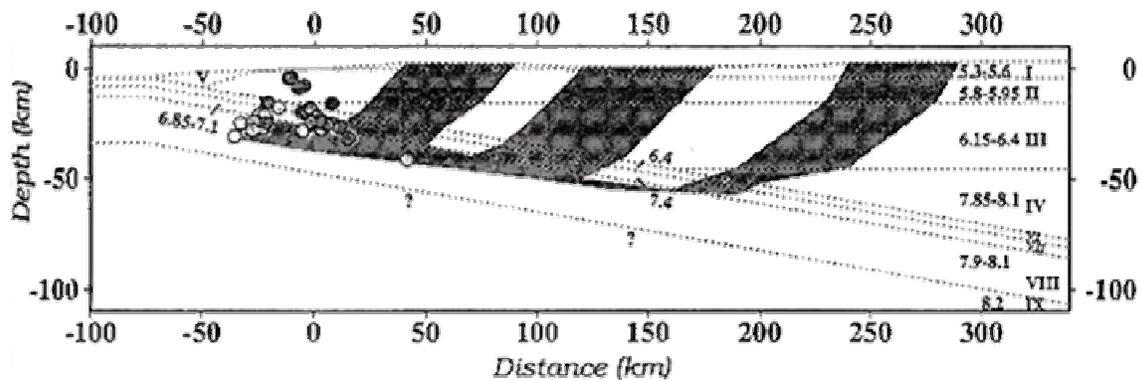


Figura 4.9 Modelo de velocidades de Valdés y Meyer (1996) a lo largo de un perfil entre Acapulco, Gro. y la Cd. de México. I-III corresponden a la corteza continental; IV, a la cuña del manto; V, al prisma acrecional; VI y VII, a la corteza oceánica; VIII, al manto oceánico y IX, al manto superior (Figura tomada de Valdés y Meyer, 1996).

El modelo de Pardo y Suárez (1995) y el de Valdés y Meyer (1996) coinciden en que todos sus hipocentros se encuentran localizados dentro de la corteza oceánica subducida. Sin embargo, el primero propone una geometría con un ángulo inicial (en la trinchera) de  $\sim 30^\circ$ , para evolucionar en una placa subhorizontal entre 110 km a 275 km desde la trinchera hasta profundidades de 50 km y sumergirse en el manto después, con un ángulo de  $16^\circ$ , mientras que Valdés y Meyer (1996) proponen una geometría con un ángulo de subducción constante de  $10^\circ$  desde la trinchera.

#### 4.4 Datos.

Para esta tesis se utilizan datos de 91 sismos de magnitud de momento,  $M_w$ , mayor o igual que 5.8, que hayan ocurrido entre diciembre de 2004 y diciembre de 2005. Para cada par evento-estación, se escogen los datos dentro del rango de  $30^\circ$ - $90^\circ$  de distancia para evitar trayectorias corticales largas o interacciones núcleo-manto. El catálogo de sismos analizados se obtuvo de la página de internet del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) de Soluciones del Tensor de Momento ([http://neic.usgs.gov/neis/FM/previous\\_mom.html](http://neic.usgs.gov/neis/FM/previous_mom.html)) (Apéndice B y Fig. 4.10). Una vez completo dicho catálogo, se obtuvo una hora de registro de cada evento, a partir del tiempo de origen, de la base de datos del Observatorio Tectónico de Caltech.

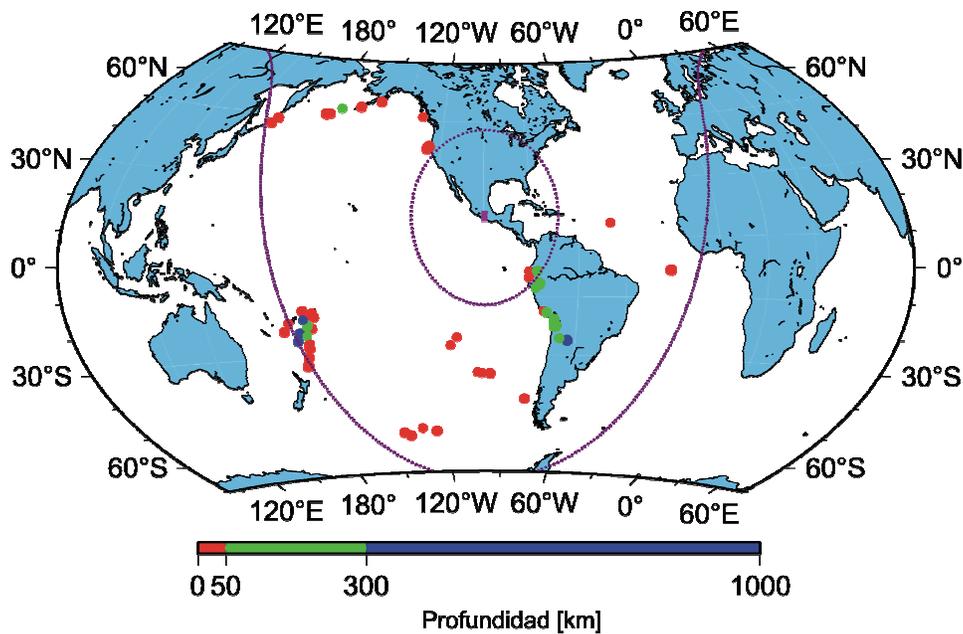


Figura 4.10 Mapa de eventos tectónicos de enero de 2005 a diciembre de 2005.

#### 4.5 Obtención de funciones receptor.

La figura 4.11 muestra un diagrama de flujo que va desde la generación del catálogo hasta la interpretación de los resultados obtenidos. Además, indica la aplicación que se utilizó: SAC (*Seismic Analysis Code*, desarrollado en Lawrence Livermore National Labs.), TauP Toolkit (Application for computing travel times, desarrollado en University of South Carolina) o Matlab (*Matrix Laboratory*), así como su etapa: preprocesado, obtención de funciones receptor, análisis e interpretación.

Para obtener las funciones receptor es necesario realizar un preprocesado, éste se llevó a cabo en SAC y consiste en identificar el arribo de la onda  $P$ , obtener una ventana de 120 s de registro, con 30 s antes y 90 s después del arribo de  $P$ . Ya definida la ventana, se prosigue a la rotación de las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical ( $N E Z$ ) a

Radial, Transversal y Vertical ( $R T Z$ ). Finalmente, se utiliza el programa **ReceiverFunctions**, escrito en Matlab, versión 6.5, para obtener las funciones receptor a partir de la deconvolución de la componente  $Z$  en  $R$ , descrita en la sección 3.1. El proceso es interactivo y el programa permite seleccionar las señales de mejor calidad, pudiendo verificar que las señales tengan la polaridad adecuada (la polaridad de  $Z$  y  $R$  debe ser la misma) y presenten un nivel de ruido bajo, como las mostradas en la figura 4.12. Una vez seleccionada, la deconvolución se lleva a cabo en el dominio de las frecuencias, aplicando un filtro gaussiano y el método de nivel de agua. El programa utiliza dos opciones para el parámetro del filtro gaussiano (2.5 y 5) y cuatro, para el nivel de agua (0.0001, 0.001, 0.01 y 0.1), obteniendo ocho posibles funciones receptor. Una vez llevadas al dominio del tiempo, el programa permite seleccionar la función receptor óptima con determinada combinación de estos parámetros (Fig. 4.13).

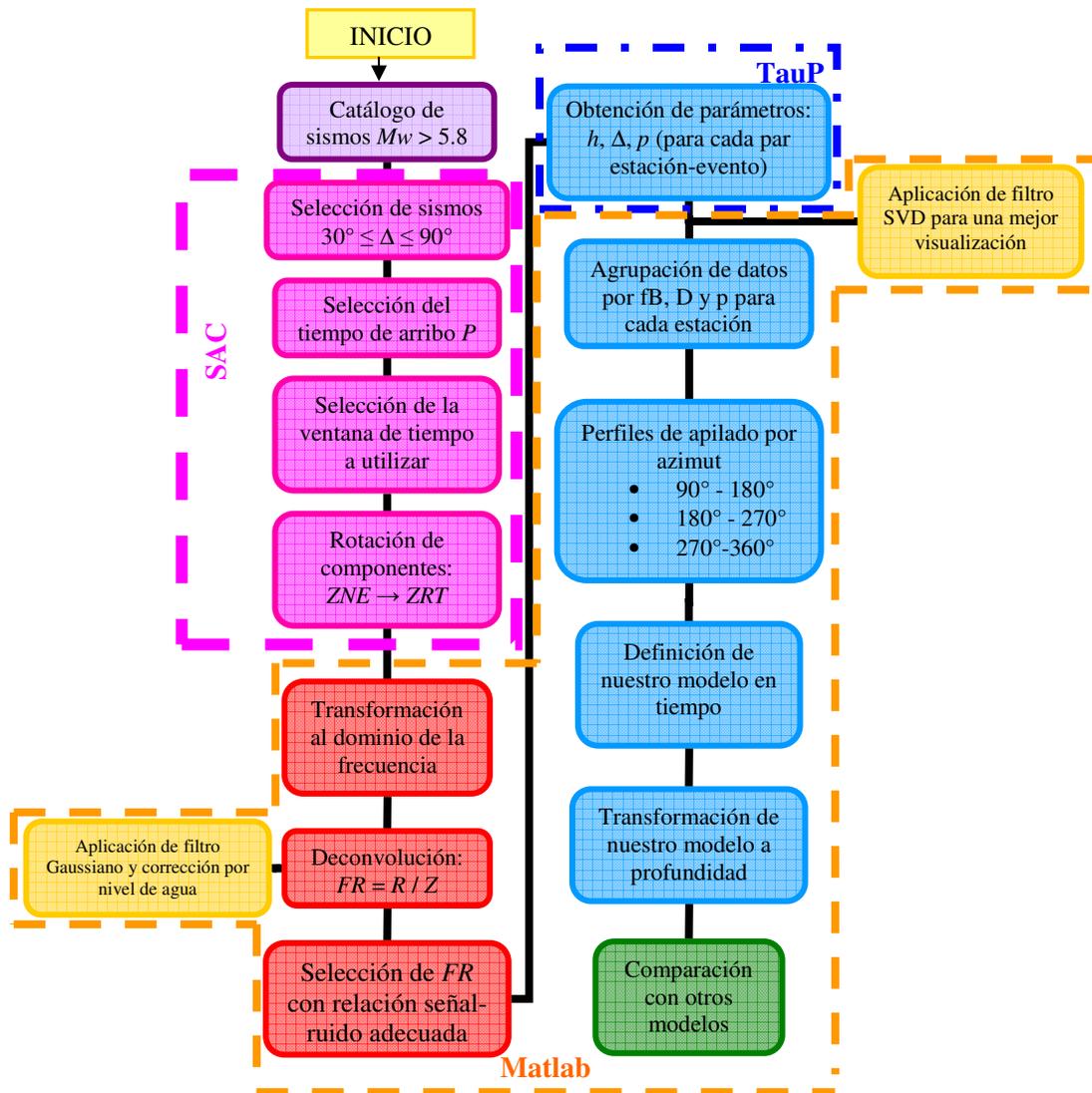


Figura 4.11 Diagrama de flujo que muestra los pasos a seguir para la obtención de las funciones receptor desde su preprocesado (rosa), procesado (rojo), análisis e interpretación (azul y verde). Los pasos realizados con cada aplicación se delimitan por las líneas discontinuas: rosa para SAC, naranja para Matlab y azul para TauP.

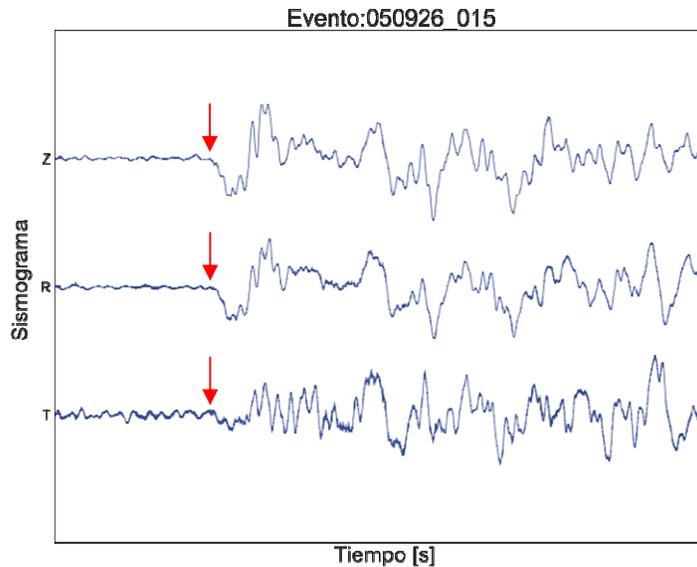


Figura 4.12 Sismograma. Componentes Vertical (Z), Radial (R) y Transversal (T) del sismo del 26 de septiembre de 2005, localizado en Perú,  $M_w=7.5$  y registrado en la estación QUEM. El arribo de la onda P (flecha roja) indica el tiempo cero y se encuentra a 30 s del inicio del registro. Nótese que la polaridad de Z y R son iguales. La duración total del registro es de 120 s.

$$\Delta = 32.27 [^\circ], \phi_{\text{inverso}} = 132.1 [^\circ]$$

Profundidad = 117 [km], Parametro de rayo = 0.078

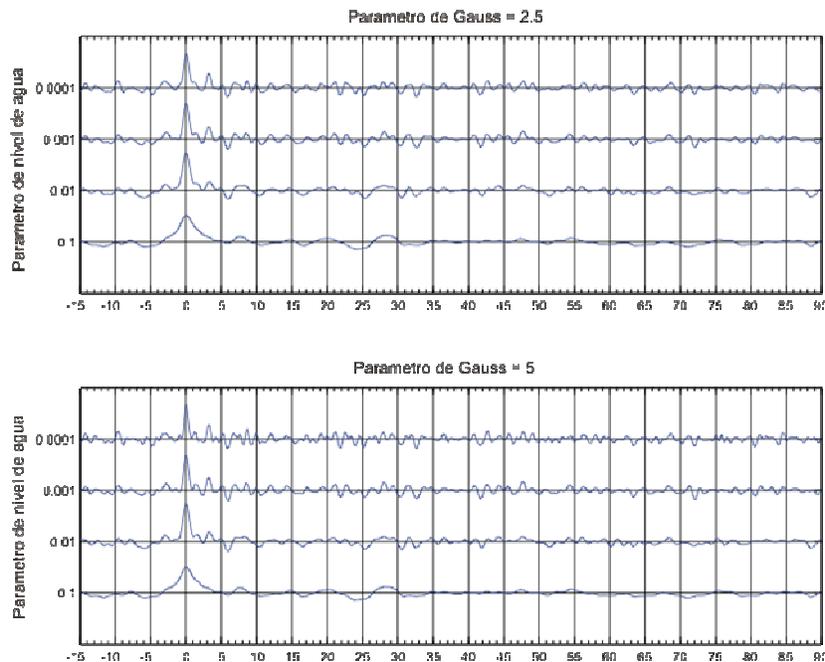


Figura 4.13 Funciones Receptor. Se tienen dos opciones para el parámetro del filtro Gaussiano, 2.5 (pánel superior) y 5 (pánel inferior) y cuatro, para el nivel de agua: 0.1, 0.01, 0.001, 0.0001 (cada traza), en la parte superior se muestran los valores obtenidos con  $TauP$  de la distancia entre el sismo y la estación,  $\Delta$ , el azimut inverso,  $\phi_{\text{inverso}}$ , la profundidad y el parámetro de rayo con base en el modelo iasp91.

#### 4.6 Análisis de las funciones receptor obtenidas.

Una vez obtenidas, en cada estación, nuestras funciones receptor, aplicamos el filtro SVD (descrito en la Sección 2.3.3) para obtener una mejor visualización de éstas, ya que dicho filtro busca las características comunes y las resalta. Con la ayuda del programa TauP, obtenemos los parámetros de profundidad, azimut inverso y parámetro de rayo; éste último es evaluado tomando como referencia un modelo 1D que combina el modelo de Valdés y Meyer (1996) hasta 165 km de profundidad y el modelo iasp91 a partir de ahí. El perfil de nuestras estaciones se proyectó sobre el modelo de Valdés y Meyer (1996) considerando las curvas de isoprofundidades del modelo propuesto por Pardo y Suárez (1995), es decir, se buscó la intersección de cada curva de isoprofundidad en ambos perfiles, y de esta manera se proyectaron los segmentos delimitados por cada curva de isoprofundidad del perfil MASE sobre el modelo de Valdés y Meyer. De esta manera podemos agrupar nuestras funciones receptor por azimut inverso, distancia y parámetro de rayo para cada estación. Se escogió este modelo como referencia pues no presenta una subducción horizontal; es decir, estamos probando una hipótesis nula de subducción con ángulo constante, la cual será rechazada o validada por nuestros resultados.

En este capítulo sólo se muestran las gráficas y se detalla el análisis de siete estaciones, las cuales consideramos representativas de las distintas zonas a lo largo del perfil estudiado. Las gráficas de todas las estaciones se muestran en el Apéndice C. En el análisis de funciones receptor, un pulso con amplitud positiva corresponde a la transición de un medio de alta velocidad a uno de baja, mientras que uno de amplitud negativa corresponderá a la acción inversa (Fig. 4.14).

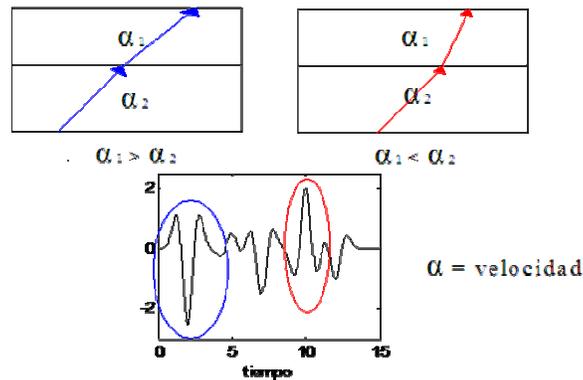


Figura 4.14 Esquema de polaridad de las funciones receptor. Una polaridad positiva implica que se tiene una transición de un medio de alta impedancia a uno de baja impedancia, mientras que una polaridad negativa implica lo contrario.

Las gráficas de las figuras 4.15 a 4.21 y el Apéndice C presentan las funciones receptor ordenadas por parámetro de rayo, en ellas delineamos los arribos teóricos con base en las discontinuidades del modelo de Valdés y Meyer (1996) (Fig. 4.9). Cada traza corresponde a un evento, y solo se utilizó la componente radial. Para las primeras 21 estaciones (Figs. 4.15-4.19) de la costa al continente se grafican la discontinuidades teóricas del techo y de la base de la corteza oceánica, para las restantes (Figs. 4.20 y

4.21), se grafican también las discontinuidades teóricas del manto continental, del techo y de la base de corteza oceánica.

Quemado (QUEM) es la segunda estación de la línea MASE de sur a norte, siguiendo a Acapulco (ACAP), la estación más cercana a la trinchera (Fig. 4.6). Debido a que la trinchera se encuentra aproximadamente a unos 80 km de la costa, se espera encontrar los arribos correspondientes a la base y techo de la corteza oceánica antes de los 5 s. Como se puede observar en la figura 4.15, en QUEM se encuentra un pulso de gran amplitud a los 4 s, que corresponde a la base de la corteza oceánica y su contacto con el manto oceánico, donde existe un cambio de mayor a menor velocidad. También se esperaría encontrar un pulso correspondiente a un contraste de velocidades entre el techo de la corteza oceánica y la base de la corteza continental; con base en el modelo de Valdés y Meyer (1996) (Fig. 4.9), las velocidades entre ambas capas son casi iguales, ya que en ese punto la corteza oceánica empieza a atravesar la tercera capa de la corteza continental, donde la velocidad es inferior a los 6.4 km/s. Aun así, se está pasando de un medio de alta a baja velocidad, aunque en este caso el contraste de impedancia es menor al anterior, por lo que se espera tener un pulso positivo de baja amplitud.

Analizando cualquier panel de la figura 4.15 se puede observar la existencia de un pequeño pulso positivo a los 2.5 s, indicándonos la existencia de la discontinuidad entre corteza oceánica y corteza continental. En el gráfico ordenado por parámetro de rayo se observa que las discontinuidades teóricas coinciden con los pulsos positivos en 2.5 y 4 s. En la gráfica ordenada por azimut inverso, podemos observar que las funciones receptor que se encuentran entre 180 a 270° se encuentran ligeramente desfasadas en tiempo con respecto a las procedentes del resto de azimuts inversos, indicándonos que la capa que muestrean puede encontrarse inclinada (Chen y Liu 2000). Este desfase en tiempo de los pulsos también se observa en la gráfica ordenada por parámetro de rayo conforme éste crece.

El análisis realizado para QUEM es similar para las estaciones que abarcan el segmento de ACAP a ACAH, ya que estas estaciones representan la primera inclinación de la placa. Se eligió la estación QUEM ya que ésta es una de las primeras estaciones del perfil y contiene una gran cantidad de funciones receptor con buena resolución, de igual manera se eligió también a la estación PLAY, que queda a la mitad de distancia entre ACAP y ACAH.

Playón (PLAY) se encuentra aproximadamente a 35 km de la costa y a unos 28 km de la estación QUEM (Fig. 6). Para esta estación (Fig. 4.16) se observa de forma muy clara un pulso positivo a los 4.5 s que corresponde a la base de la corteza oceánica. A los 3.5 s se observa un pulso negativo de gran amplitud, el cual fue creciendo a partir de las estaciones más cercanas a la costa (Ver gráficas para las estaciones ACAP-XALT en el Apéndice C). Lo que podemos deducir con esta observación es que conforme es más profunda la corteza oceánica subducida, las velocidades entre ésta y la corteza continental son similares; sin embargo, llega un punto en el que la velocidad de la corteza continental sigue aumentando, pues la profundidad sigue creciendo, teniendo entonces una velocidad mayor que el techo de la placa subducida, dando como resultado que el pulso positivo

inicial ahora corresponda a un gran pulso negativo. En 2.5 s se observa un pulso positivo de poca amplitud pero en este caso no corresponde al techo de la corteza oceánica; este pulso puede ser efecto del cambio de polaridad de positivo a negativo. Para las funciones receptor ordenadas por azimut inverso, se observa para el cuadrante de  $90^{\circ}$ - $180^{\circ}$  que los pulsos están bien alineados, lo mismo para el azimut inverso de  $180^{\circ}$ - $270^{\circ}$ , pero existe una sola traza para el último azimut inverso que está ligeramente desfasada. Para el gráfico que muestra las funciones receptor ordenadas por distancia se observa que la amplitud de los pulsos disminuye conforme la distancia a la estación aumenta, indicándonos una pérdida de energía al incrementarse la distancia (Chen y Liu 2000). Al analizar el gráfico ordenado por parámetro de rayo se puede observar de forma muy clara que los arribos teóricos coinciden con los arribos de nuestros pulsos, siendo la base de la corteza oceánica el pulso positivo a los 4.5 s y el contacto entre corteza continental y corteza oceánica, el pulso negativo a los 3.5 s (discontinuidades teóricas identificadas como P24s y P33s en la figura 4.16).

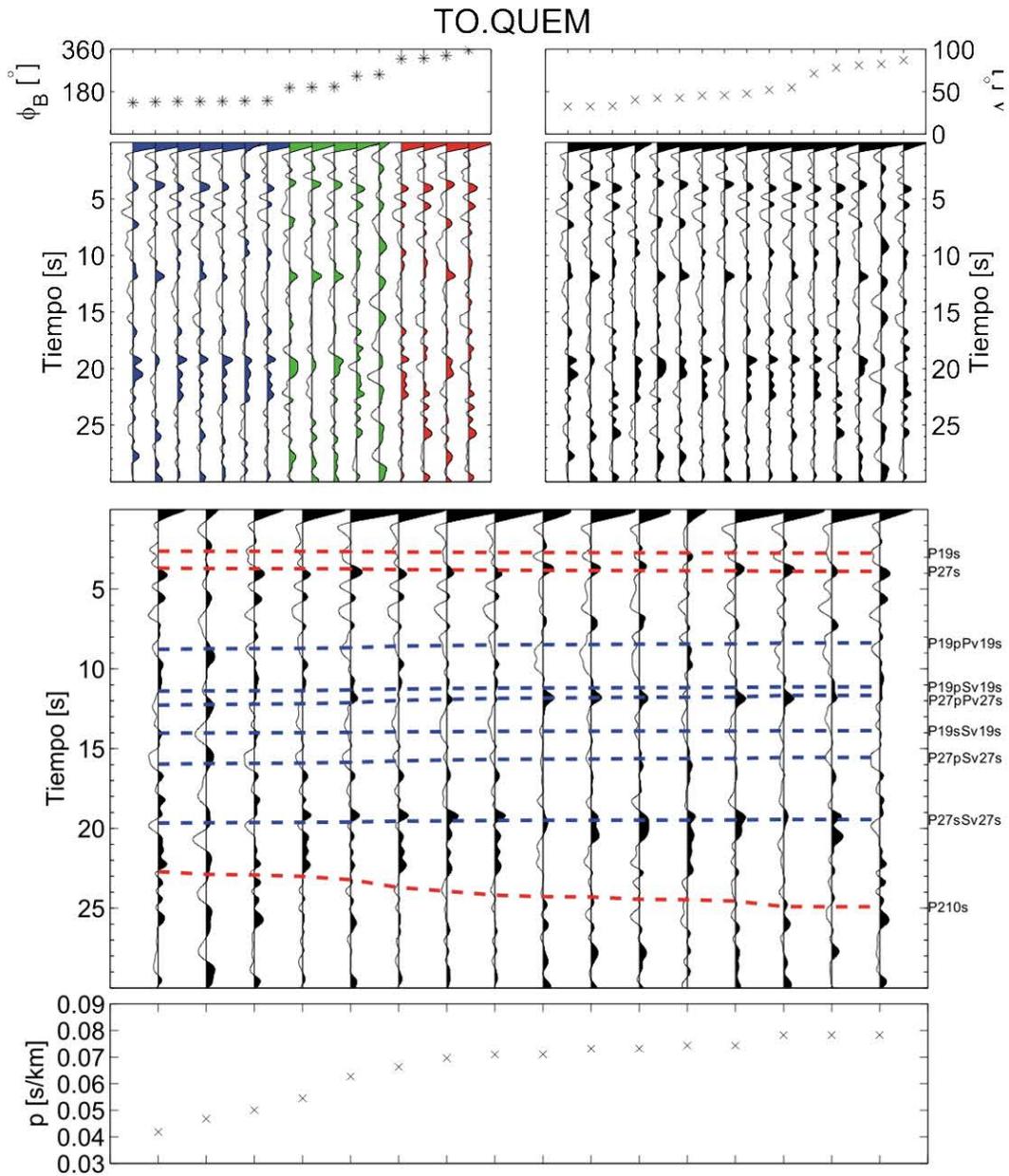


Figura 4.15 Funciones receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación QUEM. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

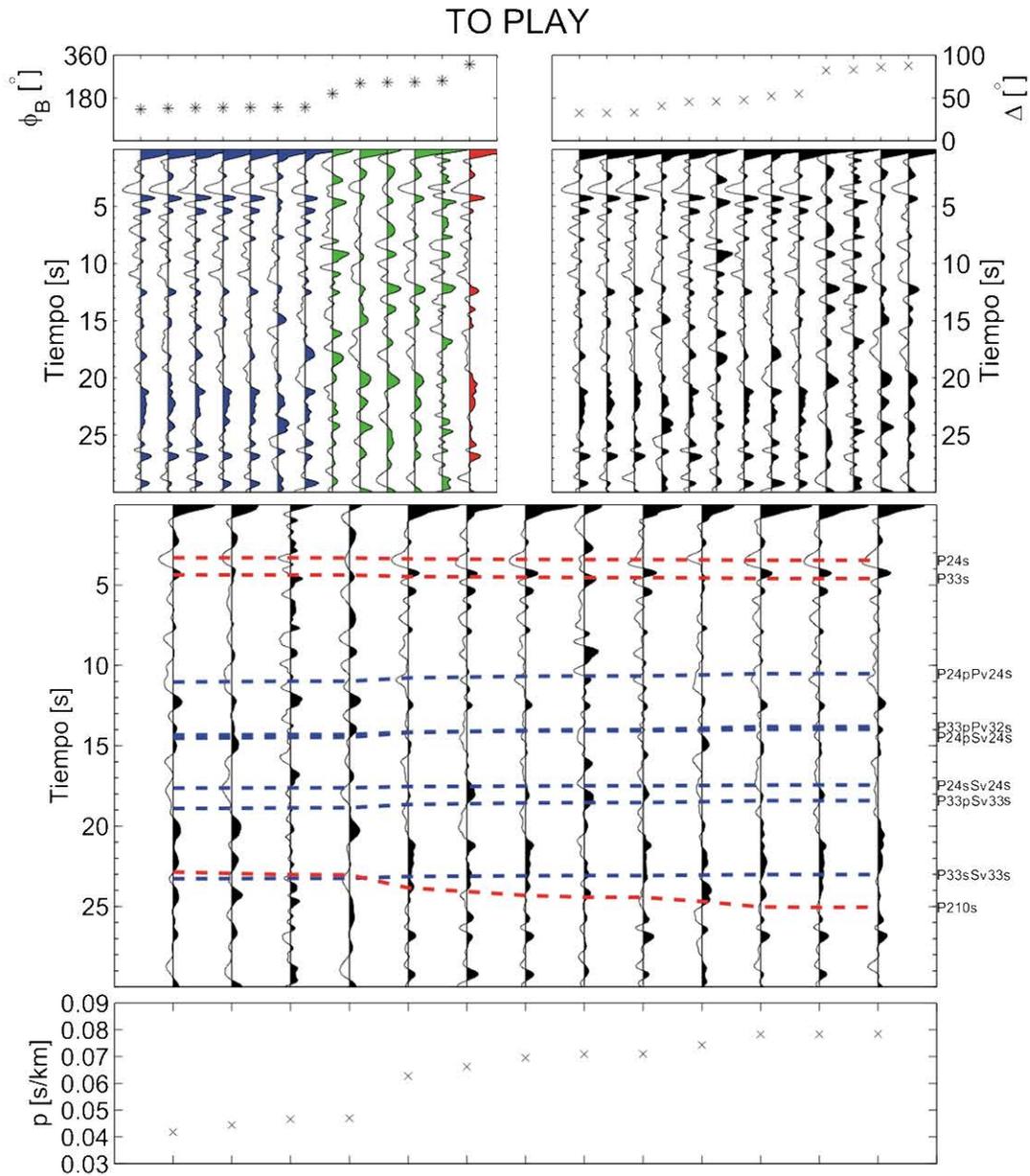


Figura 4.16 Funciones receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo, donde el color azul indica el azimut  $90^\circ$ - $180^\circ$ , verde  $180^\circ$ - $270^\circ$  y rojo  $270^\circ$ - $360^\circ$ ), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación PLAY. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

La estación Acahuizotla (ACAH) se encuentra ubicada a 72 km de la costa y a 35 km PLAY. Los cambios que encontramos en las funciones receptor para esta estación son considerables respecto a las estaciones analizadas anteriormente, y representativas en este caso de las estaciones que van desde ACAH hasta BUCU (ver Apéndice C). Analizando el gráfico ordenado por azimut inverso (Fig. 4.17) se observa un pulso positivo a los 4 s, precedido de otro pulso negativos a los 3 s, dándonos la impresión de que corresponden a la corteza oceánica subducida, pero antes ya se había analizado para la estación de

PLAY, para la cual la base de la corteza oceánica se encontraba a los 4.5 s y la discontinuidad entre corteza oceánica y corteza continental estaba a los 3.5 s, por lo que esa interpretación resulta incongruente con los resultados esperados dado que nos alejamos tierra adentro de la estación de PLAY 35 km, por lo que esperaríamos ver estos arribos más tarde. Para ello conviene analizar el gráfico ordenado por parámetro de rayo, en donde se muestran las discontinuidades teóricas propuestas por Valdés y Meyer (1996). En él calculamos que los arribos teóricos corresponden a tiempos de 4.2 s para la discontinuidad entre corteza continental y corteza oceánica y 5.2 s para la base de la corteza oceánica, los arribos teóricos deberían ser un pulso negativo para la primera y uno positivo para la última. En nuestras funciones receptor tenemos la observación contraria en cuanto a la polaridad de los pulsos en esos tiempos. Sin embargo, analizando la función receptor para tiempos mayores, los pulsos que realmente muestran la corteza oceánica subducida son el de 5 s para su tope y el de 6 s para su base. Para corroborar estos resultados fue necesario realizar un perfil apilado por azimut de todas las estaciones (Fig. 4.22), en donde se puede apreciar de manera clara el comportamiento de la placa subducida.

La siguiente estación a analizar es Huitziltepec (HUIT), ubicada a 118 km de la costa y a 46 km de la estación ACAH. Las funciones receptor de esta estación, así como su análisis, son representativos de las estaciones entre ACAH a BUCU. Analizando la figura 4.18, en el gráfico ordenado por azimut inverso se puede observar de manera muy clara un pulso positivo alrededor de los 6 s que corresponde a la base de corteza oceánica, así como un pulso negativo alrededor de los 5 s que nos muestra el límite entre corteza oceánica y corteza continental. Cabe mencionar que para esta estación no tuvimos evento algún proveniente de azimuts inversos entre  $270^{\circ}$  y  $360^{\circ}$ . Para el cuadrante  $90^{\circ}$ - $180^{\circ}$ , los pulsos negativos se encuentran alineados; sin embargo, los pulsos positivos muestran pequeños desfases. Los pulsos en el cuadrante  $180^{\circ}$ - $270^{\circ}$  están perfectamente alineados. Para el gráfico ordenado por distancia observamos al igual que para la estación ACAH que la amplitud de los pulsos no decrece conforme crece la distancia. Finalmente, al analizar el gráfico ordenado por parámetro de rayo podemos observar que los tiempos de arribo teóricos resultado de las discontinuidades del modelo de Valdés y Meyer (1996) son similares a nuestros tiempos de arribo observados. Lo interesante en este caso es que para la estación ACAH los tiempos de arribo de las funciones receptor llegaban después de los tiempos teóricos, por lo que hubiéramos esperado que sucediera el mismo fenómeno para esta estación; sin embargo, al analizar el perfil de la funciones receptor apiladas (Fig. 4.22) se entiende que se está conservando la misma profundidad de la corteza oceánica que la observada en ACAH y dado que el modelo de referencia tiene un ángulo de subducción constante, los arribos teóricos para HUIT son mayores que para ACAH.

La siguiente estación a analizar es Xalitla (XALI) que se encuentra a 29 km de la estación HUIT y 147 km de la costa. Las observaciones para esta estación también son representativas de las estaciones ACAH a BUCU. En la figura 4.19 podemos observar de forma muy clara el arribo del pulso positivo correspondiente a la base la corteza oceánica a los 6 s, precedido a los 5 s del pulso negativo correspondiente a la discontinuidad entre corteza oceánica y corteza continental. En el gráfico ordenado por azimut inverso se

observa que las trazas entre  $90^{\circ}$ - $180^{\circ}$  están ligeramente desfasadas respecto a los demás azimuts inversos. En la gráfica ordenada por distancia observamos que los pulsos negativos disminuyen su amplitud conforme crece la distancia. Al analizar la gráfica ordenada por parámetro de rayo es evidente que no existe una correlación entre las discontinuidades teóricas y los arribos de nuestros pulsos, indicándonos la ausencia de una inclinación de la corteza oceánica ya que para la estación de Huitziltepec teníamos los mismos tiempos de arribo.

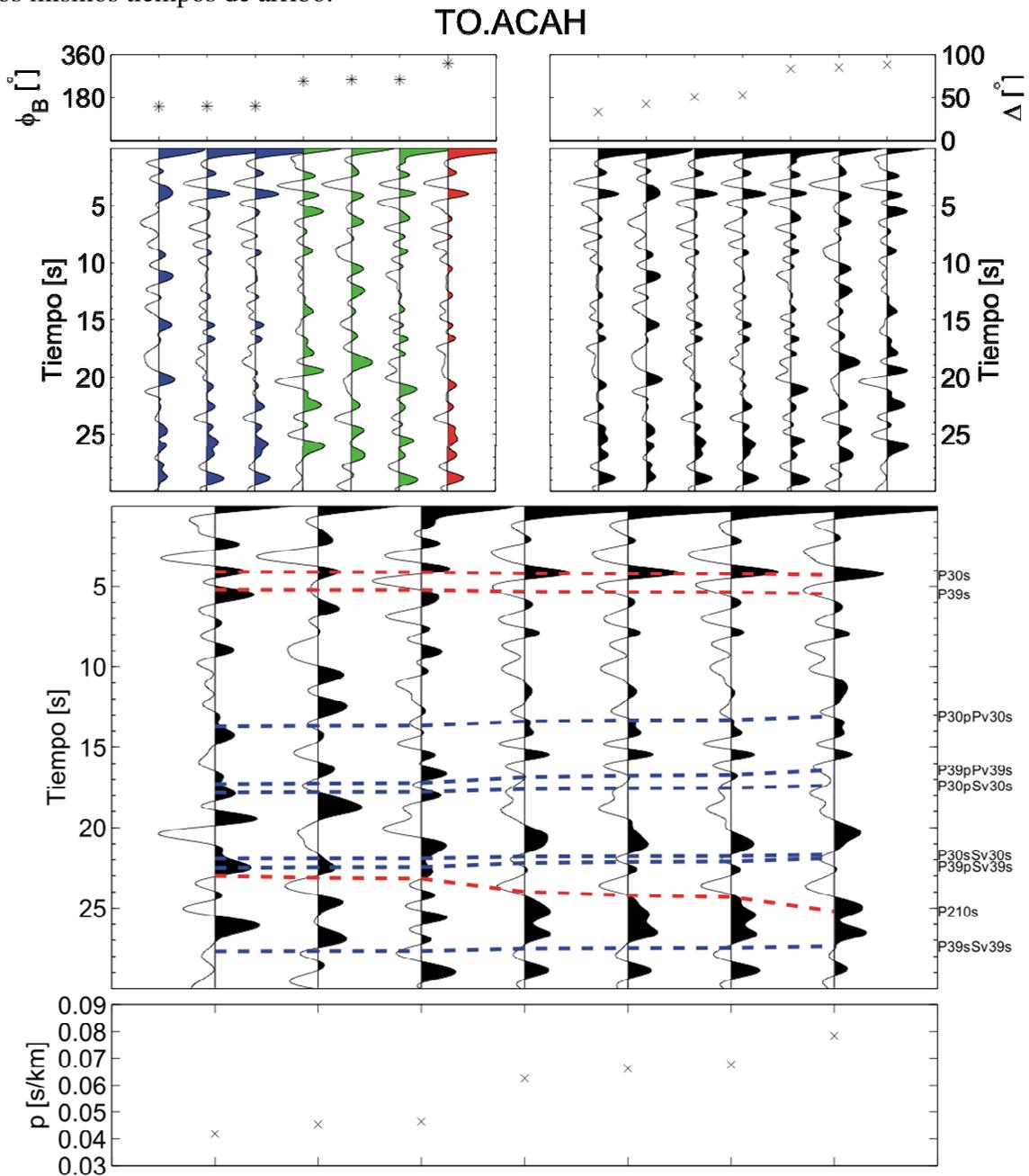


Figura 4.17 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación ACAH. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

La estación Buenavista de Cuellar (BUCU) se encuentra a 209 km de la costa (Fig. 4.20). Para esta estación el pulso positivo que corresponde a la base de la corteza oceánica es el que encontramos a los 6 s, y el negativo a los 5 s corresponde a la discontinuidad entre corteza oceánica y corteza continental. Para esta gráfica es difícil determinar que en realidad estos son los pulsos de nuestro interés, pero para corroborar estos resultados es necesario nuevamente observar la gráfica del perfil de todas las estaciones ordenada por azimut inverso que se muestra en la figura 4.22, en la cual podemos ver claramente que existe una correlación entre estos pulsos y los de las estaciones anteriores, conservándose la horizontalidad de la corteza oceánica subducida. Para la gráfica ordenada por azimut inverso se observa que solamente se tiene una sola función receptor para el rango azimuts inversos entre  $90^\circ$  y  $180^\circ$ , correspondiendo las demás al rango  $180^\circ$ - $270^\circ$ . En esta gráfica se observa que la función receptor de  $90^\circ$ - $180^\circ$  y las primeras dos de  $180^\circ$ - $270^\circ$  están ligeramente desfasadas respecto a las demás. Al analizar la gráfica ordenada por distancia podemos observar que las tres primeras funciones receptor corresponden a las que se encuentran desfasadas. Para las 6 últimas trazas podemos observar que la amplitud del pulso negativo disminuye conforme crece la distancia.

Para el gráfico ordenado por parámetro de rayo (Fig. 4.20), se observa que las discontinuidades teóricas no corresponden a los arribos de nuestras funciones receptor, siendo los tiempos de las funciones receptor menores a las de las discontinuidades teóricas. Esto se debe al ángulo constante de subducción del modelo de referencia, ya que para esta estación, la profundidad de la placa es menor a la calculada a partir de los tiempos de arribo observados. Esta estación también es representativa de las estaciones que van de ACAH a BUCU.

# TO.HUIT

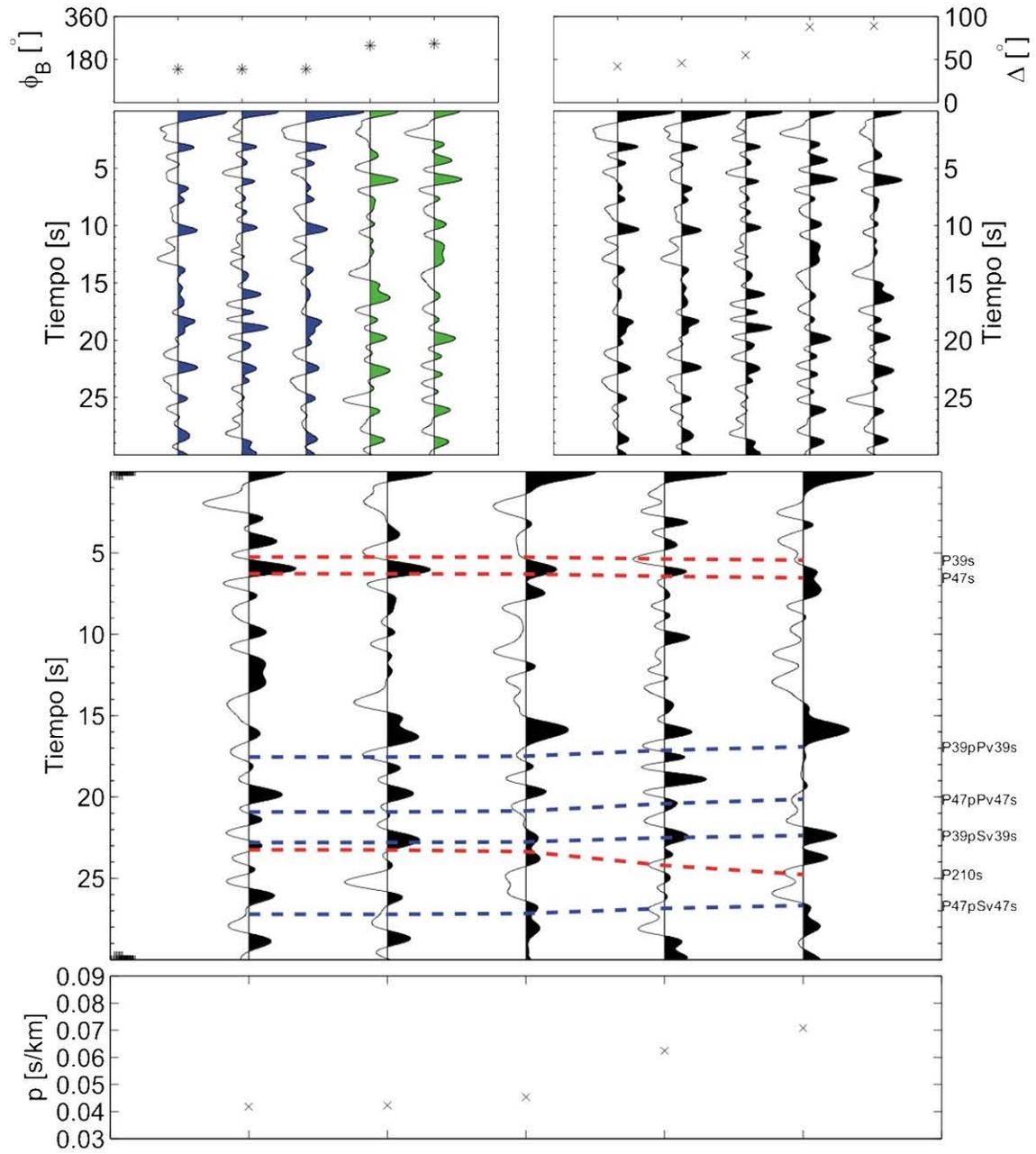


Figura 4.18 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación HUIT. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

# TO.XALI

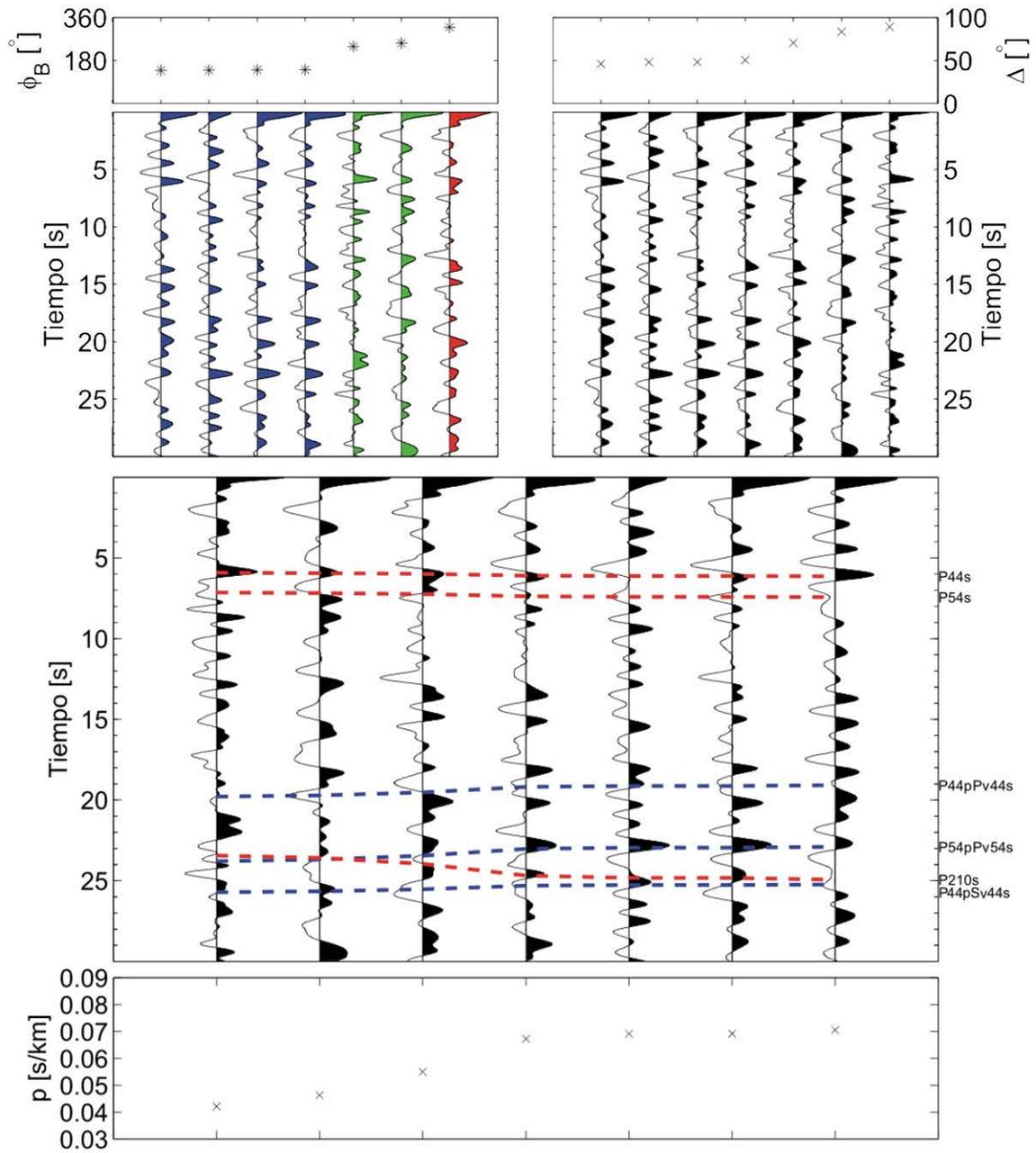


Figura 4.19 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación XALI. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basádonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

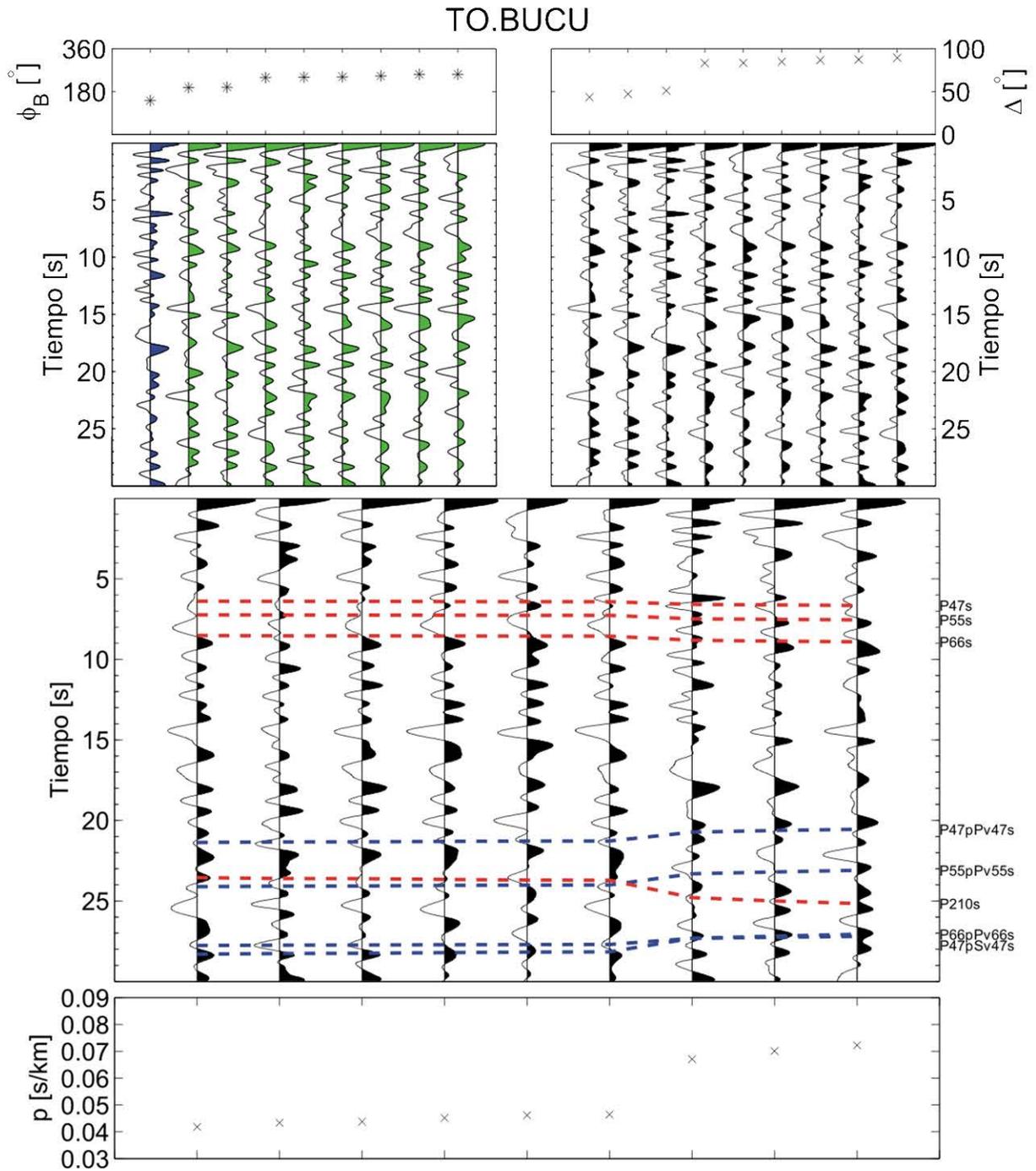


Figura 4.20 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación BUCU. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

La estación de Puente de Ixtla (PUIX) se localiza a una distancia de 232 km de la costa (Fig. 4.21). Esta es la última de estación de las 33 analizadas en este trabajo y representa a las estaciones que van de BUCU a PUIX, aunque a partir de BUCU hasta PUIX los pulsos de nuestras funciones receptor no son tan claros debido a que suponemos que la placa vuelve a adentrarse al manto y como consecuencia es difícil encontrar los pulsos que representan los cambios de velocidades. Para poder encontrar los pulsos correspondientes a las discontinuidades buscadas, utilizamos el gráfico de todo el perfil con las funciones receptor apiladas por azimuth inverso (Fig. 4.22). Entonces podemos observar que el pulso positivo correspondiente a la discontinuidad entre manto oceánico y la base de la corteza oceánica se localiza a 8 s, precedido del pulso negativo correspondiente a la discontinuidad entre manto continental y techo de la corteza oceánica alrededor de 7 s. Analizando el gráfico ordenado por azimuth inverso se observa de manera muy clara que para el rango de azimuths inversos entre  $90^\circ$  y  $180^\circ$ , el arribo observado se encuentra ligeramente desfasado respecto a aquellos provenientes de los otros dos rangos, indicando un cambio en la pendiente de la placa. En el gráfico ordenado por distancia se observa que para las últimas cinco trazas, siendo estas cinco aproximadamente igual de lejanas, la amplitud del pulso negativo disminuye conforme crece la distancia (Fig. 4.21). Para las primeras tres trazas no se observa cambio alguno con la distancia, aunque cabe mencionar que las trazas 1 y 3 corresponden a las trazas del rango  $90^\circ$ - $180^\circ$ . En el gráfico ordenado por parámetro de rayo se observa, que de acuerdo al modelo teórico propuesto por Valdés y Meyer (1996), los arribos teóricos y los observados no corresponden, siendo menores estos últimos. Después de haber analizado la estación BUCU, hubiéramos esperado encontrar los pulsos a los mismos tiempos en PUIX en caso de que la placa siguiera siendo horizontal; sin embargo, observamos que estos tiempos crecieron, indicándonos un nuevo cambio en la pendiente de la placa.

Para efectos del análisis y para poder observar de una manera más clara el comportamiento de los pulsos de nuestras funciones receptor a lo largo del transecto estudiado, analizamos perfiles de funciones receptor apilados por azimuth inverso, dado el número reducido de funciones receptor y la cobertura azimuthal limitada de los mismos, definimos cuatro rangos: de  $0^\circ$  a  $90^\circ$ , de  $90^\circ$  a  $180^\circ$ , de  $180^\circ$  a  $270^\circ$  y  $270^\circ$  a  $360^\circ$ . Sin embargo, no tuvimos ninguna señal del primer rango durante nuestro periodo de análisis, por lo que en la figura 4.22 se presentan sólo los perfiles para los últimos tres rangos. Finalmente, a partir de estos perfiles buscamos los pulsos que representan los cambios manto oceánico – corteza oceánica y corteza oceánica – corteza continental, definiendo nuestro modelo en tiempo. Éste será discutido en el capítulo siguiente, en el cual también realizamos la transformación de este modelo a profundidad, comparándolo con otros modelos obtenidos por otros autores.

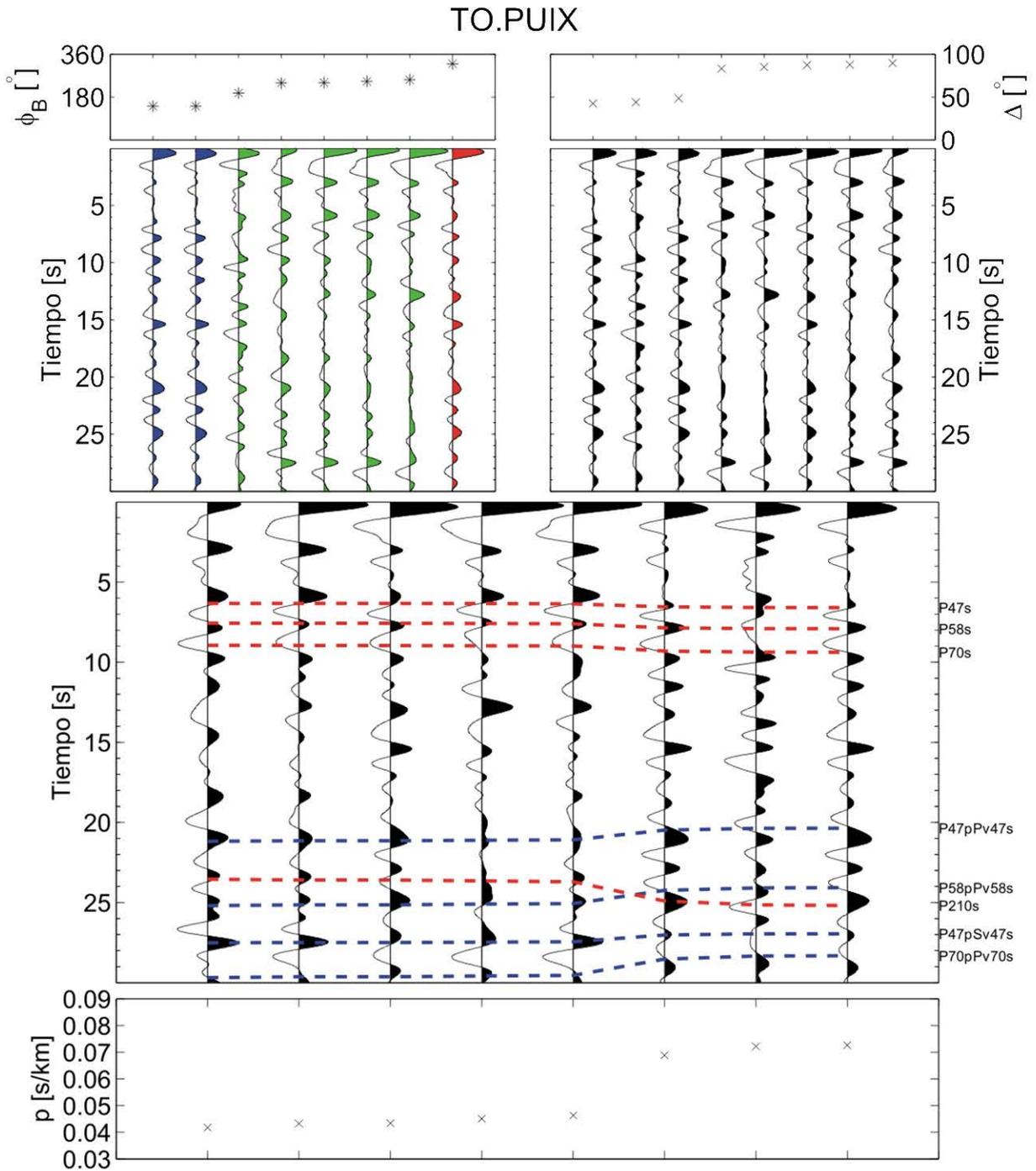


Figura 4.21 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación PUIX. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

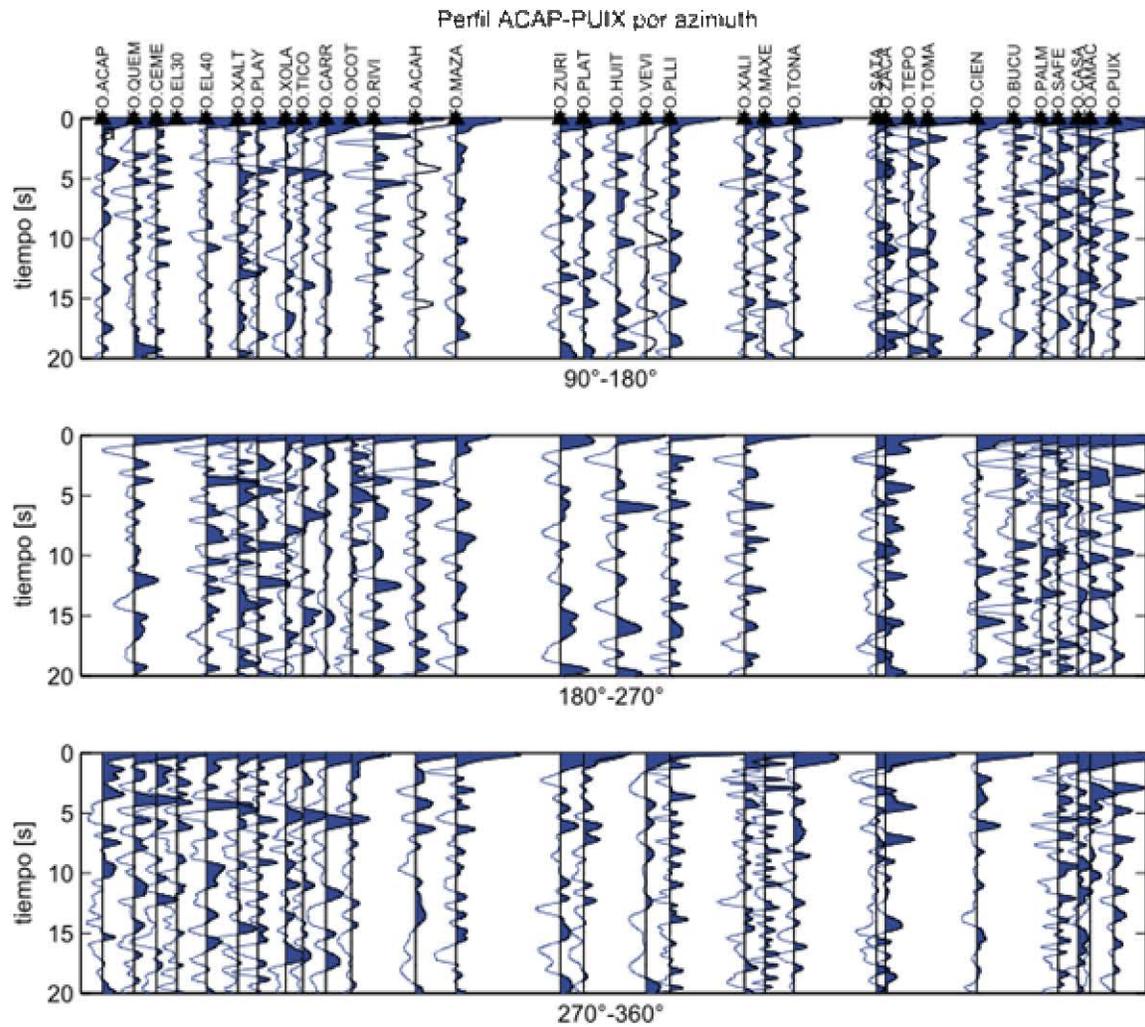


Figura 4.22. Perfil de FR apiladas para los azimuth inversos de 90°-180° (arriba), 180°-270° (centro) y 270°-360° (abajo). Nótese que en el primer y tercer azimuth se aprecia con mayor claridad el recorrido en tiempo del pulso correspondiente a la base de la corteza oceánica como resultado de la inclinación de la placa, mientras que la zona plana es más obvia en el segundo azimuth.

## **5. Discusión y Conclusiones.**

Nuestro análisis y discusión de las funciones receptor obtenidas se enfoca a la placa subducida; para lo cual buscamos los pulsos correspondientes a la base y el techo de la corteza oceánica; con ellos definiremos una geometría. A su vez compararemos nuestros resultados con los de otros autores resaltando las diferencias y similitudes entre ellos. Además, en este último capítulo discutiremos las implicaciones de nuestros resultados tanto en la tectónica como en la actividad sísmica de la región y el vulcanismo actual.

### ***5.1 Tiempo de Ps correspondiente a la base de la corteza oceánica (Moho oceánico)***

En las figuras 4.15, 4.16 y 4.17 observamos que para las estaciones que abarcan la sección de ACAP hasta ACAH (72 km) existe un progreso en tiempo constante de pulsos, que representan la base de la placa subducida, los cuales nos indican una pendiente constante de la placa en subducción. Estos resultados fueron observados de manera clara para las estaciones de QUEM, PLAY y ACAH con tiempos de arribo de la base de la corteza continental en 2.5, 3.5 y 5 s, respectivamente. En contraste, a partir de la estación ACAH hasta la estación BUCU se observa que no existe un progreso en tiempo de estos arribos, indicándonos la carencia de inclinación de la placa subducida. Para esta sección, los tiempos de arribo de la base de la corteza oceánica son de 5 s para las estaciones de ACAH, HUIT, XALI y BUCU, indicándonos la horizontalidad de la placa. Después de la estación BUCU y hasta la estación PUIX, se vuelve a observar un progreso de los tiempos de arribo, volviéndonos a indicar una inclinación de la placa. En el análisis de los tiempos se observa que en BUCU la base de la corteza oceánica está en 5 s y para PUIX la encontramos en 7 s.

Para las primeras estaciones se observa que existe una correlación con el modelo de Valdés y Meyer (1996), entre las cuales están QUEM y PLAY (Fig. 4.15 y 4.16). Después de PLAY se empieza a observar una diferencia en los tiempos de arribo, la cual crece conforme nos alejamos de la costa, para estas estaciones, los pulsos que representan la base de la corteza oceánica llegan más tarde de lo esperado, indicándonos que la pendiente de nuestro modelo es más pronunciada. Estos resultados pueden observarse de manera muy clara para la estación de ACAH en la cual la diferencia en tiempo es de 1 s. A partir de la estación ACAH y hasta la estación HUIT la diferencia en los tiempos de arribo entre ambos modelos empieza a acortarse hasta volverse iguales para las estaciones de HUIT, VEVI y PLLI. Esta variación de los tiempos nos indica que existe un cambio en la pendiente de la placa a partir de la estación ACAH, en la cual nuestros tiempos de arribo son los mismos hasta la estación HUIT. A partir de la estación PLLI vuelve a observarse una diferencia entre los tiempos de arribo, en la cual ahora nuestros tiempos de arribo son menores e iguales entre sí, mientras para el modelo de Valdés y Meyer (1996) continúan creciendo de manera gradual. A partir de la estación BUCU y hasta la estación PUIX, los tiempos de arribo entre ambos modelos empieza a acortarse volviéndonos a indicar un cambio de la pendiente, pero sin llegar a ser iguales.

En general, para las estaciones comprendidas entre ACAP y MAZA, podemos observar un desfase en tiempo en los pulsos de arriba para el azimut inverso  $270^{\circ}$ - $360^{\circ}$  con respecto a los otros azimuts (Fig. 4.15, 4.16 y 4.17), aunque en algunos casos estos desfases de tiempo se observan en otros azimuts, tal es el caso de la estación de QUEM en donde el desfase en tiempo es para azimuts inversos entre  $90^{\circ}$  y  $180^{\circ}$ . Para las estaciones entre ZURI y BUCU, las funciones receptor en general no presentan este desfase, coincidiendo con la sección en donde la placa es horizontal. A partir de la estación BUCU y hasta la estación PUIX es difícil determinar en cuales estaciones están alineados los arribos, ya que todos los azimuts están desfasados uno respecto a otro, exceptuando el caso de PUIX en donde están alineados los pulsos para el rango de azimuts inversos  $90^{\circ}$ - $270^{\circ}$ . Es en esta última estación en donde comienza a separarse la placa subducida de la corteza continental y empieza a penetrar en el manto continental, pudiendo tener efectos por la presencia de una cuña del manto clara, a diferencia de las otras estaciones.

Para continuar con nuestro análisis de los resultados obtenidos de las funciones receptor, realizamos un apilado por azimut inverso para cada estación, formando un perfil con las funciones receptor apiladas de todas las estaciones (Fig. 5.1, 5.2 y 5.3). El espaciamiento entre cada estación conserva su distancia original para una mejor visualización de la placa subducida. En este caso no fue necesario aplicar un filtro SVD, ya que al apilar las funciones receptor se incrementa la relación señal/ruido, pues la información coherente se suma de manera constructiva y la información incoherente se suma de manera destructiva. Dada la cantidad de señales disponibles, los apilados se realizaron para cada uno de los cuadrantes; sin embargo, sólo se presentan las gráficas de los cuadrantes  $90^{\circ}$ - $180^{\circ}$ ,  $180^{\circ}$ - $270^{\circ}$  y  $270^{\circ}$ - $360^{\circ}$ , ya que, como se mencionó, el cuadrante  $0^{\circ}$ - $90^{\circ}$  no presenta ningún telesismo. En las figuras 5.1 a 5.3 se muestra con una línea verde nuestra interpretación de la base de la corteza oceánica, obtenida a partir de un promedio entre los tres perfiles (uno por cuadrante); en amarillo se delinea el contacto entre corteza oceánica y corteza continental formadas por nuestras funciones receptor (pulso de polaridad negativa inmediatamente antes del pulso identificado como la base de la corteza oceánica). En esa misma figura podemos observar el modelo de Valdés y Meyer (1996) (puntos rojos) para comparar los resultados obtenidos.

Para el rango de azimut inversos de  $90^{\circ}$ - $180^{\circ}$  se muestra claramente la horizontalidad de la placa (Fig. 5.1). En la primera sección del perfil también se aprecia de forma muy clara la inclinación, aunque para las estaciones EL40 y XALT la amplitud de los pulsos es pequeña, lo cual no permite visualizar de forma clara la placa en este tramo. En la última sección del perfil de  $90^{\circ}$ - $180^{\circ}$ , los pulsos muestran claramente como hay un cambio en la pendiente de la placa subducida, exceptuando la estación SAFE que no muestra el pulso correspondiente a la placa.

En el rango de azimuts inversos correspondientes a  $180^{\circ}$ - $270^{\circ}$  (Fig. 5.2), nuevamente se observa la inclinación de la placa en la primera sección de manera clara, así como también para la parte en la que la placa es horizontal, exceptuando en las estaciones SATA y ZACA, en donde los pulsos no corresponden con la placa. En la última sección de este perfil no podemos observar la parte en donde el ángulo de la placa vuelve a

cambiar, pero se observa de manera muy precisa los pulsos correspondientes al Moho continental a  $\sim 6.5$  s.

Para el último rango de azimuts inversos,  $270^\circ$ - $360^\circ$  (Fig. 5.3), se aprecia de forma muy clara la inclinación de la placa en las primeras estaciones, aunque a diferencia de los otros rangos, los pulsos muestran un desfase en tiempo; además, en este rango no es tan clara la horizontalidad de la placa como para los otros dos rangos analizados.

Al analizar los perfiles apilados por azimut inverso de todas las estaciones (Figs. 5.1 a 5.3), podemos observar de manera muy clara que existen tres cambios importantes en el ángulo de la subducción de la placa. El primer gran cambio de ángulo se da a partir de la estación ACAH, donde antes de esta estación tenemos un ángulo aproximado de  $16^\circ$  y cambia a un ángulo aproximado de  $3^\circ$ , conservándose así hasta la estación PLLI. A partir de esta estación tenemos un pequeño cambio en el ángulo donde la pendiente de la placa es nula; finalmente, a partir de la estación BUCU se da un nuevo cambio de ángulo de aproximadamente  $30^\circ$ . Al comparar nuestro modelo con el de Valdés y Meyer (1996), podemos observar que en nuestro modelo la placa se vuelve horizontal a la profundidad en que encontramos el manto continental, y continua de esta manera hasta la estación BUCU, en donde vuelve a subducirse entrando al manto continental; en cambio, para el modelo de Valdés y Meyer (1996), la placa estaría entrando al manto continental entre las estaciones de Tonalapa del Sur (TONA) y Santa Teresa (SATE).

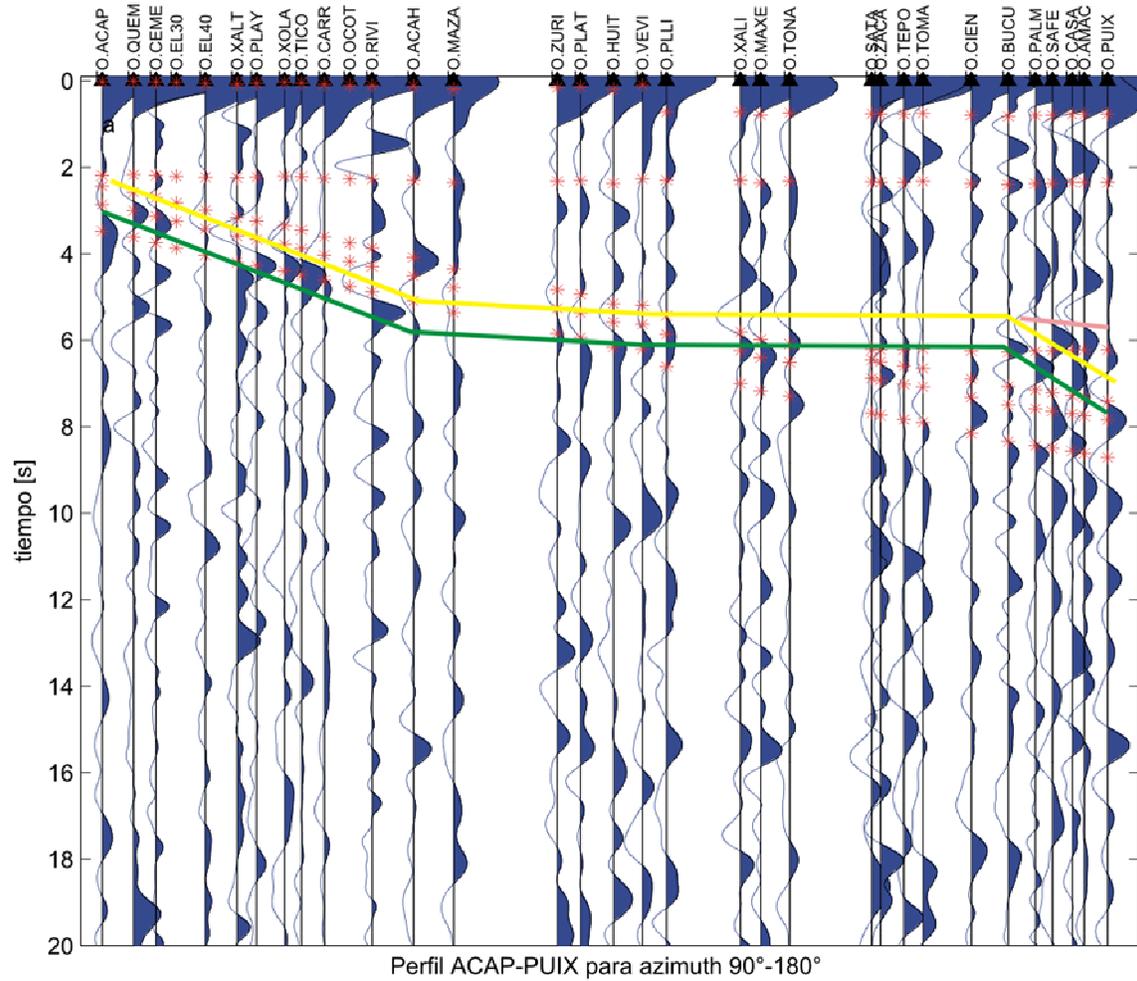
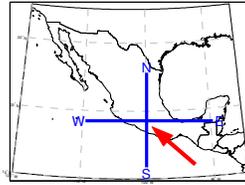
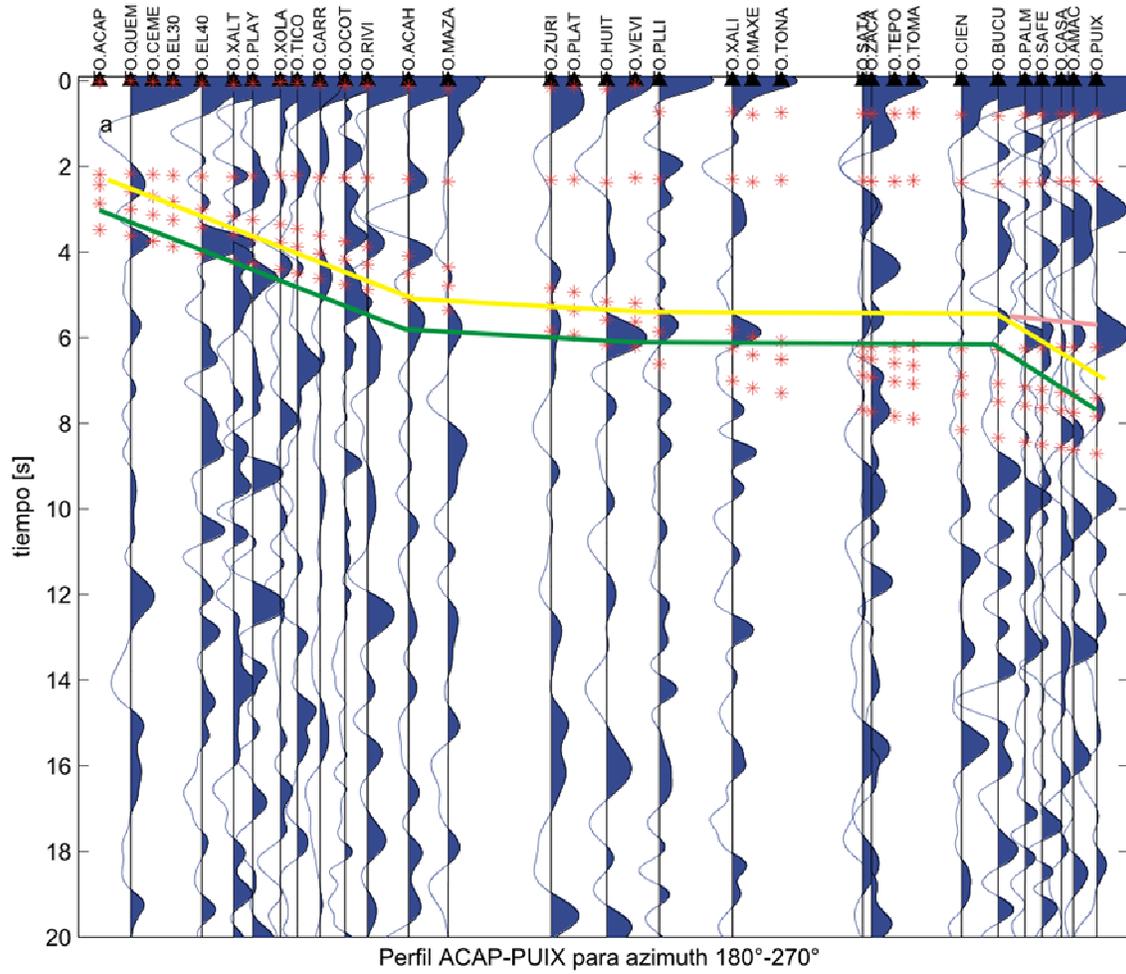
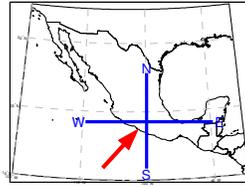


Figura 5.1 Perfil de FRs apiladas para el rango de azimuth inverso 90°-180°. La línea amarilla representa el contacto entre corteza oceánica y corteza continental, y la línea verde, contacto entre manto oceánico y corteza oceánica, estimados a partir de nuestras FR. Los puntos en rojo representan los arribos calculados a partir del modelo propuesto por Valdés y Meyer (1996).



Perfil ACAP-PUIX para azimuth  $180^{\circ}$ - $270^{\circ}$   
 Figura 5.2 Perfil de FR apiladas para el rango de azimuth inverso  $180^{\circ}$ - $270^{\circ}$ . Misma simbología que la figura 5.1.

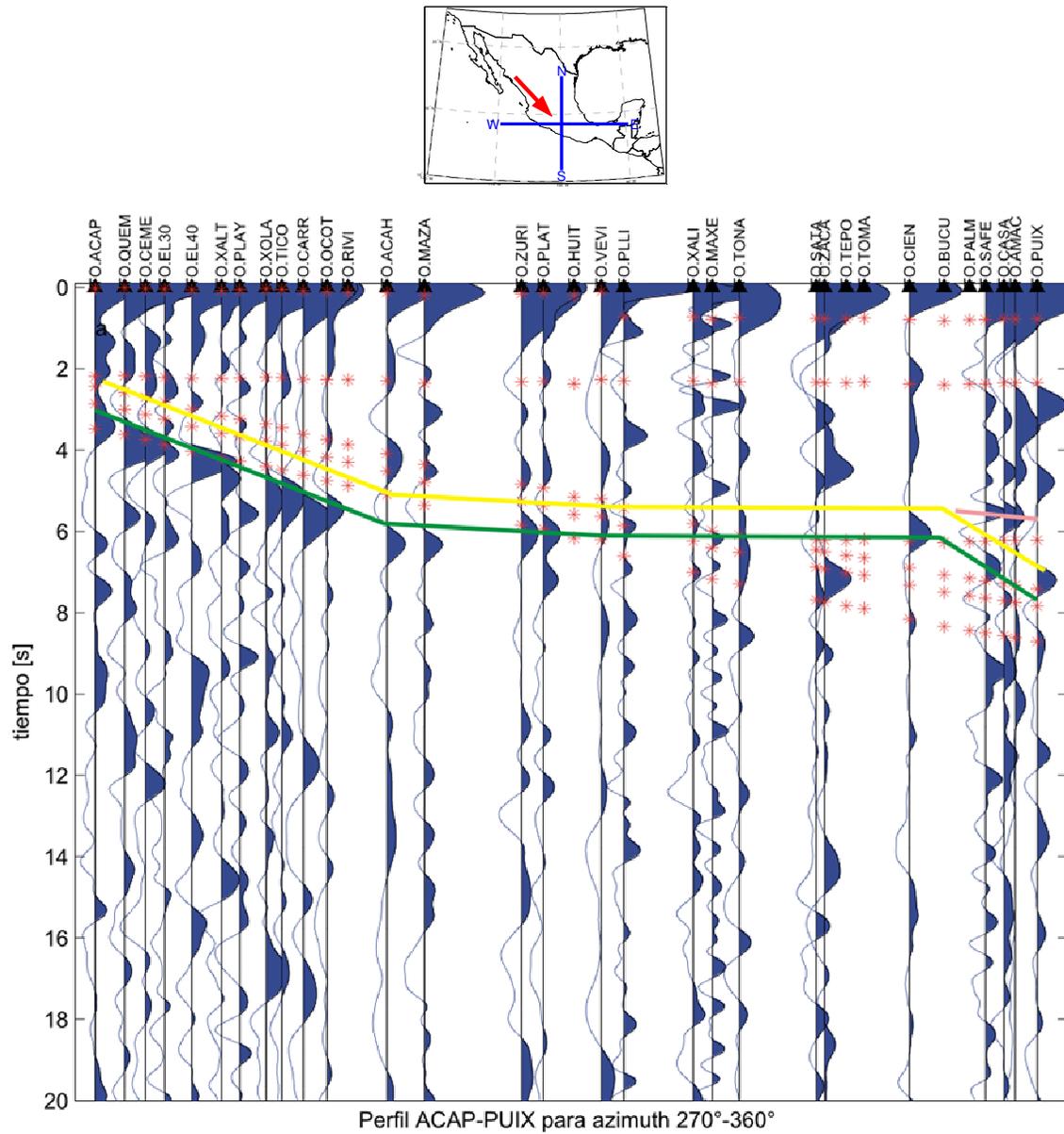


Figura 5.3 Perfil de FR apiladas para el rango de azimuth inverso 270-360. Misma simbología que la figura 5.1.

También, de los perfiles apilados por azimut inverso, encontramos que para el rango  $270^{\circ}$ - $360^{\circ}$  hay un desfase respecto a los otros dos azimuts para la sección que abarca desde ACAP hasta MAZA (Figs. 5.1 a 5.3). Para las estaciones donde la placa es horizontal no se muestra desfase alguno, corroborando la horizontalidad de la placa en esa zona. El desfase en tiempo de las funciones receptor en el azimut inverso de  $270^{\circ}$ - $360^{\circ}$  puede ser efecto de una variación lateral en el rumbo de la placa subducida, además de que también la mayoría de los sismos que muestrean la placa en este azimut son someros (Fig 5.3).

## ***5.2 Amplitud, polaridad y período de Ps correspondiente al tope de la placa subducida***

Como se puede observar en las figuras 5.1 a 5.3, en las primeras estaciones se tienen dos pulsos positivos que correspondían al techo y a la base de la corteza oceánica subducida. Conforme avanza el perfil y aumenta la distancia y nos alejamos de la costa, el pulso positivo correspondiente al contacto entre corteza oceánica y corteza continental disminuye en su amplitud hasta volverse negativo en la estación RIVI, siendo este nuevo pulso negativo la discontinuidad entre corteza oceánica y corteza continental. Este cambio en la polaridad del pulso se puede atribuir a que para las primeras estaciones existe un determinado contraste de impedancias entre la corteza continental y la corteza oceánica, siendo mayor para la última; conforme avanzamos tierra adentro, la placa oceánica se profundiza más y las impedancias entre ambas cortezas se igualan y finalmente se invierten, dando como resultado el cambio progresivo en la amplitud y en la de la polaridad del pulso.

### 5.3 Modelos en profundidad

Son varios modelos los que proponen un posible escenario de lo que sucede en la subducción de la placa de Cocos. El primer modelo a comparar es el propuesto por Valdés y Meyer (1996), en el cual podemos observar que se tiene un ángulo constante de subducción de  $10^\circ$  y un espesor de la placa de 8 km (Fig. 5.4).

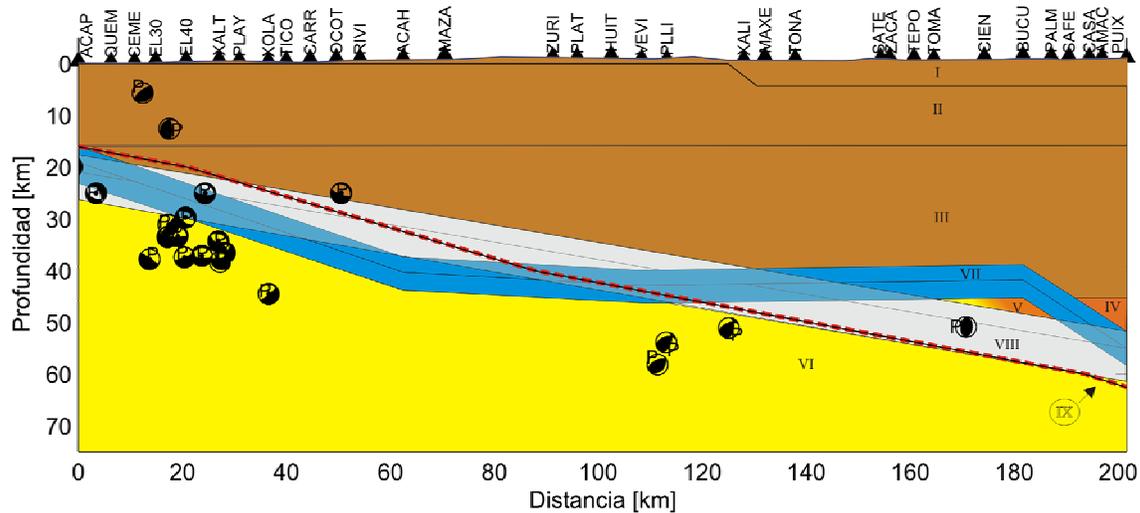


Figura 5.4 Modelos representando la subducción de la Placa de Cocos. Las capas I, II y III corresponden a la corteza continental según el modelo de Valdés y Meyer (1996); la IV y la V, al manto continental; la VI, al manto oceánico y la VIII, a la corteza oceánica; para el modelo obtenido a partir de las funciones receptor de esta tesis, la capa VII corresponde a la corteza oceánica, la IV, al manto continental, y la V y la VI, al manto oceánico. La línea roja discontinua (IX) representa el modelo propuesto por Pardo y Suárez (1995) obtenido a partir de sus curvas de isopropundidades. Los puntos negros representan hipocentros relocalizados por Pacheco (comunicación personal, 2007) para la zona de Guerrero.

Utilizamos como base el modelo de Valdés y Meyer (1996) para llevar del dominio del tiempo al de la profundidad las funciones receptor obtenidas. Dado que nuestro objetivo es la geometría de la placa subducida, se asumió que ésta estaba compuesta por las dos capas propuestas por Valdés y Meyer (1996), y que la corteza continental, de igual manera, estaba formada por el mismo número de capas propuesto por ellos, dando a las capas más someras los mismos espesores que el modelo base. Entonces se obtuvo la profundidad de la base de la placa en subducción, así como su techo, y la profundidad al Moho continental (Fig. 5.4).

Ya con nuestro modelo final graficado a profundidad (Fig. 5.4), podemos observar que la geometría de la placa subducida es distinta en ambos casos, ya que para nuestro modelo, como lo observamos a partir de los tiempos de arribo, existen tres cambios en la pendiente de la placa subducida, volviéndose sub-horizontal a 60 km de la costa, entre las estaciones RIVI y ACAH, y volviéndose a adentrar al manto a 180 km de la costa, debajo de la estación BUCU. Esto difiere del modelo de Valdés y Meyer (1996), pues la cuña del manto (capas IV y V para su modelo y capa IV para el nuestro) estaría comenzando en este punto a diferencia de los 170 km de la costa que ellos proponen. La diferencia entre

ambos modelos es considerable, lo que nos lleva a rechazar nuestra hipótesis nula de una placa subduciendo con un ángulo constante.

Otra diferencia con el modelo de referencia es el espesor de la placa subducida, el cual resulta de aproximadamente 6.5 km. Cabe mencionar, que tanto este espesor, como la profundidad de cada interfaz, dependen del modelo de velocidades empleado.

Proyectamos sobre nuestro perfil hipocentros relocalizados (Pacheco, comunicación personal) en la zona delimitada por las coordenadas 99 a 100° W y 16 a 19° N para verificar la geometría de la placa (Fig. 5.4). Se puede observar que todos los hipocentros están por debajo de la placa, pero estos siguen la tendencia de la misma, encontrándose en cuyo caso en la litosfera oceánica. Sin embargo, cabe recordar, por un lado, que la incertidumbre al localizar un sismo es mayor en la profundidad, por otro, las profundidades calculadas en este trabajo podrían variar si se modifica el modelo de velocidades utilizado.

Uno de los modelos en que se ha basado el estudio de la subducción en México es el de Pardo y Suárez (1995), donde ellos proponen que la placa es sub-horizontal para la región de Guerrero. En la figura 4.8 se muestra el mapa de isoprofundidades obtenidas de Pardo y Suárez (1995), que define la geometría de la placa de Cocos; dichas curvas fueron obtenidas a partir de la sismicidad observada en la región. Las líneas A y B en la figura 4.8 muestran los perfiles J y K de Pardo y Suárez (1995), a lo largo de los cuales ellos observan que la placa es sub-horizontal. La sección C muestra el perfil MASE, el cual no es paralelo a las secciones A y B. En este perfil podemos observar que la distancia entre la curva de 40 y 60 km es menor a la mostrada por la línea A y B, indicándonos que la pendiente es más pronunciada. En la figura 5.4, la línea roja discontinua muestra el perfil del modelo de Pardo y Suárez (1995) para la sección C de la figura 4.8. Al comparar este modelo con el nuestro, podemos observar que inicialmente la pendiente es similar a la obtenida en este trabajo, aunque nosotros encontramos la placa subducida a una menor profundidad. A partir de la estación ACAH, nuestro modelo se vuelve horizontal mientras que el modelo de Pardo y Suárez (1995) muestra un cambio en la pendiente, entre las estaciones de MAZA y ZURI, pero no llega a ser totalmente horizontal. En nuestro modelo la placa subducida vuelve a adentrarse al manto cerca de la estación BUCU; en este punto, el techo de la placa tiene una profundidad de ~45 km, mientras que en el modelo de Pardo y Suárez (1995) se vuelve a mostrar un cambio en la pendiente debajo de la estación SAFE, con una profundidad de la placa de 60 km.

Kostoglodov et al. (1996) definen la geometría de la placa de Cocos por medio de una correlación de la distribución sísmica y anomalías gravimétricas. Proponen que la placa subducida tiene un ángulo inicial  $< 15^\circ$ , el cual cambia a  $35^\circ$  cerca de la costa y después se vuelve subhorizontal debajo de la litosfera continental suprayacente (Fig. 5.5). A 270 km de la costa, la placa vuelve a adentrarse a la astenósfera con un ángulo aproximado de  $20^\circ$ . Al comparar este modelo con el nuestro, podemos observar que la geometría de la placa subducida es similar a la propuesta por este trabajo, aunque hay una variación en los ángulos. Nuestro modelo presenta un ángulo a partir de la costa de aproximadamente  $16^\circ$ , conservándose así hasta que la placa se vuelve prácticamente horizontal.

Aproximadamente a una distancia de 65 km de la costa y a una profundidad de 40 km la placa se vuelve horizontal en ambos modelos. Para el modelo de Kostoglodov et al. (1996) la placa vuelve a adentrarse al manto a una distancia aproximada de 210 km de la costa mientras que para nuestro modelo esto sucede a 180 km de la costa. El ángulo con el que vuelve a adentrarse al manto es distinto para ambos modelos ya que ellos lo definen de  $20^\circ$  y para nuestro modelo es de  $30^\circ$ . De todos los modelos presentados anteriormente, éste es el que se asemeja más al obtenido con funciones receptor en cuanto a su geometría.

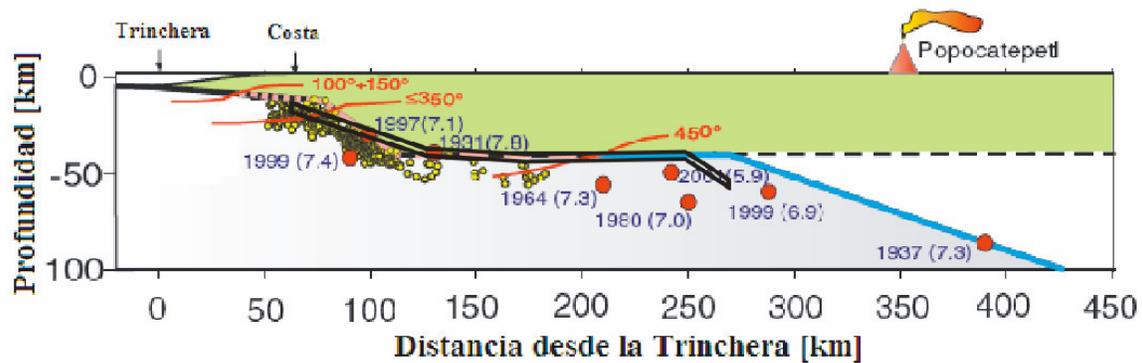


Figura 5.5 Modelo propuesto por Kostoglodov et al. (1996) (líneas rosa y azul), indicando la sismicidad (puntos rojos); las líneas rojas representan las curvas de isoterma; las líneas en negro representa nuestro modelo. Los puntos amarillos indican la actividad sísmica con  $M_w \leq 4$ . Figura tomada de Manea et al. (2004).

#### 5.4 Resultados preliminares de MASE

Esta tesis representa sólo una pequeña componente de MASE, cuyos resultados principales hasta la fecha son los siguientes (Clayton et al., 2007):

- Se ha observado que la placa subducida está por debajo de la corteza continental a una distancia de 200 km de la trinchera. Este resultado es interesante, ya que no existe indicación geológica de acoplamiento en esta zona—el acoplamiento encontrado es hasta los 75 km cerca de la costa, donde la placa tiene un buzamiento de  $\sim 16^\circ$ . Por otro lado, los diferentes análisis que se han realizado con los datos de MASE aún no han encontrado la placa subducida por debajo de la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM).
- Utilizando ondas superficiales, se ha encontrado que la cuña del manto es una zona de baja velocidad de las ondas de cizalla.
- La atenuación relativa en el manto debajo de la FVTM es un factor de 2 veces más alto que el manto alrededor, lo cual presume la localización de la cuña del manto.
- Estudios de modelado indican que una disminución en la viscosidad en la cuña del manto puede conducir a una subducción horizontal.
- Parece haber un sismo lento en progreso 200 km hacia el sur de la línea MASE, el cual comenzó en marzo 2006. El anterior sismo lento ocurrió en 2002.

### ***5.5 Implicaciones de la geometría obtenida***

La geometría obtenida, que muestra una placa subducida horizontal a lo largo de ~200 km tiene implicaciones importantes, tanto tectónicamente como en la actividad sísmica y volcánica actual y pasada.

Gutscher et al. (2000) realizaron un trabajo sobre la geodinámica de la subducción sub-horizontal en el margen Andino. Observaron que la subducción sub-horizontal ocurre en el 10% de los márgenes convergentes modernos; en casi todos estos casos encontraron que se cumple alguno de los siguientes puntos:

- 1) La subducción horizontal básicamente se da por el efecto flotante de una corteza oceánica anómalamente gruesa (15-20 km), comúnmente encontrado en las mesetas oceánicas.
- 2) La subducción horizontal altera completamente la estructura térmica del margen, llevando la litosfera oceánica fría por debajo de la litosfera superior, donde típicamente la astenósfera caliente está presente. La subducción horizontal prolongada enfría ambas placas aumentando la fuerza de la litosfera superior.
- 3) La estructura termal más fría retrasa la transición de basalto a eclogita de 8 a 10 m.a., permitiendo que la placa subducida sub-horizontal se adentre al manto más adelante. Una vez que se da la transición de basalto a eclogita, se da un incremento en la densidad de la placa y la litosfera subyacente se colapsa por su propio peso desviándose y hundiéndose de nuevo, pudiendo existir también rompimiento de la placa.
- 4) El acoplamiento interplaca es mucho más alto sobre segmentos de placa horizontales, que se manifiesta como una liberación de energía sísmica de 3 a 5 veces mayor. Esto se debe al acoplamiento viscoso a través del área incrementada del contacto interplaca.
- 5) El gran acoplamiento interplaca junto con la reología de la litosfera superior fría, permite que la deformación se transfiera cientos de kilómetros tierra adentro hacia el arco interno, pero en México el estado de esfuerzos en la placa continental es extensivo (Pacheco y Singh, 2007).

Las condiciones mencionadas anteriormente no describen el caso por el cual en México se tiene una subducción subhorizontal. Manea y Gurnis (2006) han encontrado, con ayuda de modelos numéricos, que las cuñas de manto de baja velocidad producen placas perfectamente horizontales, lo cual puede explicar el inicio de la subducción horizontal en México central aproximadamente hace 25 Ma., cuando la placa Farallón se rompió, formándose entonces la placa de Cocos; ésta se deshidrató a profundidades someras favoreciendo la formación parcial de una cuña de baja viscosidad produciendo una placa horizontal.

Para correlacionar la geometría observada con el acoplamiento entre las placas, conviene basarse en estudios de deformación cortical donde la tasa de deformación ha sido calculada con datos de la red GPS (SISMO-IGEOF). La dirección del deslizamiento que resulta del modelo obtenido a partir de esos datos es de 25° de azimuth (Franco Sánchez,



transición, con valores muy bajos de acoplamiento, abarcaría tanto la parte en donde la placa es horizontal y donde vuelve a adentrarse al manto. Estos resultados difieren al estudio realizado por Gutscher et al (2000).

Gorbatov y Fukao (2005), por medio de tomografía sísmica, pueden observar la firma de la placa subducida. Ésta concuerda con una placa horizontal debajo de nuestra zona de estudio (Fig. 5.7). Hacia el norte de nuestras estaciones, la placa parece continua, subduciendo abruptamente por debajo de la FVTM, la cual se encuentra rodeada geográficamente por las curvas de isoprofundidades de 100 y 200 km. Al norte de los 25° de latitud la placa de Cocos muestra una brecha debido al rompimiento de la placa. Además, proponen que la placa se extiende más allá de la zona de Wadati-Benioff y cruza de manera muy compleja la discontinuidad de 660 km, debajo de esta discontinuidad yace sub-horizontal o entra suavemente a la mitad del manto (Fig. 5.7). De ser el caso, la placa subducida en el rango de profundidades de aproximadamente 900 a 1,500 km representa el remanente de la placa del Farallón del mesozoico tardío y cenozoico temprano, donde la frontera de convergencia yacía sub-paralela a la costa oeste de Norteamérica.

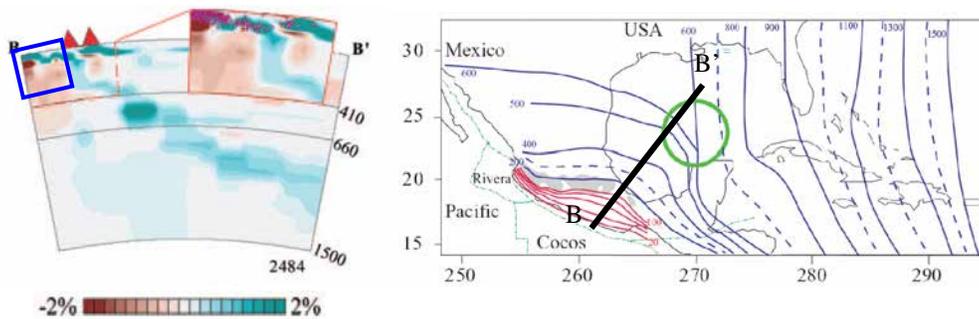


Figura 5.7 Tomografía sísmica en México realizada por Gorbatov y Fukao (2005). El perfil B-B' (panel izquierdo) es el más cercano a las estaciones analizadas en este trabajo. El acercamiento revela la geometría somera de la placa subducida y el cuadro azul muestra nuestra zona de estudio. El mapa (derecha) delinea las curvas de isoprofundidad. El círculo verde identifica el punto de rompimiento de la placa. Modificada de Gorbatov y Fukao (2005).

Las estaciones utilizadas en esta tesis llegan hasta el límite sur de la FVTM; sin embargo, es interesante e importante estudiar el comportamiento de la placa subducida por debajo de ella. La Faja Volcánica TransMexicana se define como una arco magmático de 1,000 km de longitud, el cual en su parte central y oriental tiene una dirección preferencial W-E, y en la parte occidental WNW-ESE, formando un ángulo entre 15°-16° con respecto a la trinchera meso-americana. En ella encontramos una gran variedad de rocas volcánicas alcalinas. Parte de las rocas alcalinas son de origen de intraplaca y pueden interpretarse como basaltos de isla oceánica (OIB, por sus siglas en inglés) que provienen de un manto que no fue afectado por la subducción. Gómez-Tuena et al. (2005) encuentra lavas OIB a lo largo de toda la FVTM que se asentaron desde el mioceno hasta el presente, pero con mayor presencia en el sector occidental. También encuentra rocas de tipo calcialcalinas que son compatibles con un ambiente de subducción.

Así, Gómez-Tuena et al. (2005) dividen el vulcanismo en la FVTM en tres sectores principales (Fig.4.7): occidental, central y oriental.

- Sector occidental: Está limitado al Este por la Dorsal de Colima, y el arco se sobrepone al Bloque Jalisco y a la Sierra Madre Occidental. El vulcanismo en la parte sur está constituido por estratovolcanes, domos dacíticos-riolíticos y centros monogenéticos basálticos. El vulcanismo en la parte del Bloque Jalisco es monogenético de composición basáltica-andesítica.
- Sector Central: Está limitado por la dorsal de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro, formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico-andesítica.
- Sector Oriental: Está formado por grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica.

Ferrari (2004) propone que la FVTM es un arco compuesto por la superposición de 4 episodios correlacionados con la pérdida de la placa y cambio de su geometría (Fig. 5.8).

1. La FVTM inicialmente estaba compuesto por un gran arco de volcanes dacíticos y andesíticos que iban de Michoacán a la Palma Sola y se formaron entre 17 y 10 Ma. El vulcanismo migró de la trinchera a la parte noreste. En las fusiones más jóvenes se puede observar que la pendiente de la placa subducida cambio de moderada a plana, y como consecuencia, parte de la litosfera debajo del eje neovolcánico fue removida.
2. Entre los 11 y 5 Ma hubo una migración de vulcanismo máfico en la parte central de México (Ferrari et al., 2000; Orozco-Esquivel et al., 2003), con edades que se vuelven progresivamente más jóvenes de oeste a este, lo cual indica que la placa en movimiento lateral fue separada produciendo una anomalía termal. La placa desgarrada se propagó desde el Golfo de California hacia el Golfo de México en forma paralela a la trinchera. Ferrari et al. (2000b) mostraron que el vulcanismo máfico del Mioceno superior que se emplazó desde el Golfo de California hasta el este del estado de Hidalgo tiene las características geoquímicas típicas de la subducción, aunque su composición es ligeramente variable. En cambio, el vulcanismo de la parte oriental de Hidalgo y norte de Veracruz presentan características intraplaca (Orozco-Esquivel et al., 2003).
3. Grandes calderas y domos silíceos se formaron desde Tepic hasta la Ciudad de México entre 7.5 a 3.5 ma. Hay una carencia de vulcanismo entre 9 y 3.5 ma desde la Ciudad de México hasta el Pico de Orizaba. Después del pulso silíceo se formaron lavas máficas de tipo OIB junto con lavas calcialcalinas, lo cual indica una reorganización de la subducción después de haber sido separada. El vulcanismo silíceo en la parte oeste muestra un decaimiento en la razón de subducción. La brecha volcánica ocurre donde la corteza es delgada y que la placa subducida era plana y en contacto con la base de la corteza.

4. El arco moderno consiste de una serie de productos que van desde el Golfo de California hasta el Golfo de México desde hace 3.5 Ma. Muchos segmentos en el sur muestran el frente del volcanismo, pero en otros lados también se muestra volcanismo indicando un regreso del borde de la placa recreando una cuña del manto.

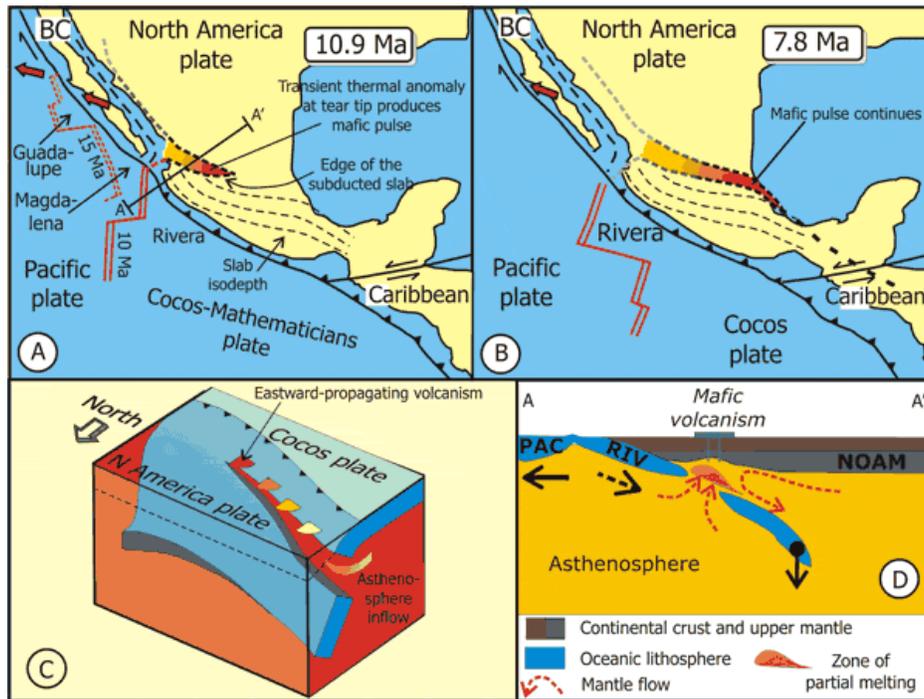


Figura 5.8 Proceso de formación de la FVTM (Figura tomada de Ferrari 2003, modificado de Worrel & Spakman, 2000).

A partir de nuestros resultados, podemos decir que la placa de Cocos reanuda su subducción en el límite sur de la FVTM, con un ángulo de  $\sim 30^\circ$ . De continuar con un ángulo constante, la placa se encontraría a una profundidad de 95 km debajo de la FVTM, tomando en cuenta que la distancia promedio entre Acapulco y la FVTM es aproximadamente de 265 km. Esto implicaría que la formación de la FVTM está directamente relacionada a la subducción de la placa de Cocos. Se obtuvieron polinomios orden 3, 4, 5 y 6 (Fig. 5.9) que representan el techo de la placa subducida con el fin de observar la tendencia de la placa a partir de los 200 km. Si supusiéramos que la placa tuviera una pendiente constante de  $30^\circ$ , el polinomio que mejor ajustaría a nuestra curva sería el de orden 3, donde la profundidad de la placa a 265 km de la costa estaría aproximadamente a 90 km. Para los polinomios de orden 4 y 5 la placa estaría a una profundidad de 160 y 180 km respectivamente, y aun la formación de la FVTM podría estar asociada a la subducción de la placa. Para el polinomio de orden 6 la placa estaría a gran profundidad, por lo que la formación de la FVTM no estaría asociada a la subducción de la placa.



Por último, es necesario realizar una inversión. Ésta se puede llevar a cabo utilizando solamente funciones receptor, o bien, verse beneficiada con información adicional de los otros métodos que se están empleando en MASE, como el análisis de curvas de dispersión de ondas superficiales.

## ***5.6 Análisis futuros***

Nuestro proyecto abarcó solamente un año de datos, año en el cual se fueron instalando las estaciones en diferente momento, por lo cual no se obtuvo el mismo número de eventos para todas las estaciones. Una de las propuestas para seguir trabajando con estos datos sería el procesar todos los eventos hasta el último día de operación de las estaciones MASE para obtener más funciones receptor, ya que muchas de nuestras estaciones tan sólo se obtuvieron dos o tres eventos. Además, obtener las funciones receptor para las 67 estaciones que en este trabajo no fueron utilizadas, de esta manera se conseguiría una imagen de todo el perfil. También, con las mismas funciones receptor se pueden definir otras discontinuidades no analizadas en este trabajo, como las del manto superior, a 410 y 660 km de profundidad. Esto último permitiría una comparación con el modelo obtenido por medio de tomografía sísmica por Gorvatov y Fukao (2005).

Otro aspecto a analizar es la manera de procesar los datos. En este trabajo obtuvimos las funciones receptor por medio de una deconvolución en el dominio de la frecuencia. Sería recomendable probar otros métodos para decidir cual de ellos produce una imagen con mejor resolución de la geometría. De igual manera, al obtener las funciones receptor, se pueden probar diferentes filtros que resalten las discontinuidades buscadas.

Por último, es necesario realizar una inversión. Ésta se puede llevar a cabo utilizando solamente funciones receptor, o bien, verse beneficiada con información adicional de los otros métodos que se están empleando en MASE, como el análisis de curvas de dispersión de ondas superficiales.

## ***5.7 Conclusiones generales.***

Uno de los objetivos principales, tanto de MASE como de nuestro proyecto de investigación, es encontrar cuál es la geometría de la subducción de la Placa de Cocos debajo de la de Norte América. Se han empleado diversos métodos para lograr este objetivo, y en nuestro caso las funciones receptor nos han ayudado a definir esta geometría.

Del total de las 100 estaciones instaladas como parte de MASE, nuestro estudio utiliza solamente una tercera parte de ellas, limitando nuestros resultados, ya que si empleáramos la línea completa y el total de la base de datos registrada por ellas, conoceríamos con mayor precisión la geometría de la placa.

Nuestros resultados nos muestran que la placa tiene tres cambios en el ángulo de inclinación: de la costa hasta ~62 km tierra adentro, el ángulo es de ~16°; de ~62 km hasta ~110 km, el ángulo es de ~3°; de ~110 km hasta ~182 km, el ángulo es prácticamente nulo; y de ~182 km hasta ~202 km, se tiene un ángulo de 30°, donde finalmente la placa entra al manto. Esta geometría difiere de otros modelos propuestos por otros autores, tal es el caso de Valdés y Meyer (1996) donde solamente tienen un ángulo constante de 10°, pudiendo rechazar este modelo. El modelo de Pardo y Suárez (1995) propone una geometría sub-horizontal para la región de Guerrero, difiriendo muy poco con nuestros resultados que muestran una geometría prácticamente horizontal. Finalmente, el modelo de Kostoglodov et al. (1996) presenta una tendencia similar a la de nuestro modelo; aunque los ángulos de subducción son distintos, en ambos casos la placa es horizontal en el mismo segmento.

Además de haber definido la geometría de la placa a lo largo del perfil analizado entre Acapulco, Gro. y Puente de Ixtla, Mor., las funciones receptor obtenidas muestran rasgos interesantes y que merecen un análisis más profundo. Este es el caso del retraso en tiempo observado para sismos provenientes de un azimut inverso entre 270° a 360°, lo cual nos indica que probablemente exista una inclinación lateral de la placa, por lo que será necesario en un futuro una modelación 3D.

Nuestro proyecto de investigación es una contribución en los estudios realizados que buscan entender como se comporta la subducción de la placa de Cocos en México, ya que en este caso, la subducción sub-horizontal se da por condiciones distintas a las que generalmente se presentan en otras zonas del mundo.

Finalmente, recalamos la importancia de conocer el comportamiento de la subducción en nuestro país, ya que este fenómeno representa un riesgo a la población que habita en lugares que se ven afectados por la actividad sísmica producida por la dinámica de la subducción de esta placa. Ya que la sismología es una ciencia relativamente joven, este estudio solamente aporta parte de información del comportamiento del interior de nuestro planeta, que con los años tenderemos la capacidad de entender y posiblemente predecir los sismos.

## **Bibliografía.**

Aki Keiiti y Richards Paul G., *Quantitative Seismology Theory and Methods*, W.H. Freeman and Company, (1980), USA.V1, 557.

Ammon, C. (1991). The isolation of receiver effects from Teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**(6), 2504-2510.

Bracewell Ronald N., (1986). *The Fourier Transform and Its Applications*, McGraw-Hill, Inc. USA. 474.

Bormann, P. (2002). IASPEI, New Manual of Seismological Observatory Practice, *GeoForschungsZentrum Postdam*.

Buttkus, B. (1991). *Spectral analysis and filter theory in applied geophysics*, Springer, Hannover, Alemania, 667 pp.

Campos-Enríquez, J. O. y O. Sánchez-Zamora (2000). Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data, *J. S. Am. Earth Sc.*, **13**, 479-489.

Chen Jiu-hui y LIU Qi-yuan (2000). Wavefield features of teleseismic receiver functions, *Acta Seismologica Sinica*, **13**(6), 656-664.

Chevrot, S. y N. Girardin (2000). On the detection and identification of covered and reflected phases from receiver functions, *Geophys. Res. Int.*, **141**, 801-808.

Clayton, R.W., P.M. Davis y X. Perez-Campos (2007). Seismic structure of subducted Cocos Plate, *American Geophysical Union, Joint Assembly 2007*, 84.

Clayton, R.W. y R.A. Wiggins (1976). Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, *Geophys. J. Int.*, **47** (1), 151-177.

Cross, T. A. y R. H. Pilger (1982). Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions, *GSA Bulletin*, **93**(6), 545-562.

DeMets, C., R. G Gordon, D. F. Aarhus y S. Stein (1994). Effect of recent revisions to the geomagnética reversal time scale on estimates of current plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.

Dziewonski, A.M., y D.L. Anderson (1981). Preliminary reference Earth Model *Phys. Earth planet. Inter.*, **25**, 297.

Engebretson, A., A. Cox, R. Gordon (1985). Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Boulder, CO, *Geological Society of America, Special Paper*, **206**, 64.

Esteva, L. (1988). "La investigación y la práctica de la Ingeniería Sísmica en México después de los sismos de 1985", N° 34, *Revista Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*.

Ferrari, L. (2004). Slab detachment control on volcanic pulse and mantle heterogeneity in Central Mexico. *Geology*, **32**, 77-80.

Franco, S. I. (2006). *Redes GPS en México y su aplicación en la sismotectónica, Tesis Doctoral*.

Freire, S. L.M. y Tad J. Ulrych (1988). Application of singular value decomposition to vertical seismic profiling, *Geophysics*, **53**(6), 778-785.

Gómez-Tuena, A., M.T. Orozco-Esquivel y L. Ferrari (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, Tomo LVII, n. 3.

Gorbatov, A., Y. Fukao (2005). Tomographic search for missing link between the ancient Farallon subduction and the present Cocos subduction, *Geophys. J. Int.*, **160** (3), 849.

Gorbatov, A., V. Kostoglodov y J. Mimiaga (1996). Interseismic vertical deformations in the Guerrero seismic gap, *GEOS, UGM*, **16**, (4), 218.

Gutscher, M. A. (2000). Geodynamics of the flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, **19** (5).

Herrmann, U., B. Nelson, L. Ratschbacher (1994). The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): *Tectonics*, **13**(2), 455-474.

Jarrard, R.D (1986). Relations among subduction parameters, *Rev. Geophys*, **24**, 217.

Jeffreys, H., y K.E. Bullen (1940). *Seismological Tables, British Association Seismological Committee*, London.

Jödicke, H., A. Jording, L. Ferrari, J. Arzate, K. Mezger y L. Rüpke (2006). Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *J. Geophys. Res*, **111**, (B8), CiteID B08102.

Kennet, B.L.N. y E.R. Engahl (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.* **105**, 429-265.

Kostoglodov, V., W. Bandy, J. Domínguez, M. Mena (1996). Gravity and Seismicity over the Guerrero Seismic Gap, México, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3385.

Kostoglodov, V. y W. Bandy (1995), Seismotectonic constraints on the convergence rates between the Rivera and North American plates, *J. Geophys. Res.*, **100**(B9), 17,977-17,989.

Lapp, D. B., T.J. Owens, R.S. Crosson (1990). P-waveform Analysis for Local Subduction Geometry South of Puget Sound, Washington, *Pageoph.*, **133**(2), 349-365.

Li X., S.V. Sobolev, R. Kind, X. Yuan, Ch. Estabrook (2000). A detailed receiver function image of the upper mantle discontinuities in the Japan subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters.*, **183**, 527-541.

Ligorria, J. P. y C. Ammon. (1999). Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**(5), 1395-1400.

Manea V.C., M. Gurnis (2006). Controls of slab structure by low viscosity wedges, *UGM.*, **26**(1), 178.

Manea, V.C., M. Manea, V. Kostoglodov, C.A. Currie y Sewell (2004). Thermal Structure, Coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero, *Geophys. J. Int.* **158**, 775-784.

Molina-Garza, R. y J. Urrutia-Fucugauchi (1993). Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data, *J. Geodynamics*, **17**(4), 181-201.

Morán-Zenteno, D., P. Corona-Chávez, G. Tolson (1996). Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints, *Earth and Planetary Science Letters*, **141**, 51-65.

Morán-Zenteno, D., G. Tolson, R. Martínez-Serrano, B. Martiny, P. Schaaf, G. Silva-Romo, C. Macías-Romo, L. Alba-Aldave, M. Hernández-Bernal, G. Solís-Pichardo (1999), Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal of South American Earth Sciences*, **12**, 513-535.

Nixon, G., (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 514-523.

Owens, T.J., R. S. Crosson, M.A. Hendrickson (1988). Constraints on the subduction geometry beneath western Washington from broadband teleseismic waveform modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**(3), 1319-1334.

Pacheco, J.F. y S.K. Singh (2007). Seismicity and state of stress in the subduction zone of Guerrero, México, American Geophysical Union, *Joint Assembly 2007*, 118.

Pardo, M., y G. Suárez (1993). Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2391-2394.

Pardo, M. y G. Suárez (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **100**, (B7), 12357-12374.

Persaud, P., Pérez-Campos y R. Clayton (2000). Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions, *Geophys. J. Int.*, **142**, 000-000.

Ratschbacher, L., U. Riller, M. Meschede, U. Herrmann, W. Frisch (1991). Second look at suspect terranes in southern Mexico: *Geology*, **19**(12), 1233-1236.

Ritsema, J., Jan Van Heijst Hendrik, J. H. Woodhouse (2004). Global transition zone tomography, *J. Geophys. Res.*, **109**, B02302.

Schaaf, P., D. Morán-Zenteno, M. Hernández-Bernal, G. Solís-Pichardo, G. Tolson, H. Köhler (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence, *Tectonics*, **14**(5), 1339-1350.

Stein, S. y Wysession., (2003). *An Introduction to Seismology Earthquakes, and Earth Structure*, Blackwell publishing, 498.

Urrutia-Fucugauchi, J. y L. Del Castillo (1977), Un modelo del Eje Volcánico Mexicano, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **38**, 18-28.

Urrutia-Fucugauchi, J. y H. Böhnel (1987). Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, **138**, 319-323.

Valdés, C., Meyer, P. Robert; R. Zuñiga, J. Havskov, S. Krishna. Analysis of the Petatlan aftershocks, (1982). Numbers, energy release, and asperities, *J. Geophys. Res.*, **87**, (B10) 8519-8528.

### **Ligas de internet.**

[http://www.funvisis.gob.ve/.../fotos\\_varias/ondas\\_p.jpg](http://www.funvisis.gob.ve/.../fotos_varias/ondas_p.jpg)

[http://www.funvisis.gob.ve/.../fotos\\_varias/ondas\\_s.jpg](http://www.funvisis.gob.ve/.../fotos_varias/ondas_s.jpg)

<http://acacia.pntic.mec.es/~jrui27/huygens/huygens.html>.

[http://www.batmath.it/fisica/fondamenti/rifl\\_rifr\\_rifles.gif](http://www.batmath.it/fisica/fondamenti/rifl_rifr_rifles.gif).

<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>

*<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>*

*<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>*

*<http://tectonics.caltech.edu/mase>*

*<http://www.tectonics.caltech.edu/mase/MASE2006.pdf>*

*[http://neic.usgs.gov/neis/FM/previous\\_mom.html](http://neic.usgs.gov/neis/FM/previous_mom.html)*

*<http://www.guralp.net/documents/MAN-030-0001.pdf>*

*<http://www.reftek.com/productshome.html#Seismic%20Recorders>*

*<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>*

*<http://www.ssn.unam.mx/>*

*<http://www.ipgp.jussieu.fr/>*

## Apéndice A.

La tabla A.1 muestra las estaciones del proyecto MASE que fueron utilizadas para la obtención de nuestras funciones receptor, en ella mostramos el nombre de cada estación con su código correspondiente, coordenadas y ubicación. En esta lista las estaciones se encuentran ordenadas en forma alfabética.

Tabla A.1 Lista de estaciones.

| Código | Nombre                 | Municipio                 | Estado   | Localización |          |        | Tipo de sitio   |
|--------|------------------------|---------------------------|----------|--------------|----------|--------|---|
|        |                        |                           |          | Latitud      | Longitud | Altura |   |
| ACAH   | Acahuizotla            | Chilpancingo de los Bravo | Guerrero | 17.3622      | -99.4682 | 843    | Jardín de Niños José Ma. Morelos y Pavón                |
| ACAP   | Acapulco               | Acapulco de Juárez        | Guerrero | 16.8839      | -99.8493 | 147    | Secundaria Miguel Hidalgo y Costilla                    |
| AMAC   | Amacuzac               | Amacuzac                  | Morelos  | 18.6002      | -99.386  | 935    | Jardín de Niños Aurora Barud de Morales                 |
| BUCU   | Buena Vista de Cuellar | Buena Vista de Cuellar    | Guerrero | 18.4654      | -99.4145 | 1283   | Primaria Zona Escolar 5. Centro de atención múltiple 17 |
| CASA   | Casahuatlán            | Amacuzac                  | Morelos  | 18.5757      | -99.3811 | 942    | Primaria  |
| CARR   | Carrizal               | Ajuchitlán del Progreso   | Guerrero | 17.2065      | -99.5109 | 584    | Secundaria  |
| CEME   | El cementerio          | Acapulco de Juárez        | Guerrero | 16.9736      | -99.8079 | 150    | Cementerio  |
| CIEN   | Cieneguillas           | Buena Vista de Cuellar    | Guerrero | 18.4129      | -99.4752 | 1103   | Rancho  |
| EL30   | km 30                  | Acapulco de Juárez        | Guerrero | 17.0285      | -99.4693 | 275    | Secundaria Cuauhtémoc                                   |
| EL40   | km 40                  | Acapulco de Juárez        | Guerrero | 17.0542      | -99.7638 | 448    | Secundaria  |
| HUIT   | Huitziltepec           | Eduardo Neri              | Guerrero | 17.7422      | -99.4838 | 1359   | Secundaria  |
| MAXE   | Maxela                 | Tepecoacuilco de Trujano  | Guerrero | 18.0504      | -99.5948 | 1017   | Telesecundaria Cuautémoc                                |
| MAZA   | Mazatlán               | Chilpancingo de los Bravo | Guerrero | 17.4358      | -99.4633 | 1335   | Jardín de Niños Educadora Guerrerense                   |
| OCOT   | Ocotito                | Chilpancingo de los Bravo | Guerrero | 17.2527      | -99.5059 | 726    | Centro Regional de Educación Primaria, ambos turnos     |
| PALM   | Palmillas              | Buena Vista de Cuellar    | Guerrero | 18.5207      | -99.4299 | 1134   | Rancho  |
| PLAT   | El Platanal            | Eduardo Neri              | Guerrero | 17.6954      | -99.5362 | 951    | Casa  |
| PLAY   | El Playón              | Acapulco de Juárez        | Guerrero | 17.1239      | -99.6701 | 403    | Telesecundaria Niños Héroes                             |

|      |                       |                           |          |         |          |      |   |
|------|-----------------------|---------------------------|----------|---------|----------|------|---|
| PLLI | Plan de Liebres       | Eduardo Neri              | Guerrero | 17.8674 | -99.5732 | 594  | Terreno ejidal  |
| PUIX | Puente de Ixtla       | Puente de Ixtla           | Morelos  | 18.6257 | -99.3209 | 910  | Prepa 5 de la Universidad Nacional Autónoma del Edo. De Morelos |
| QUEM | El Quemado            | Acapulco de Juárez        | Guerrero | 16.936  | -99.8237 | 44   | Telesecundaria Naciones Unidas                                  |
| RIVI | Rincón de la Vía      | Chilpancingo de los Bravo | Guerrero | 17.2892 | -99.4859 | 736  | Rancho  |
| SAFE | Santa Fe de Tepetlapa | Buena Vista de Cuellar    | Guerrero | 18.5514 | -99.4249 | 1057 | Rancho  |
| SATE | Santa Teresa          | Iguala de la Dependencia  | Guerrero | 18.2573 | -99.5295 | 829  | Colegio de Bachilleres Plantel Sta. Teresa                      |
| TEPO | Tepochica             | Iguala de la Dependencia  | Guerrero | 18.2975 | -99.5169 | 925  | Sec. Técnica 212 Gral. Lázaro Cárdenas del Río                  |
| TICO | Tierra Colorada       | Acapulco de Juárez        | Guerrero | 17.1725 | -99.5432 | 315  | Secundaria Juan de la Barrera                                   |
| TOMA | Tomatal               | Iguala de la Dependencia  | Guerrero | 18.3267 | -99.4933 |      | Primaria Ignacio Manuel Altamirano                              |
| TONA | Tonalapa del Sur      | Buena Vista de Cuellar    | Guerrero | 18.0955 | -99.5609 | 723  | Primaria Fco. Y Madero  |
| VEVI | Venta Vieja           | Eduardo Neri              | Guerrero | 17.8188 | -99.562  | 675  | Patio de Iglesia  |
| XALI | Xalitla               | Tepecoacuilco de Trujano  | Guerrero | 17.9989 | -99.547  | 585  | Colegio de Bachilleres plantel 3-A                              |
| XALT | Xaltianguis           | Acapulco de Juárez        | Guerrero | 17.0992 | -99.7125 | 531  | Primaria Federal 1° de Mayo                                     |
| XOLA | Xolapa                | Acapulco de Juárez        | Guerrero | 17.1612 | -99.6166 | 241  | Terreno ejidal  |
| ZACA | Zacacoyuca            | Iguala de la Dependencia  | Guerrero | 18.2573 | -99.5295 | 894  | Bodega Conasupo   |
| ZURI | Zumpango del Río      | Eduardo Neri              | Guerrero | 17.6466 | -99.5186 | 1073 | Unidad Académica Preparatoria#36                                |

## Apéndice B.

La tabla B.1 muestra los sismos utilizados para el análisis de las funciones receptor, los cuales se obtuvieron de la página de internet del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) de Soluciones del Tensor de Momento ([http://neic.usgs.gov/neis/FM/previous\\_mom.html](http://neic.usgs.gov/neis/FM/previous_mom.html)). Todos los eventos cumplen con la característica de tener una magnitud  $M_w$  mayor 5.7 y estar localizados entre 30° a 90° de distancia.

*Tabla B.1 Sismos utilizados para las Funciones Receptor.*

| <b>Año</b> | <b>Mes</b> | <b>Día</b> | <b>Hora</b> | <b>Minuto</b> | <b>Segundo</b> | <b>Latitud [°]</b> | <b>Longitud [°]</b> | <b>Profundidad [km]</b> | <b>Magnitud</b> |
|------------|------------|------------|-------------|---------------|----------------|--------------------|---------------------|-------------------------|-----------------|
| 4          | 12         | 17         | 7           | 13            | 12.36          | -21.834            | -179.375            | 587                     | 5.8             |
| 4          | 12         | 18         | 6           | 46            | 19.6           | 48.859             | 156.16              | 7                       | 6.2             |
| 4          | 12         | 18         | 17          | 15            | 26.88          | -16.047            | -174.772            | 21                      | 5.8             |
| 4          | 12         | 22         | 21          | 3             | 38.65          | -56.079            | -124.781            | 12                      | 6               |
| 4          | 12         | 28         | 21          | 7             | 36.35          | 53.33              | -173.835            | 255                     | 5.8             |
| 5          | 1          | 12         | 8           | 40            | 3.62           | -0.843             | -21.201             | 36                      | 6.8             |
| 5          | 1          | 16         | 8           | 25            | 3.5            | -25.638            | -176.319            | 20                      | 6.2             |
| 5          | 1          | 24         | 23          | 23            | 25.58          | -1.373             | -80.605             | 10                      | 6.1             |
| 5          | 2          | 16         | 20          | 17            | 52.93          | -135.696           | -16.34              | 18                      | 6.5             |
| 5          | 3          | 6          | 5           | 21            | 43.71          | 84.94              | 99.15               | 24                      | 6.2             |
| 5          | 3          | 19         | 17          | 34            | 45.94          | -21.865            | -179.556            | 592                     | 6.3             |
| 5          | 3          | 19         | 15          | 2             | 41.85          | -20.376            | -174.369            | 30                      | 6               |
| 5          | 3          | 21         | 12          | 23            | 52.57          | -24.932            | -63.356             | 574                     | 6.9             |
| 5          | 3          | 31         | 1           | 46            | 21.7           | -18.526            | 176.016             | 6                       | 5.9             |
| 5          | 4          | 2          | 12          | 52            | 36.83          | 78.514             | 5.995               | 11                      | 6.1             |
| 5          | 4          | 9          | 15          | 16            | 29.1           | 56.319             | -154.528            | 7                       | 6               |
| 5          | 4          | 11         | 14          | 54            | 7.49           | -7.278             | -77.835             | 135                     | 5.9             |
| 5          | 4          | 16         | 22          | 41            | 16.29          | -17.472            | -69.485             | 124                     | 5.8             |
| 5          | 4          | 16         | 12          | 18            | 31.51          | -54.944            | -132.141            | 13                      | 5.9             |
| 5          | 4          | 21         | 9           | 26            | 0.72           | 51.297             | -178.466            | 22                      | 5.8             |
| 5          | 5          | 3          | 19          | 11            | 42.14          | -14.88             | -74.445             | 34                      | 5.9             |

|   |   |    |    |    |       |         |          |     |     |
|---|---|----|----|----|-------|---------|----------|-----|-----|
| 5 | 5 | 12 | 11 | 15 | 34.94 | -57.447 | -139.169 | 15  | 6.4 |
| 5 | 5 | 14 | 10 | 2  | 44.45 | -22.669 | -176.642 | 111 | 5.8 |
| 5 | 5 | 16 | 3  | 54 | 11.17 | -32.865 | -179.297 | 36  | 6.6 |
| 5 | 5 | 18 | 10 | 27 | 5.84  | -15.377 | -173.404 | 21  | 6.1 |
| 5 | 5 | 20 | 12 | 40 | 42.95 | -24.486 | 178.793  | 557 | 6   |
| 5 | 5 | 21 | 5  | 11 | 33.39 | -3.284  | -80.821  | 32  | 6.3 |
| 5 | 5 | 29 | 21 | 44 | 28.07 | -30.17  | -178.095 | 32  | 5.9 |
| 5 | 6 | 2  | 10 | 55 | 58.11 | -24.202 | -66.863  | 191 | 6.1 |
| 5 | 6 | 9  | 14 | 0  | 50.41 | 51.597  | -131.102 | 14  | 5.8 |
| 5 | 6 | 13 | 22 | 44 | 33.54 | -19.903 | -69.128  | 101 | 7.8 |
| 5 | 6 | 14 | 17 | 10 | 17.2  | 51.318  | 179.412  | 23  | 6.6 |
| 5 | 6 | 15 | 2  | 50 | 54.49 | 41.329  | -125.863 | 21  | 7.1 |
| 5 | 6 | 15 | 19 | 52 | 25.32 | -45.04  | -80.395  | 1   | 6.4 |
| 5 | 6 | 17 | 6  | 21 | 42.56 | 40.717  | -126.538 | 13  | 6.6 |
| 5 | 6 | 21 | 10 | 43 | 31.36 | -36.181 | -100.748 | 15  | 5.8 |
| 5 | 7 | 6  | 6  | 22 | 31.98 | -35.854 | -102.689 | 13  | 5.9 |
| 5 | 7 | 10 | 4  | 46 | 31.64 | -36.316 | -97.032  | 23  | 6.1 |
| 5 | 7 | 11 | 12 | 1  | 35.81 | -23.834 | -111.621 | 4   | 5.8 |
| 5 | 7 | 11 | 23 | 6  | 2.82  | -26.964 | -176.488 | 6   | 6   |
| 5 | 7 | 13 | 12 | 6  | 13.51 | -17.816 | -69.981  | 76  | 5.9 |
| 5 | 7 | 23 | 8  | 51 | 49.84 | -30.02  | -178.062 | 36  | 6.1 |
| 5 | 7 | 26 | 14 | 11 | 36.37 | -15.353 | -72.966  | 104 | 6   |
| 5 | 8 | 4  | 10 | 27 | 12.97 | -26.655 | -114.476 | 5   | 5.8 |
| 5 | 8 | 6  | 9  | 56 | 7.06  | -19.536 | -175.848 | 217 | 6   |
| 5 | 8 | 7  | 14 | 41 | 0.75  | -14.408 | -177.235 | 23  | 5.8 |
| 5 | 8 | 7  | 11 | 35 | 26.54 | -14.483 | -177.297 | 22  | 6   |
| 5 | 8 | 9  | 5  | 26 | 17.67 | -21.174 | 173.765  | 32  | 6.1 |
| 5 | 8 | 9  | 14 | 12 | 21.05 | -21.187 | 173.8    | 36  | 6   |
| 5 | 8 | 14 | 2  | 39 | 37.62 | -19.742 | -69.021  | 110 | 5.9 |
| 5 | 9 | 5  | 7  | 37 | 30.35 | -56.401 | -142.26  | 23  | 6.2 |
| 5 | 9 | 12 | 21 | 15 | 5.72  | -17.427 | -177.416 | 408 | 5.7 |

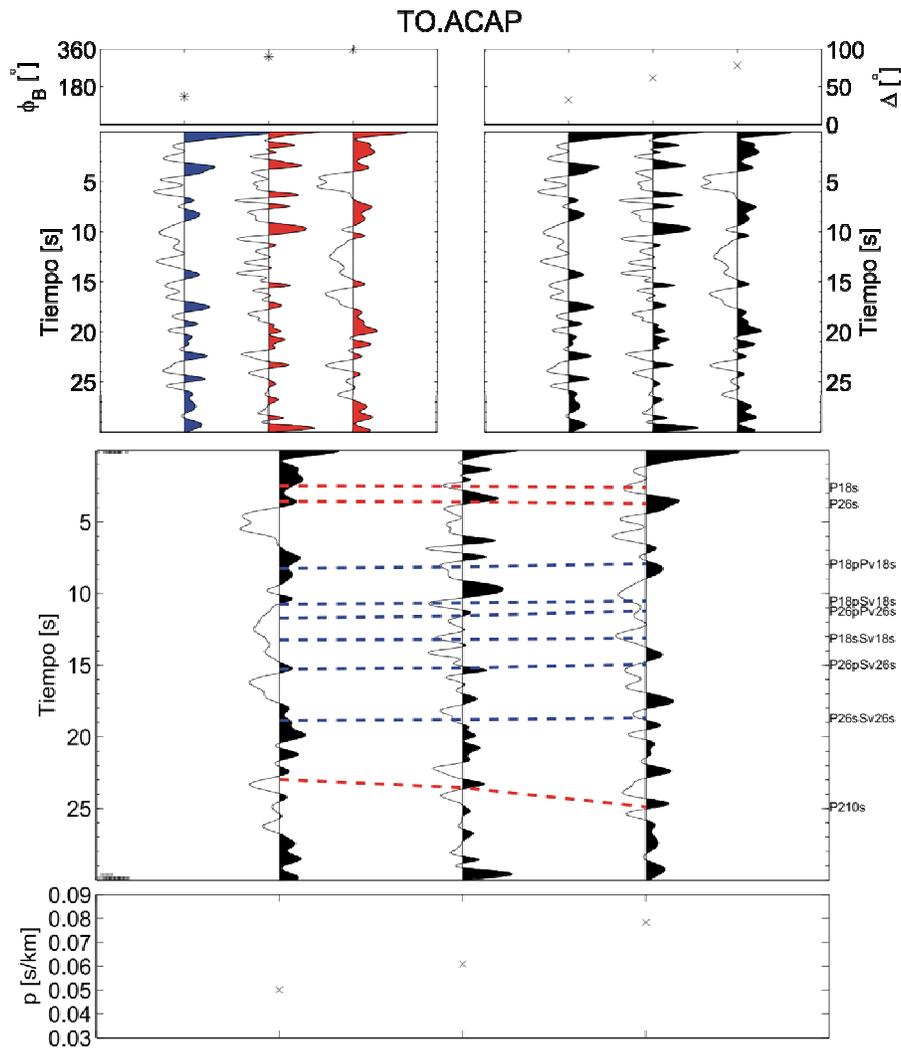
|   |    |    |    |    |       |         |          |     |     |
|---|----|----|----|----|-------|---------|----------|-----|-----|
| 5 | 9  | 22 | 0  | 7  | 20.99 | -16.702 | -172.64  | 8   | 5.9 |
| 5 | 9  | 26 | 1  | 55 | 34.58 | -5.657  | -76.366  | 117 | 7.5 |
| 5 | 10 | 2  | 23 | 59 | 47.84 | -5.525  | 151.494  | 23  | 5.8 |
| 5 | 10 | 8  | 10 | 46 | 30.42 | 34.689  | 73.074   | 7   | 6.2 |
| 5 | 10 | 8  | 3  | 50 | 38.63 | 34.432  | 73.537   | 20  | 7.3 |
| 5 | 10 | 10 | 11 | 8  | 29.31 | 13.437  | 124.965  | 6   | 5.8 |
| 5 | 10 | 11 | 15 | 5  | 39.56 | 4.796   | 95.089   | 41  | 5.9 |
| 5 | 10 | 15 | 10 | 6  | 17.31 | 46.896  | 154.156  | 32  | 6   |
| 5 | 10 | 15 | 15 | 51 | 8.36  | 25.304  | 123.263  | 184 | 6.5 |
| 5 | 10 | 17 | 9  | 46 | 57.8  | 38.087  | 26.661   | 12  | 5.8 |
| 5 | 10 | 19 | 11 | 44 | 43.91 | 36.397  | 140.851  | 29  | 6.3 |
| 5 | 10 | 20 | 21 | 40 | 4.86  | 38.151  | 26.74    | 10  | 5.9 |
| 5 | 10 | 23 | 10 | 8  | 13.82 | 37.372  | 134.49   | 389 | 6   |
| 5 | 10 | 25 | 19 | 40 | 45.22 | -7.212  | 145.999  | 176 | 5.9 |
| 5 | 11 | 5  | 10 | 48 | 23.72 | -3.214  | 147.978  | 6   | 6.3 |
| 5 | 11 | 9  | 11 | 33 | 15.02 | -1.041  | -76.962  | 247 | 5.9 |
| 5 | 11 | 10 | 19 | 29 | 55.19 | 57.468  | 120.495  | 5   | 5.9 |
| 5 | 11 | 13 | 10 | 25 | 1.04  | -3.174  | 128.874  | 21  | 5.9 |
| 5 | 11 | 14 | 21 | 38 | 53.92 | 38.169  | 144.851  | 24  | 6.9 |
| 5 | 11 | 19 | 14 | 10 | 15.3  | 2.232   | 96.769   | 10  | 6.5 |
| 5 | 11 | 20 | 12 | 53 | 5.86  | 54.122  | -164.168 | 33  | 6   |
| 5 | 11 | 21 | 15 | 36 | 31.74 | 31      | 130.069  | 145 | 6.2 |
| 5 | 11 | 22 | 15 | 11 | 32.02 | -5.181  | 145.323  | 68  | 6.2 |
| 5 | 11 | 25 | 5  | 31 | 21.78 | 5.872   | 126.407  | 31  | 5.8 |
| 5 | 11 | 27 | 10 | 22 | 23.5  | 26.839  | 55.834   | 10  | 5.9 |
| 5 | 11 | 28 | 16 | 41 | 33.61 | 20.358  | 146.058  | 9   | 5.9 |
| 5 | 11 | 30 | 16 | 53 | 46.08 | 6.244   | 123.977  | 11  | 6.2 |
| 5 | 12 | 2  | 13 | 13 | 12.83 | 38.115  | 142.116  | 27  | 6.4 |
| 5 | 12 | 3  | 16 | 10 | 43.8  | 29.308  | 130.169  | 26  | 6   |
| 5 | 12 | 8  | 9  | 1  | 27.71 | -5.493  | 146.958  | 210 | 6.1 |
| 5 | 12 | 11 | 6  | 26 | 34.76 | 15.288  | -45.767  | 11  | 5.8 |

|   |    |    |    |    |       |        |         |     |     |
|---|----|----|----|----|-------|--------|---------|-----|-----|
| 5 | 12 | 11 | 14 | 20 | 44.48 | -6.57  | 152.18  | 10  | 6.5 |
| 5 | 12 | 12 | 21 | 47 | 46.65 | 36.252 | 71.097  | 217 | 6.6 |
| 5 | 12 | 16 | 18 | 32 | 15.27 | 38.474 | 141.963 | 32  | 6   |
| 5 | 12 | 20 | 5  | 51 | 10.41 | 12.163 | 140.959 | 4   | 6.1 |
| 5 | 12 | 21 | 7  | 9  | 11.04 | -0.172 | 124.654 | 31  | 6.3 |
| 5 | 12 | 21 | 14 | 32 | 39.34 | 6.579  | -82.674 | 21  | 6   |
| 5 | 12 | 23 | 21 | 47 | 27.64 | -1.427 | -77.48  | 201 | 6.2 |
| 5 | 12 | 30 | 18 | 26 | 45.58 | 7.562  | -82.217 | 15  | 6.1 |

## Apéndice C.

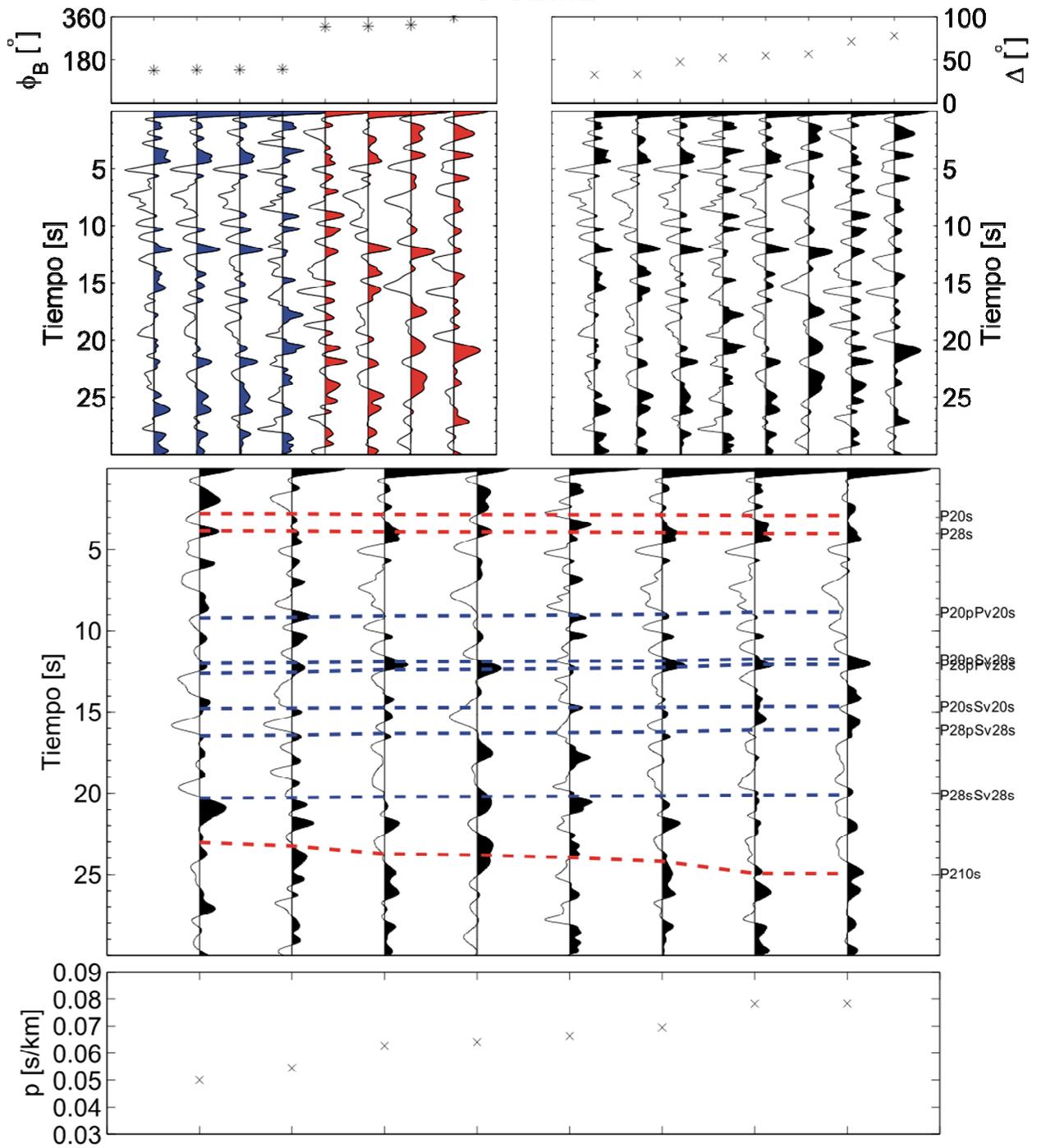
En esta sección se muestran las funciones receptor para todas la estaciones, exceptuando las mostradas en el capítulo 4 (QUEM, PLAY, ACAH, HUIT, XALI, BUCU y PUIX). Para el análisis de las funciones receptor se utilizó cada una de estas gráficas, pero en el capítulo 4 se muestran solamente la estaciones más representativas de cada sección. Las gráficas están ordenadas de acuerdo con la ubicación geográfica de la estación, de sur a norte.

Estaciones de la primera sección: ACAP-ACAH  
QUEM y PLAY son representativas de la sección ACAP-ACAH.

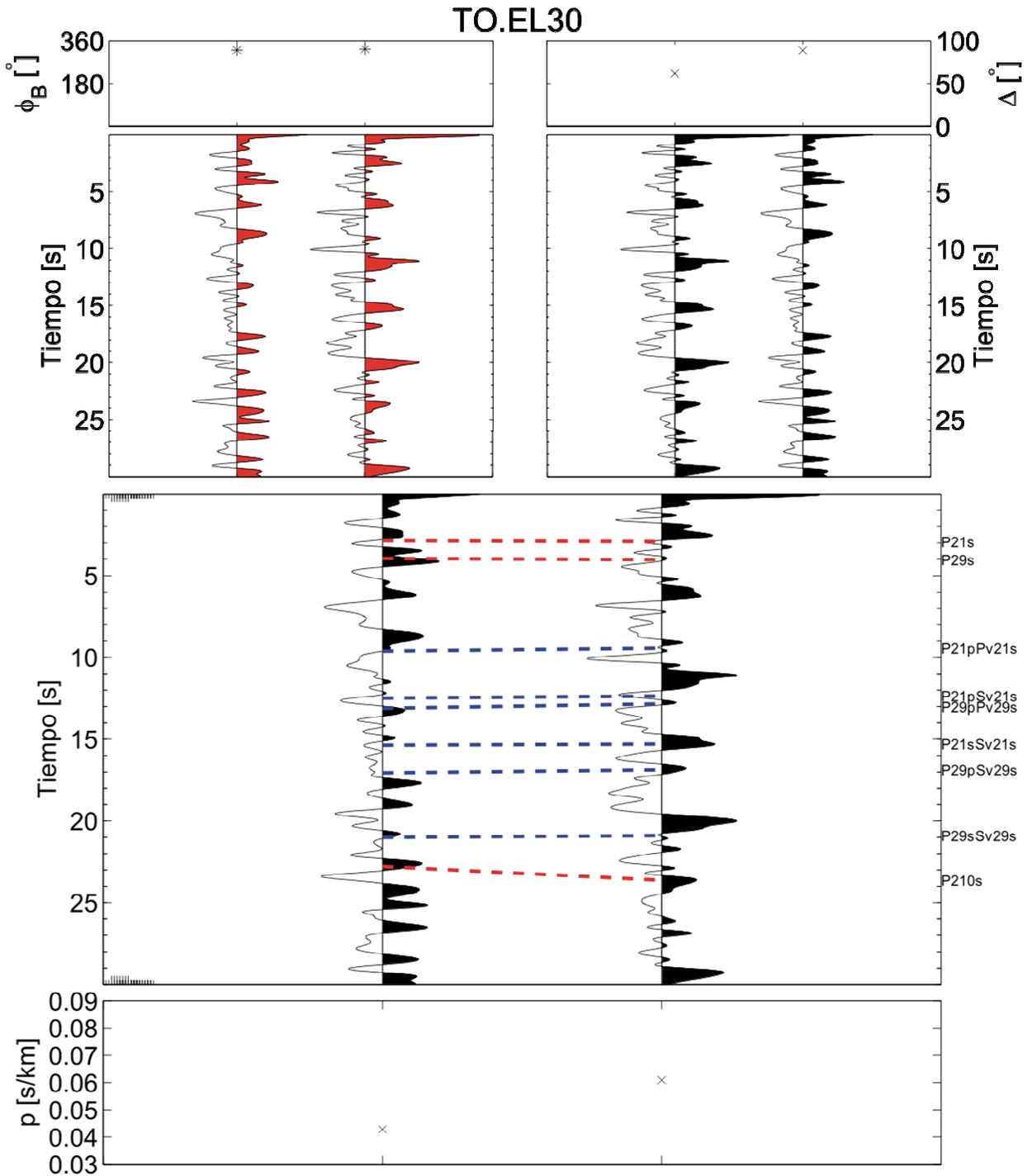


C.1 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación ACAP. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

## TO.CEME

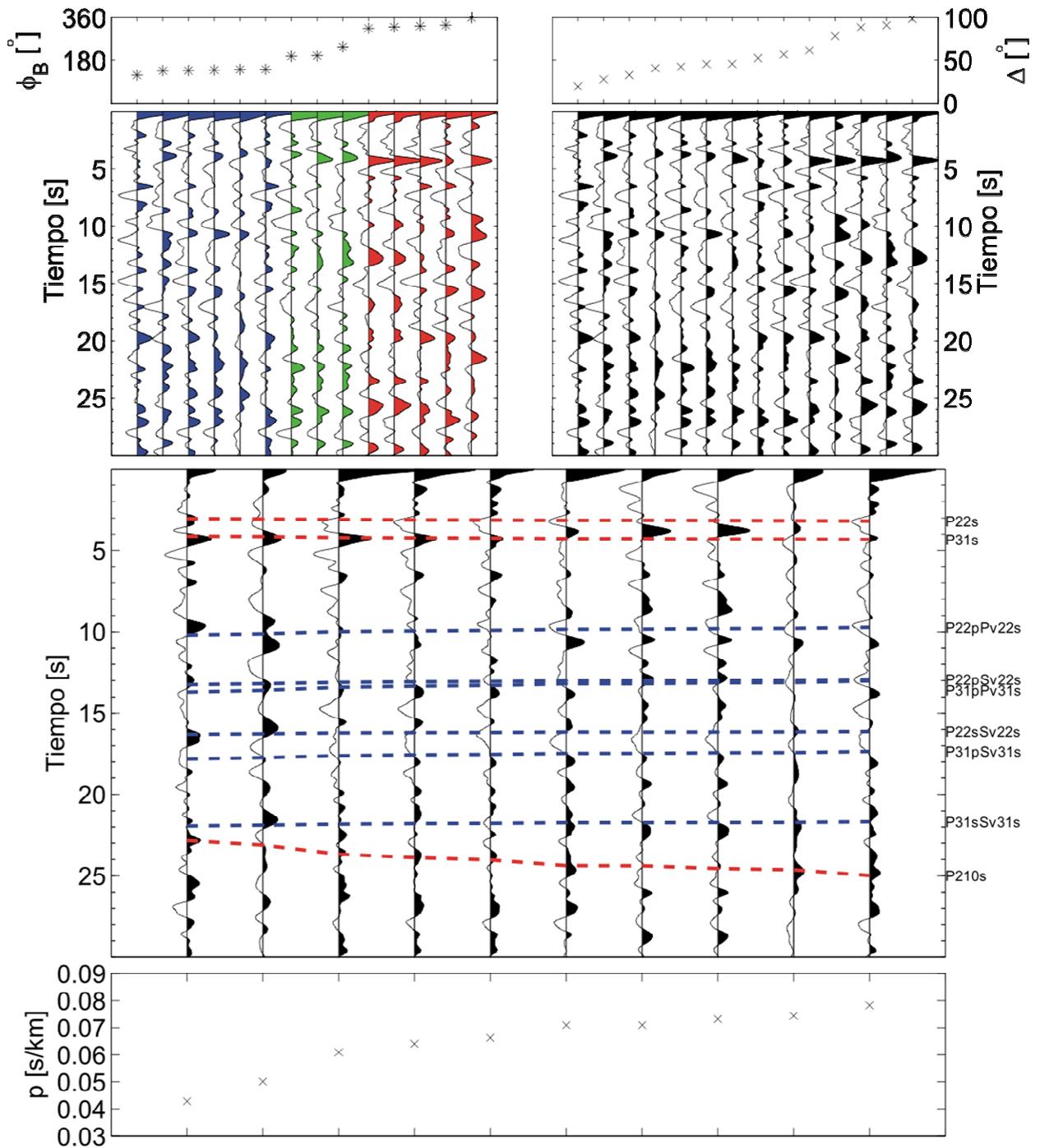


C.2 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación CEME. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.



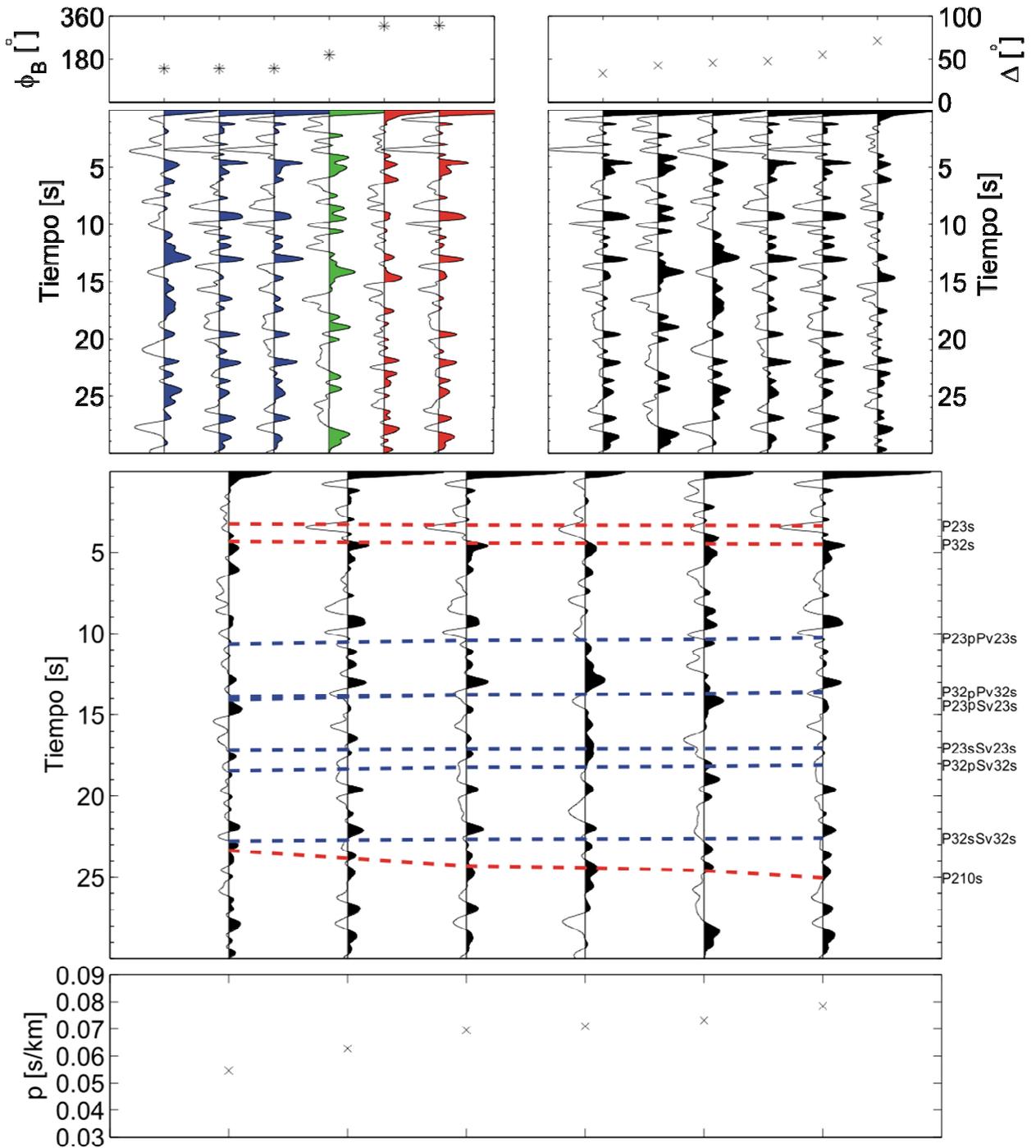
C.3 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación EL30. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

### TO.EL40



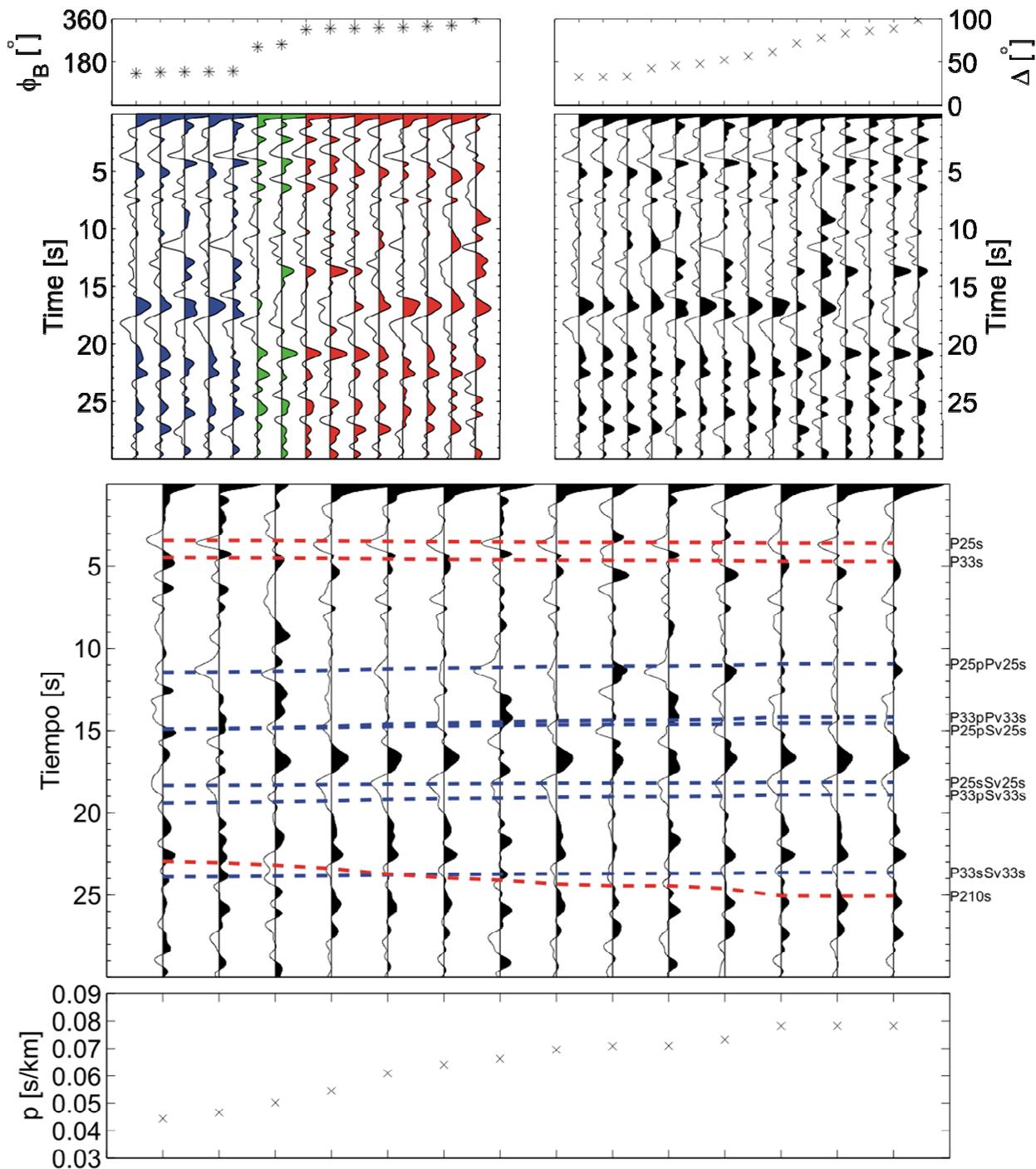
C.4 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (paneles inferior) para la estación EL40. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándose en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

# TO.XALT



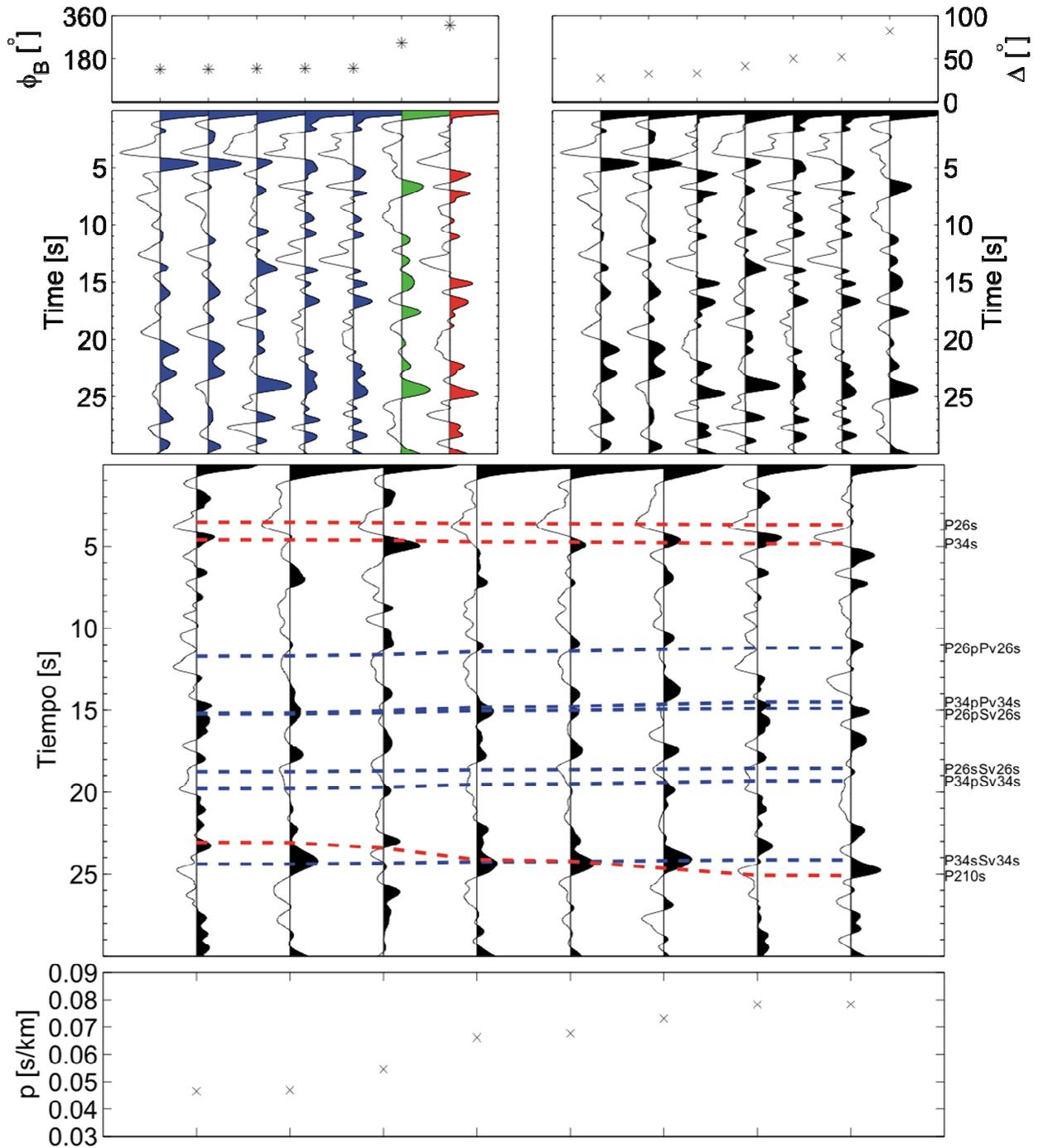
C.5 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación XALT. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

# TO.XOLA



C.6 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación XOLA. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

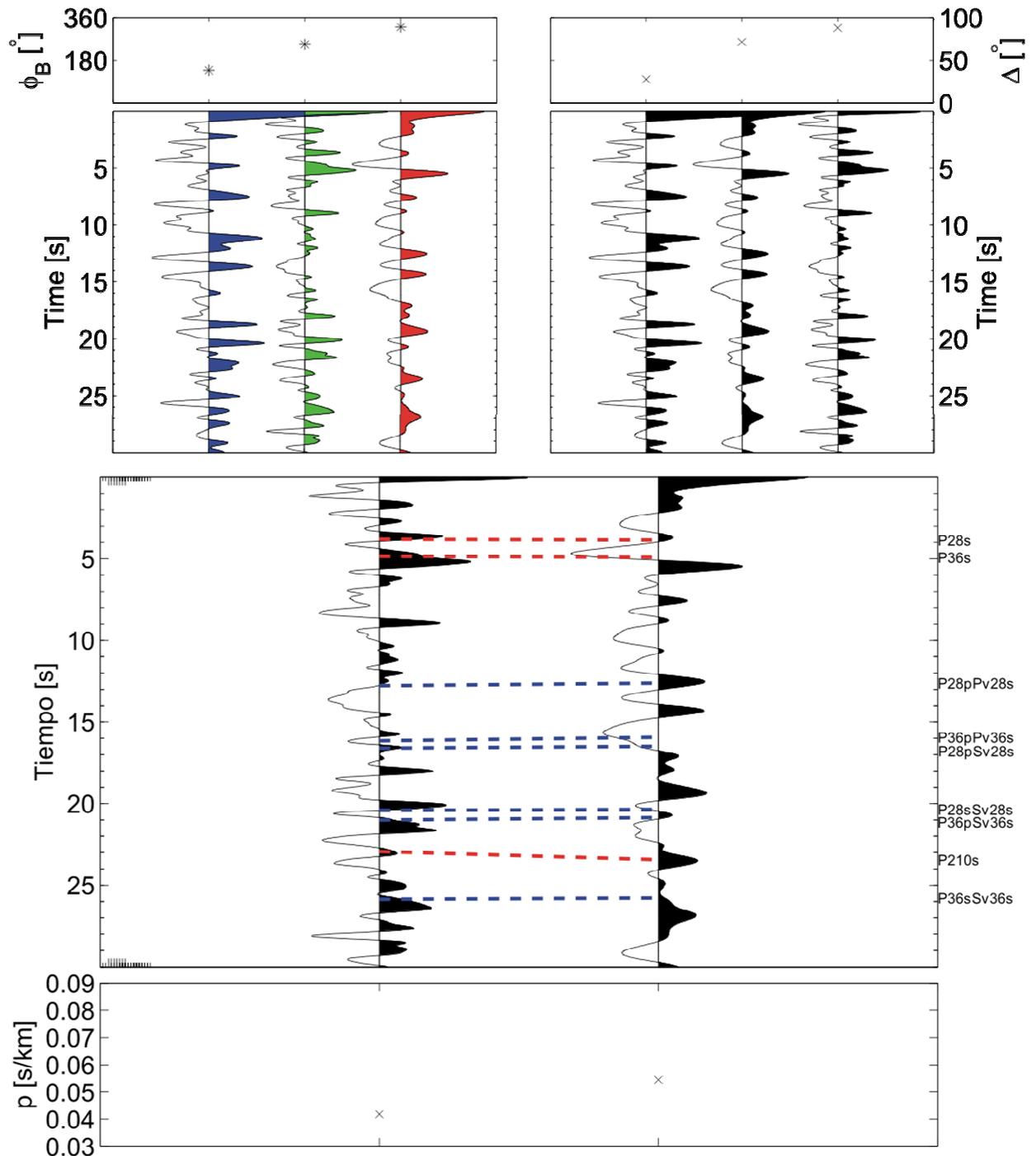
## TO.TICO



C.7 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación TICO. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándose en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

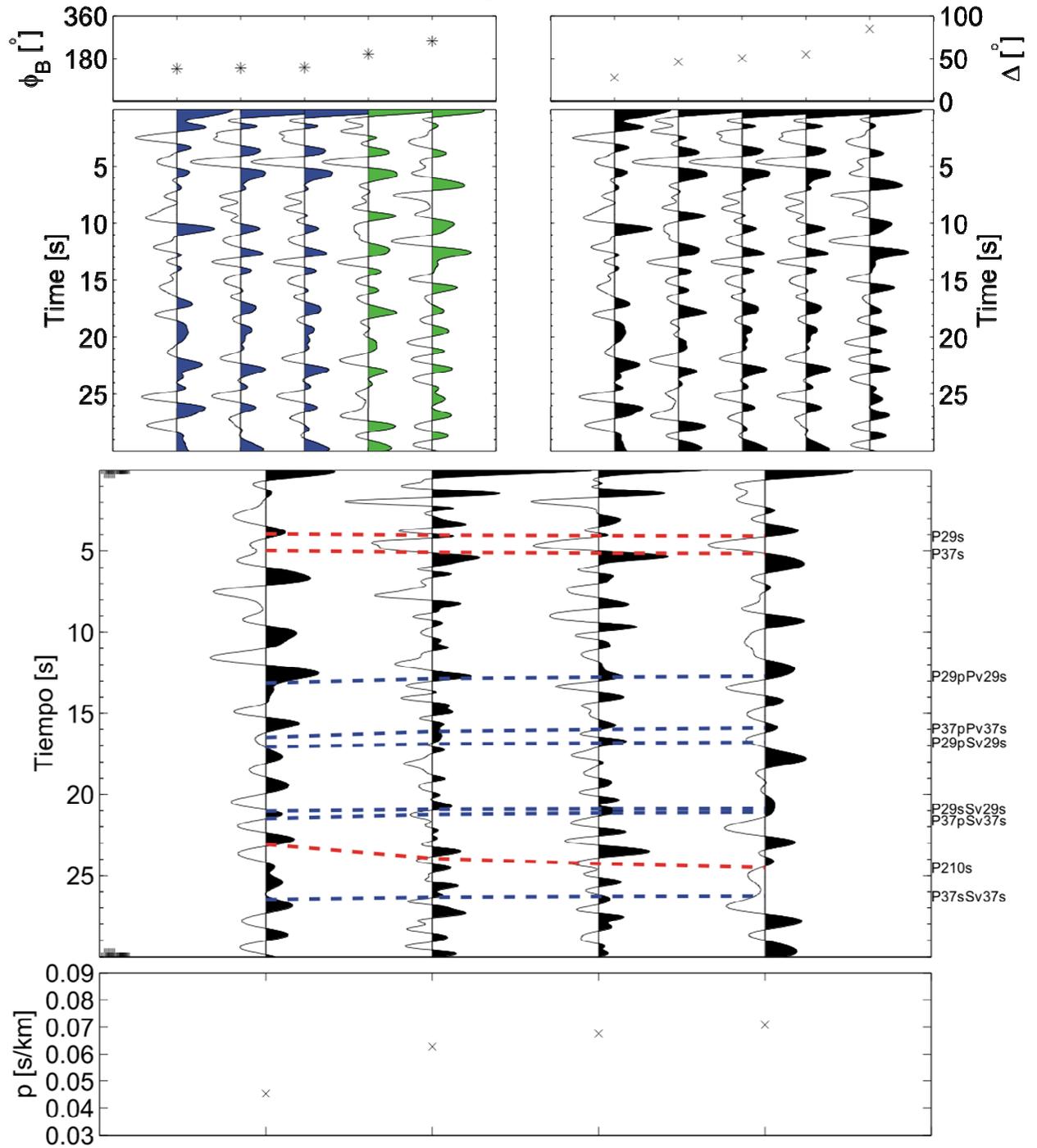


# TO.OCOT

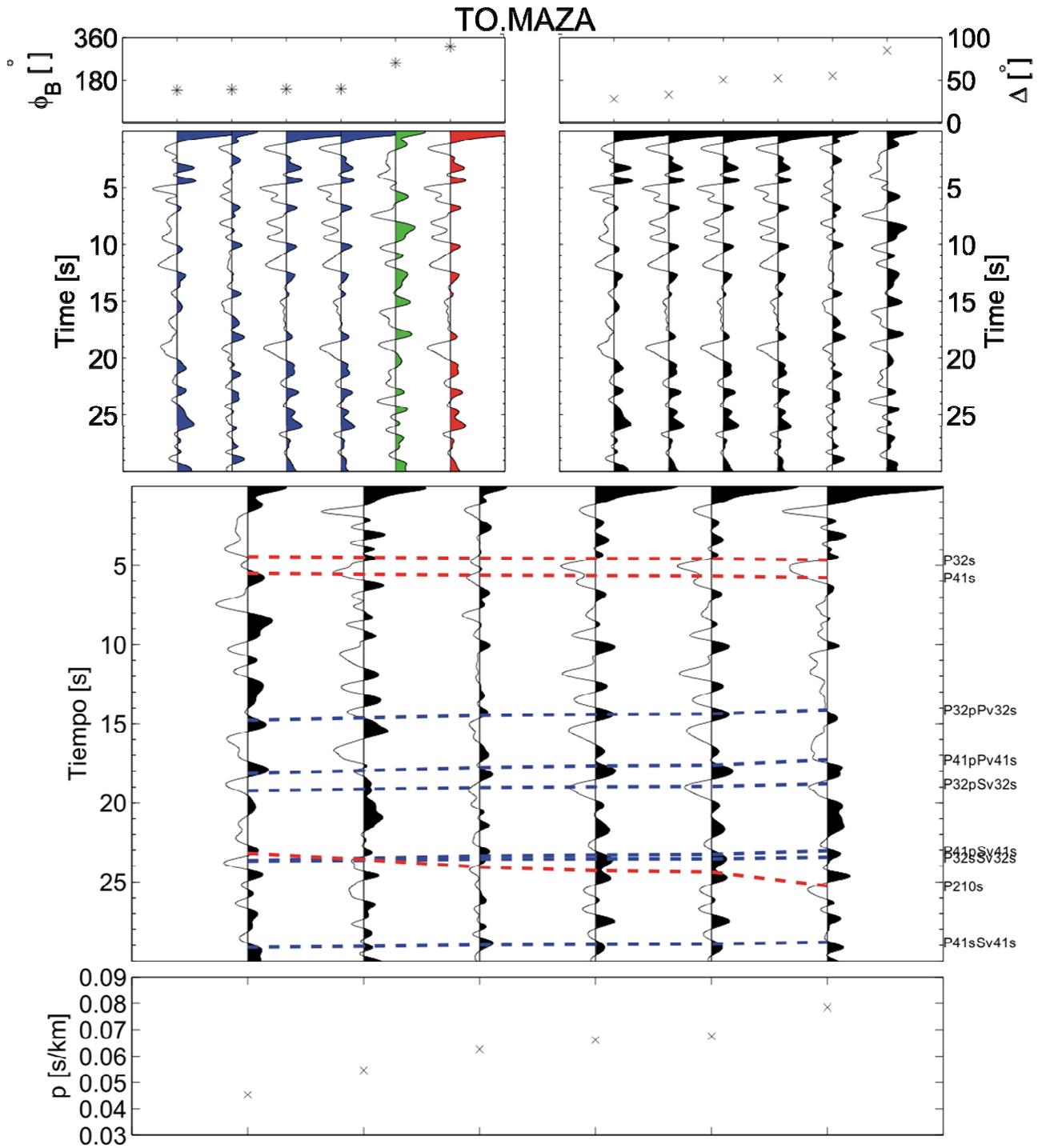


C.9 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación OCOT. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándose en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

## TO.RIVI

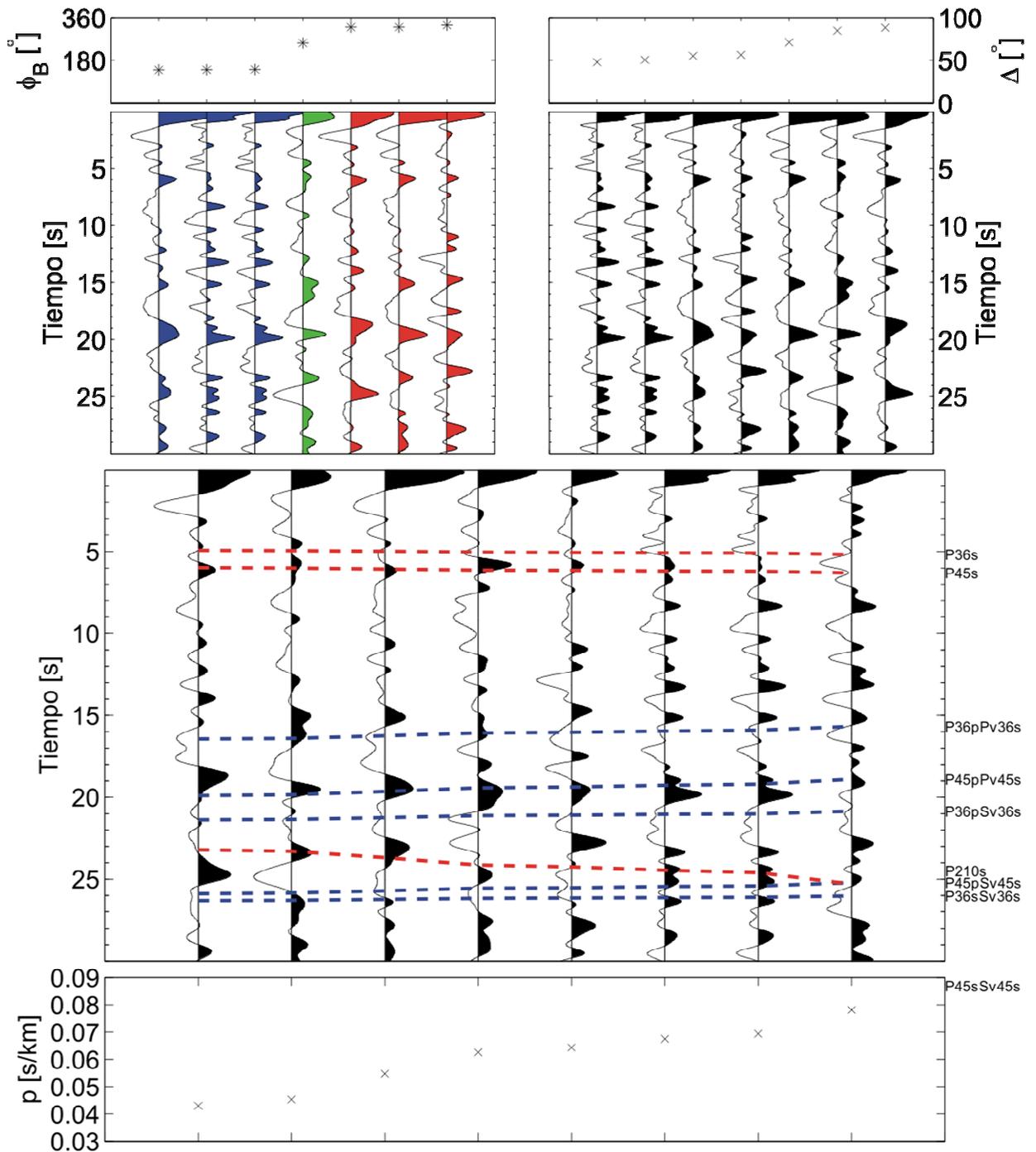


C.10 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación RIVI. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

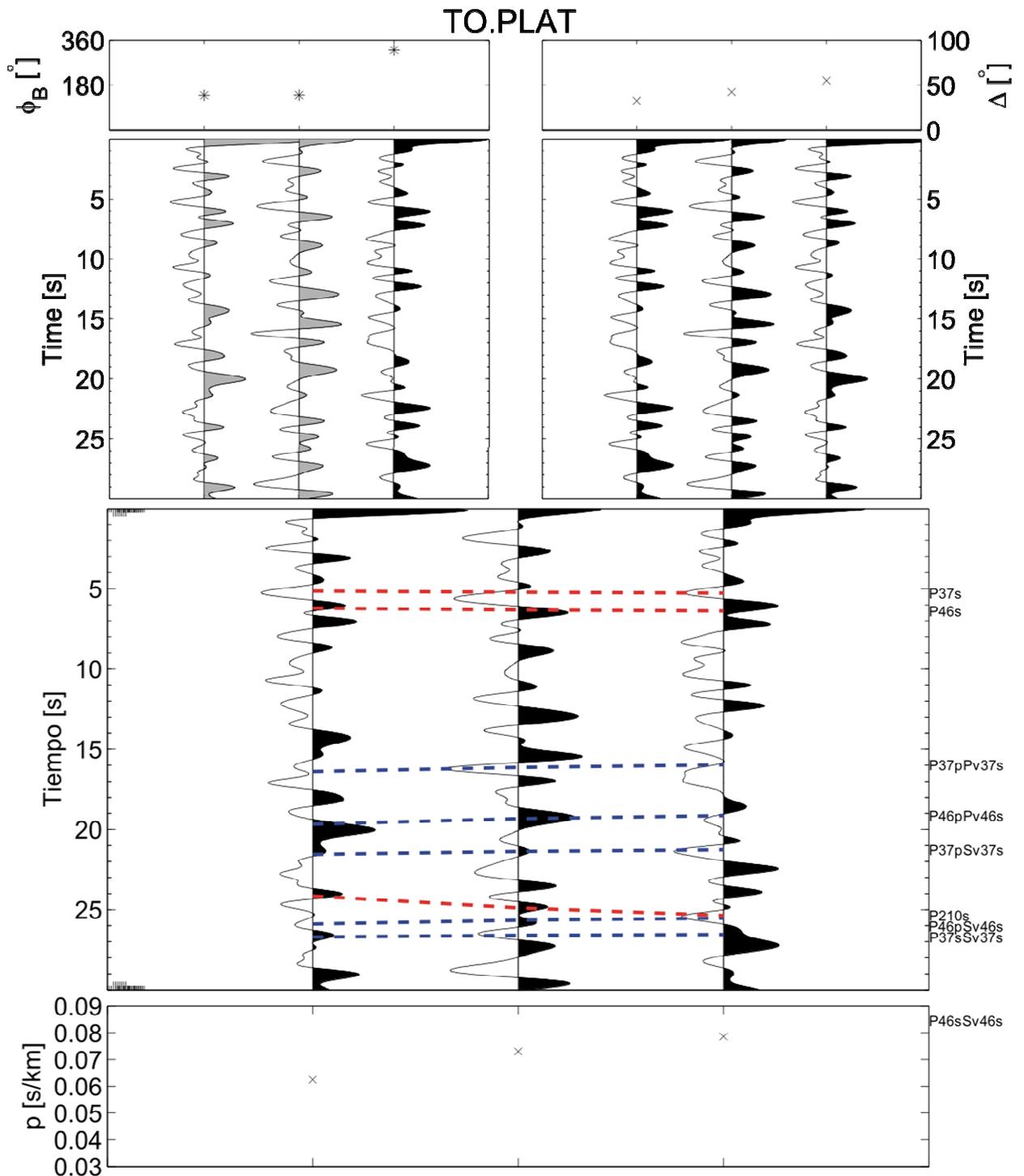


C.11 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación MAZA. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándose en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

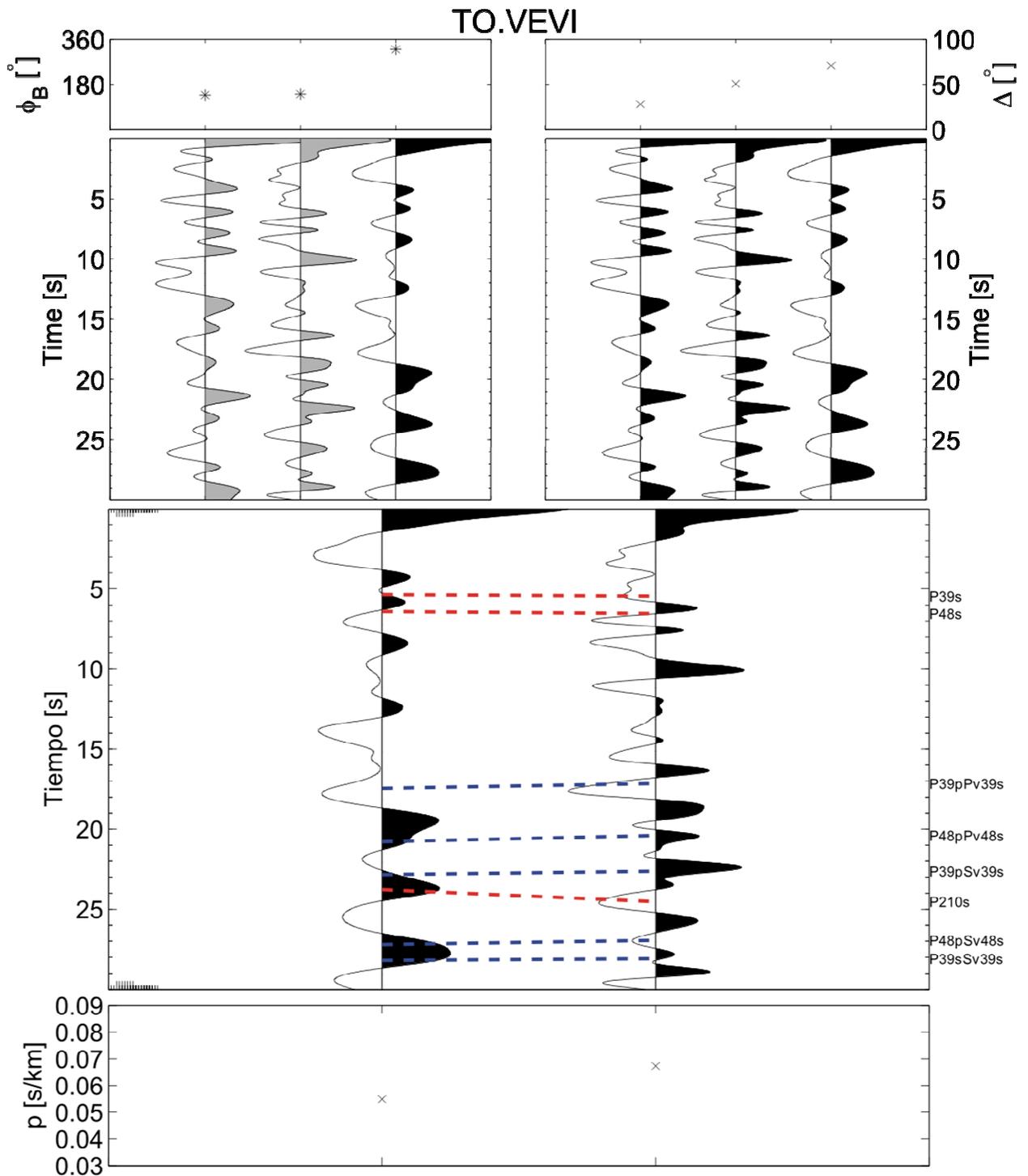
# TO.ZURI



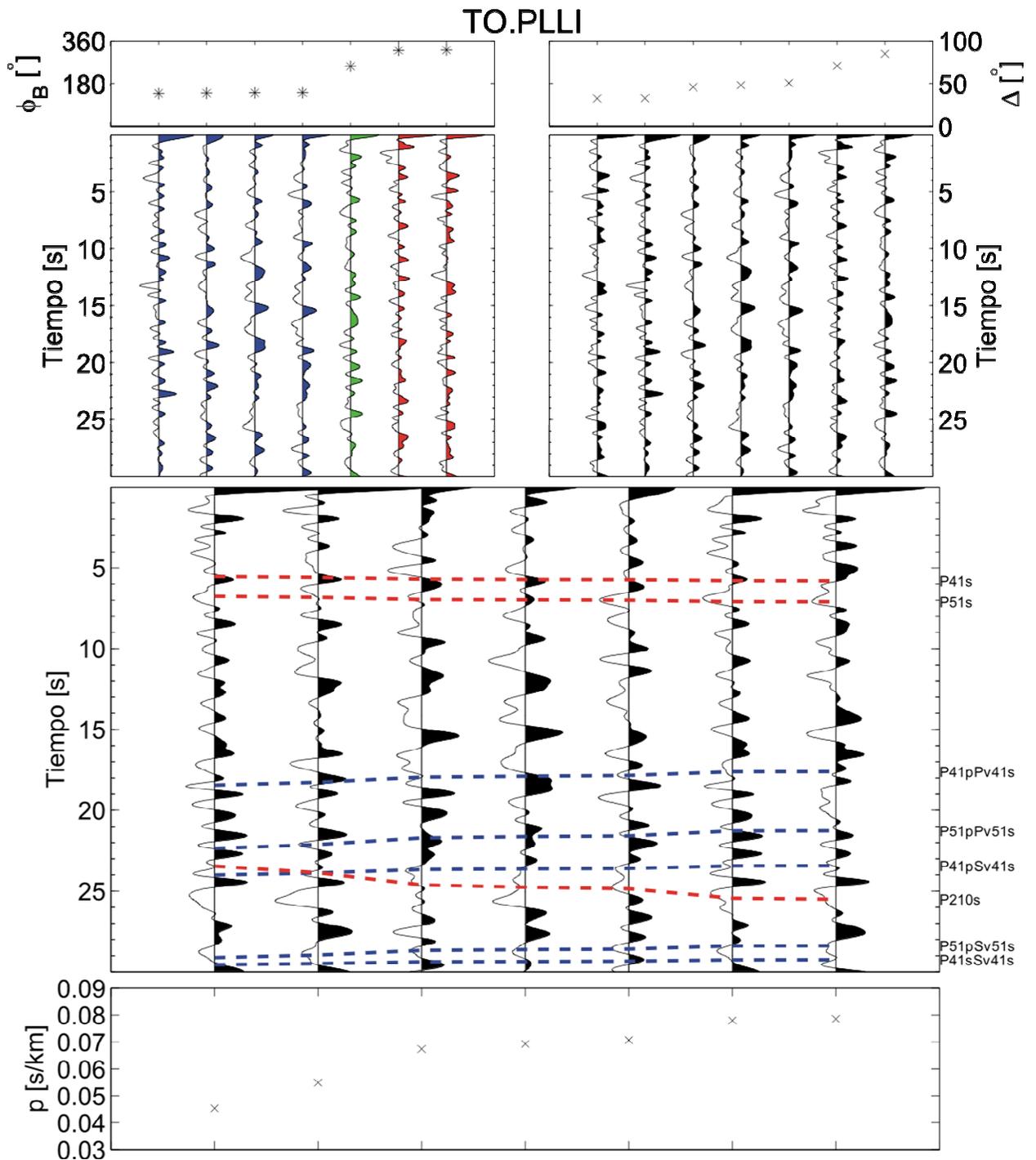
C.12 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho), y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación ZURI. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándose en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.



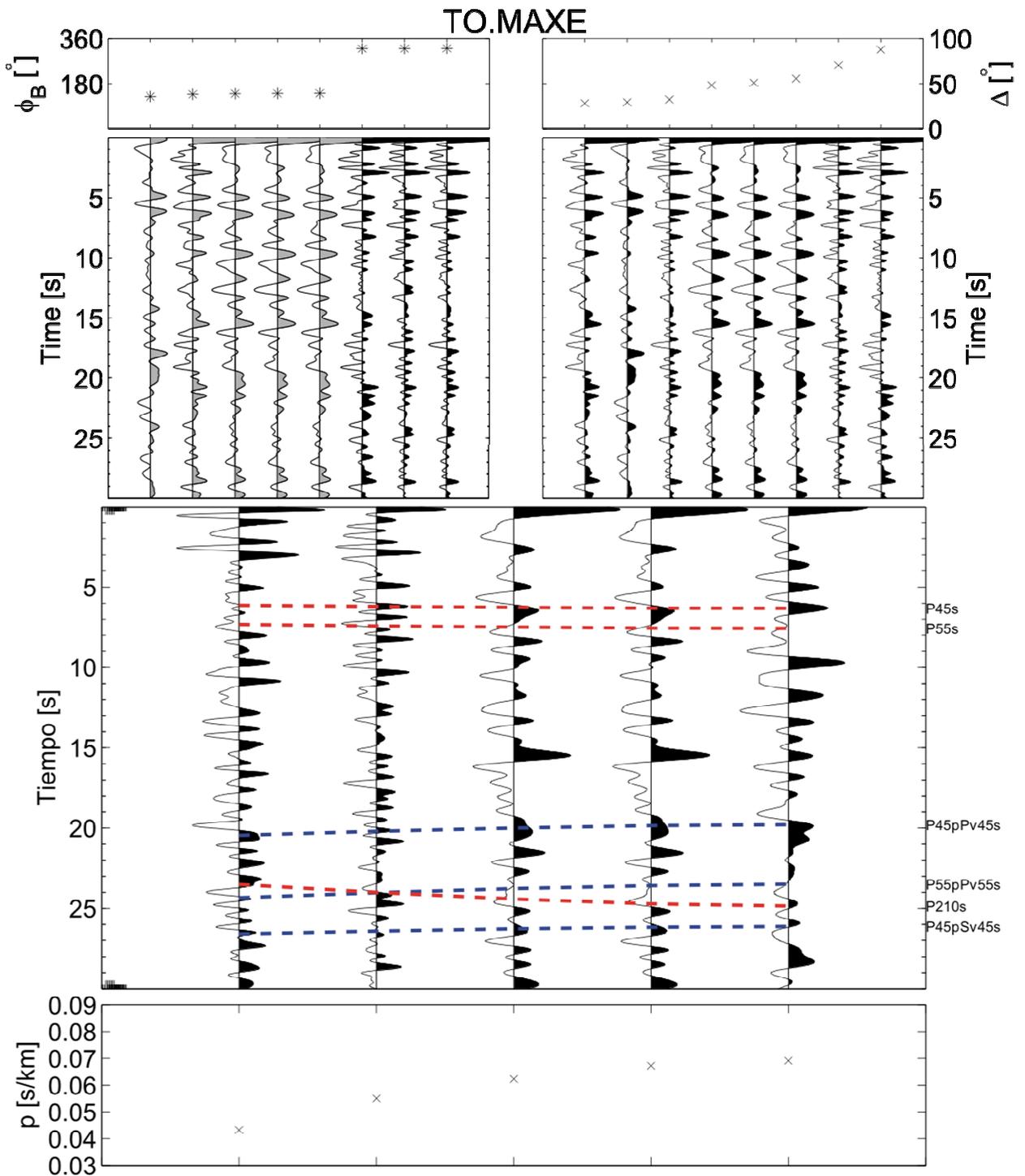
C.13 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación PLAT. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.



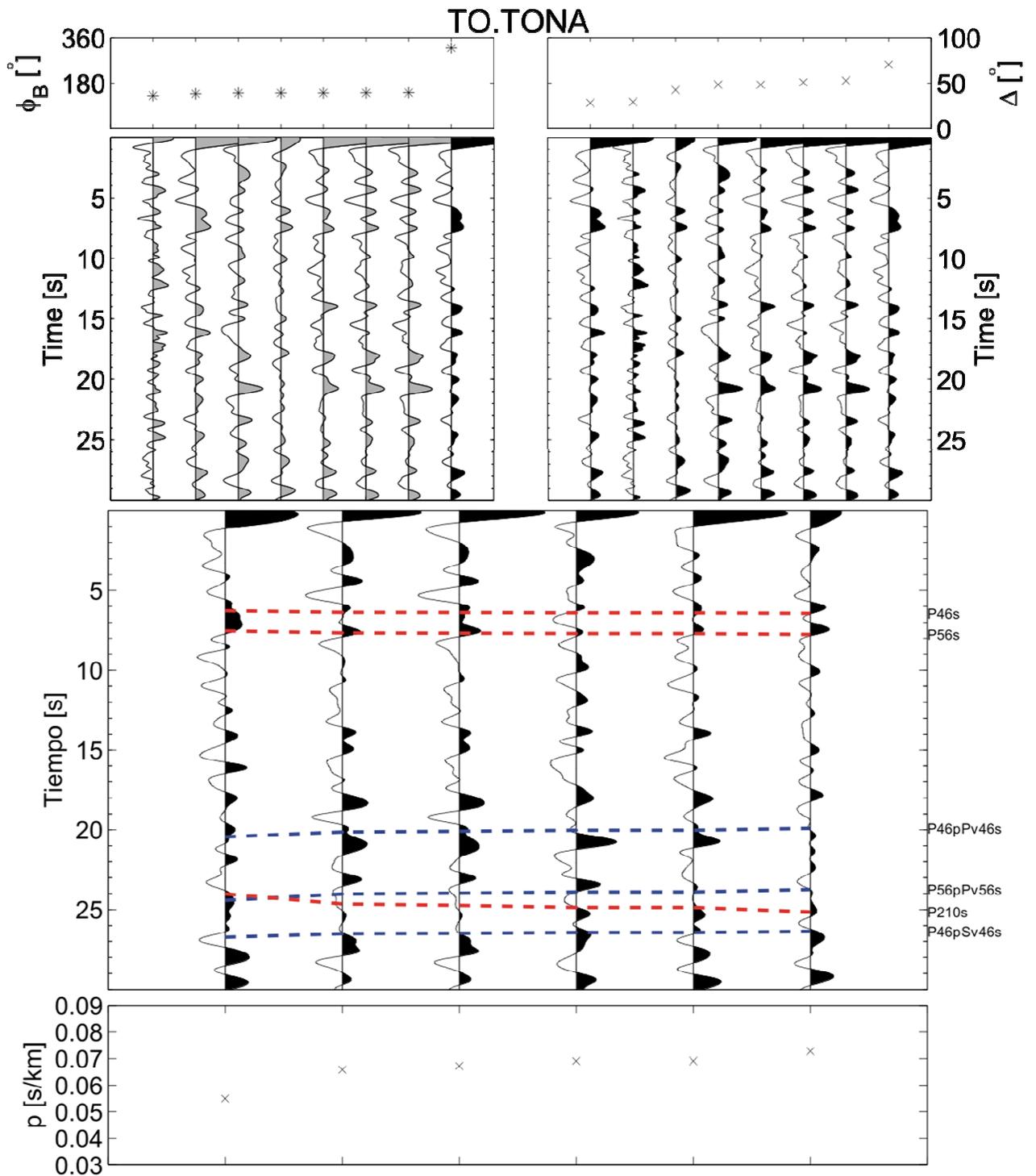
C.14 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación VEVI. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.



C.15 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación PLLI. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

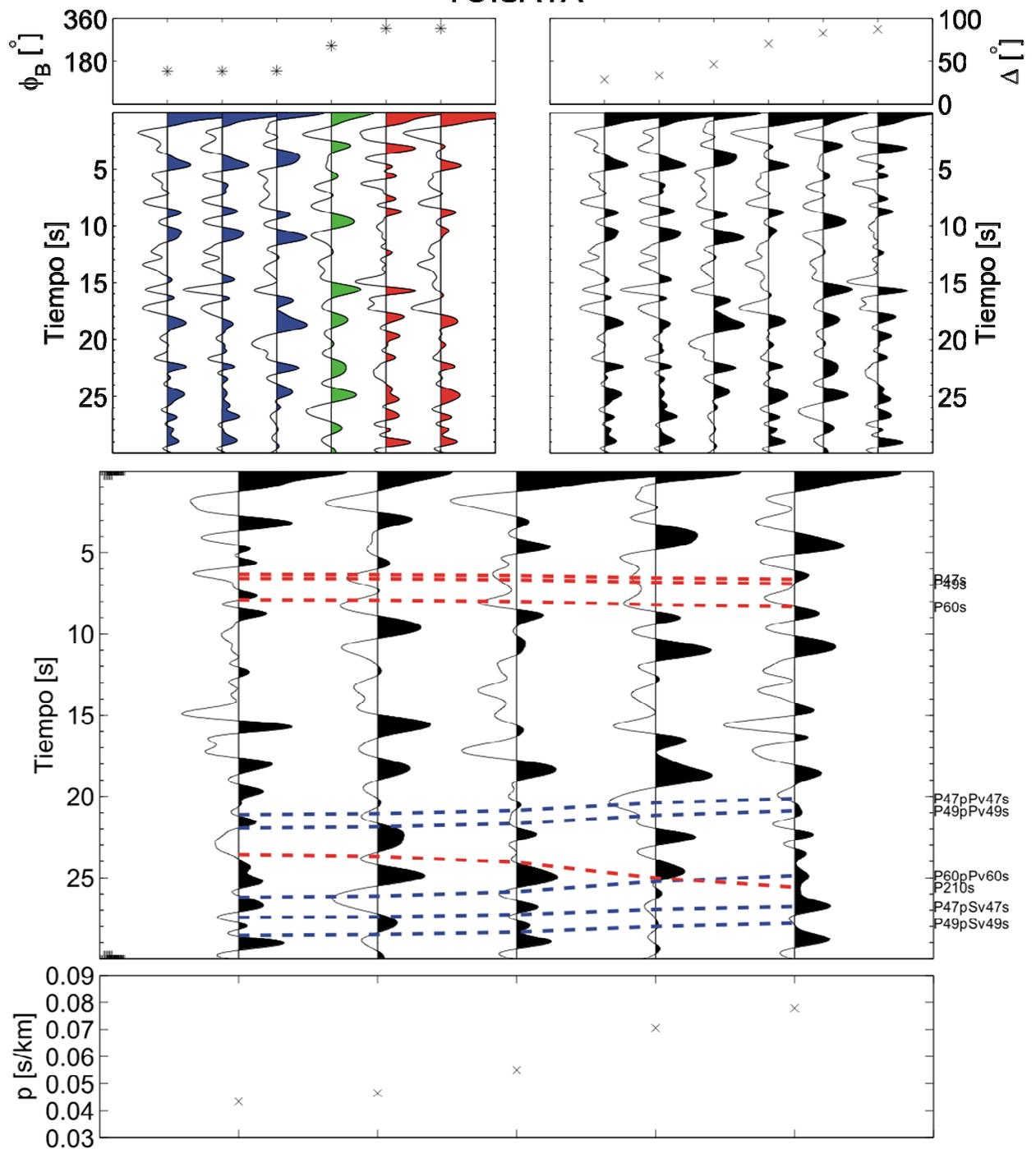


C.16 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación MAXE. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.



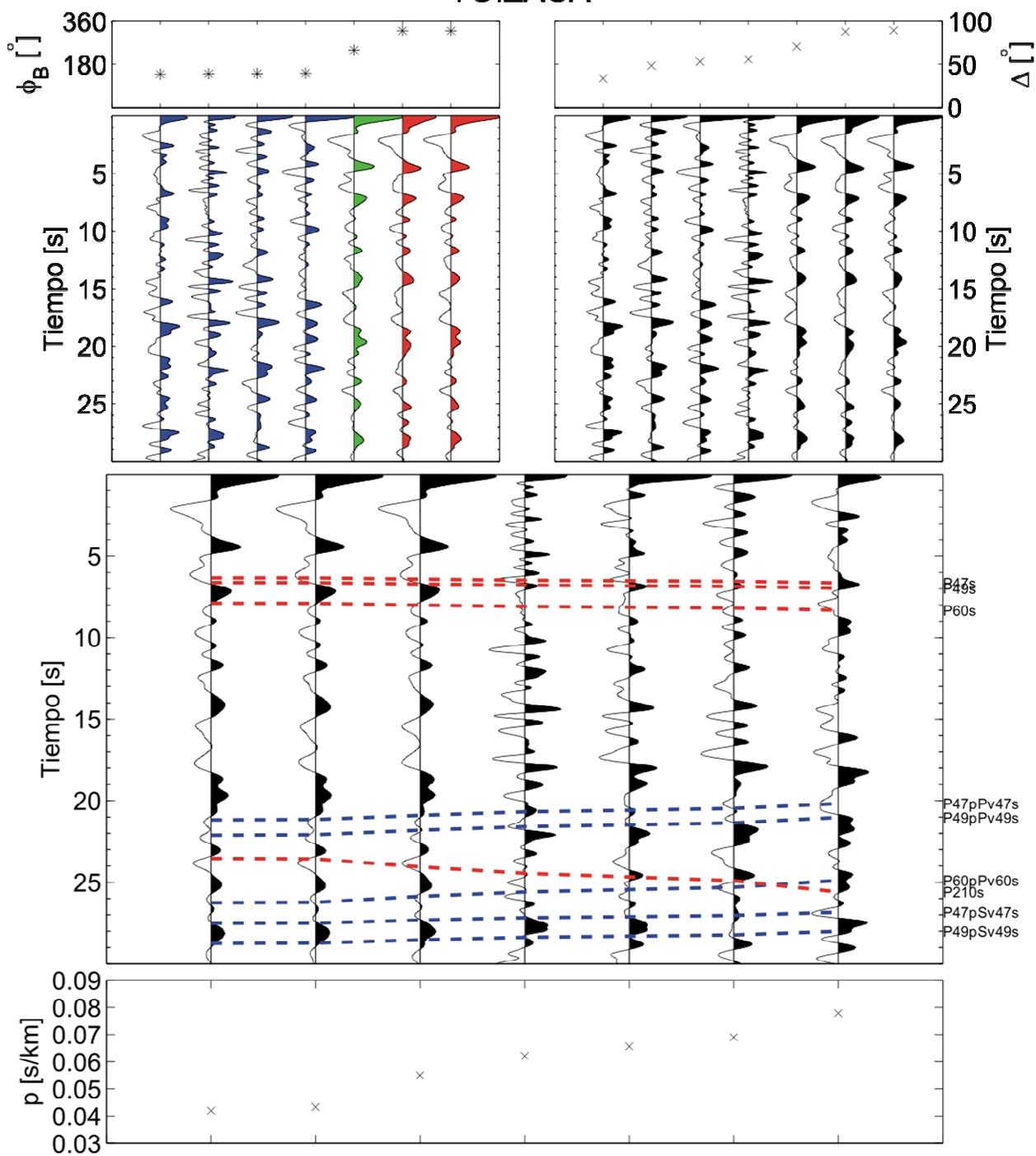
*C.17 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación TONA. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándose en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.*

## TO.SATA

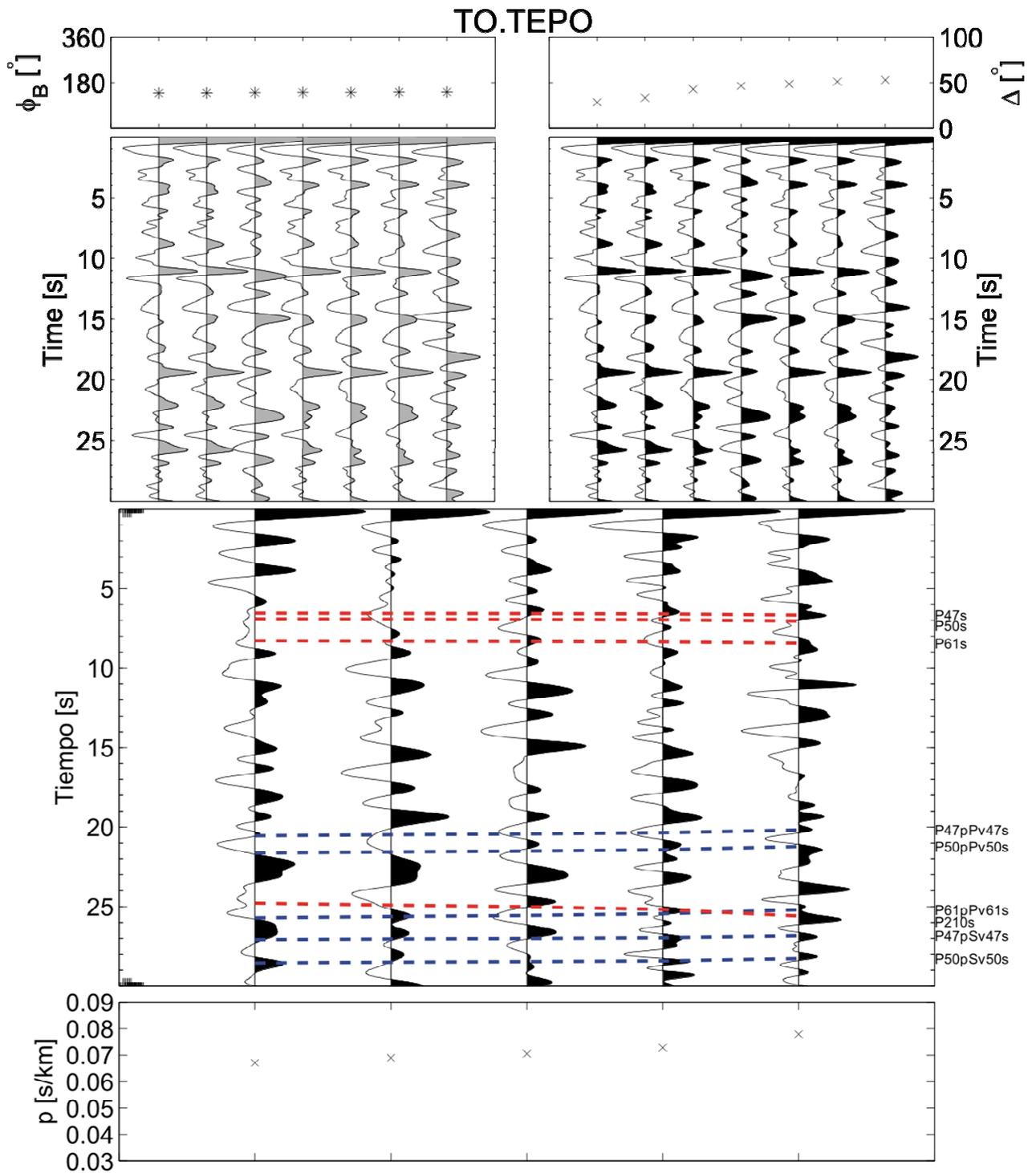


C.18 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación SATA. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

## TO.ZACA

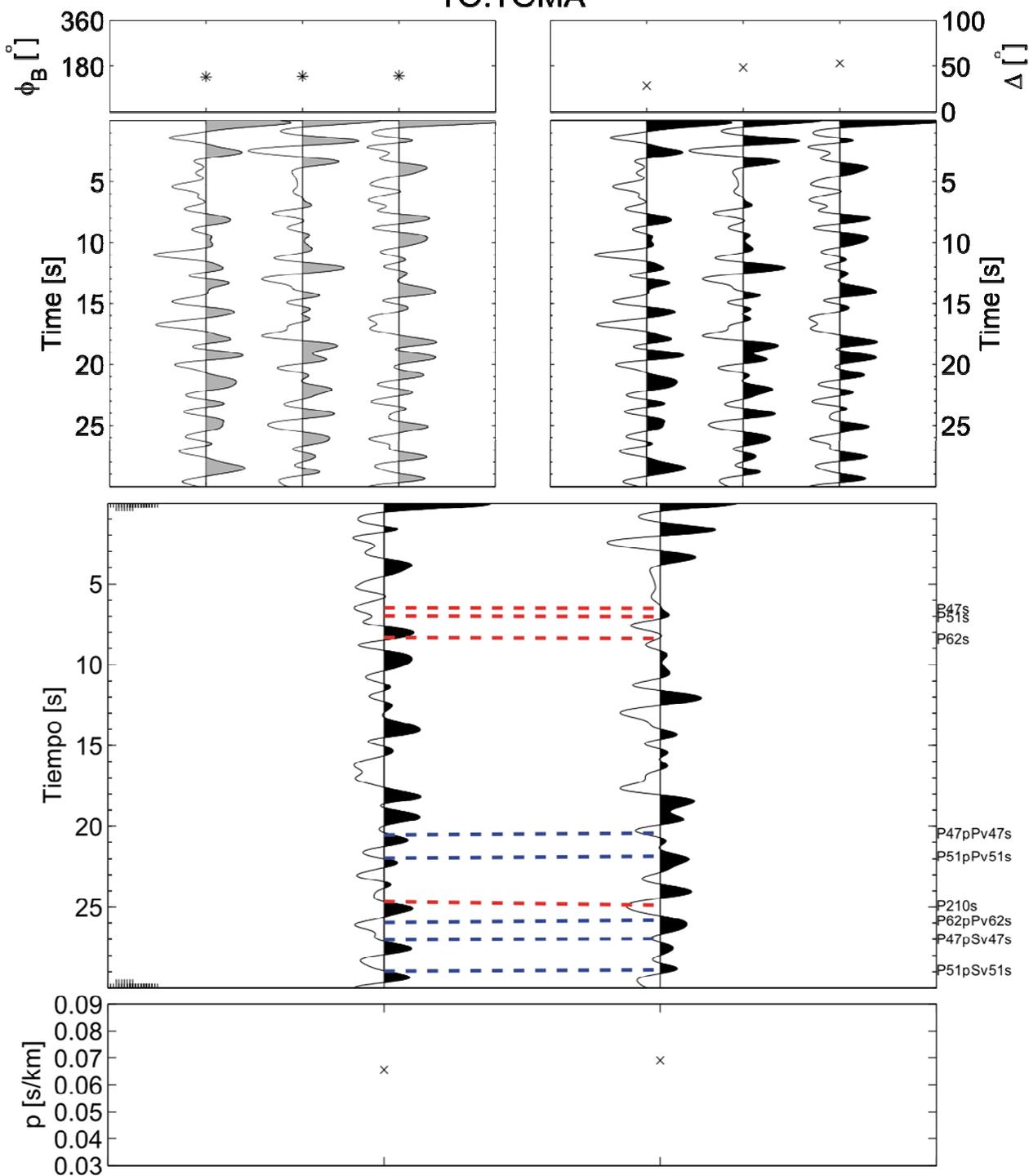


C.19 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación ZACA. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándose en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

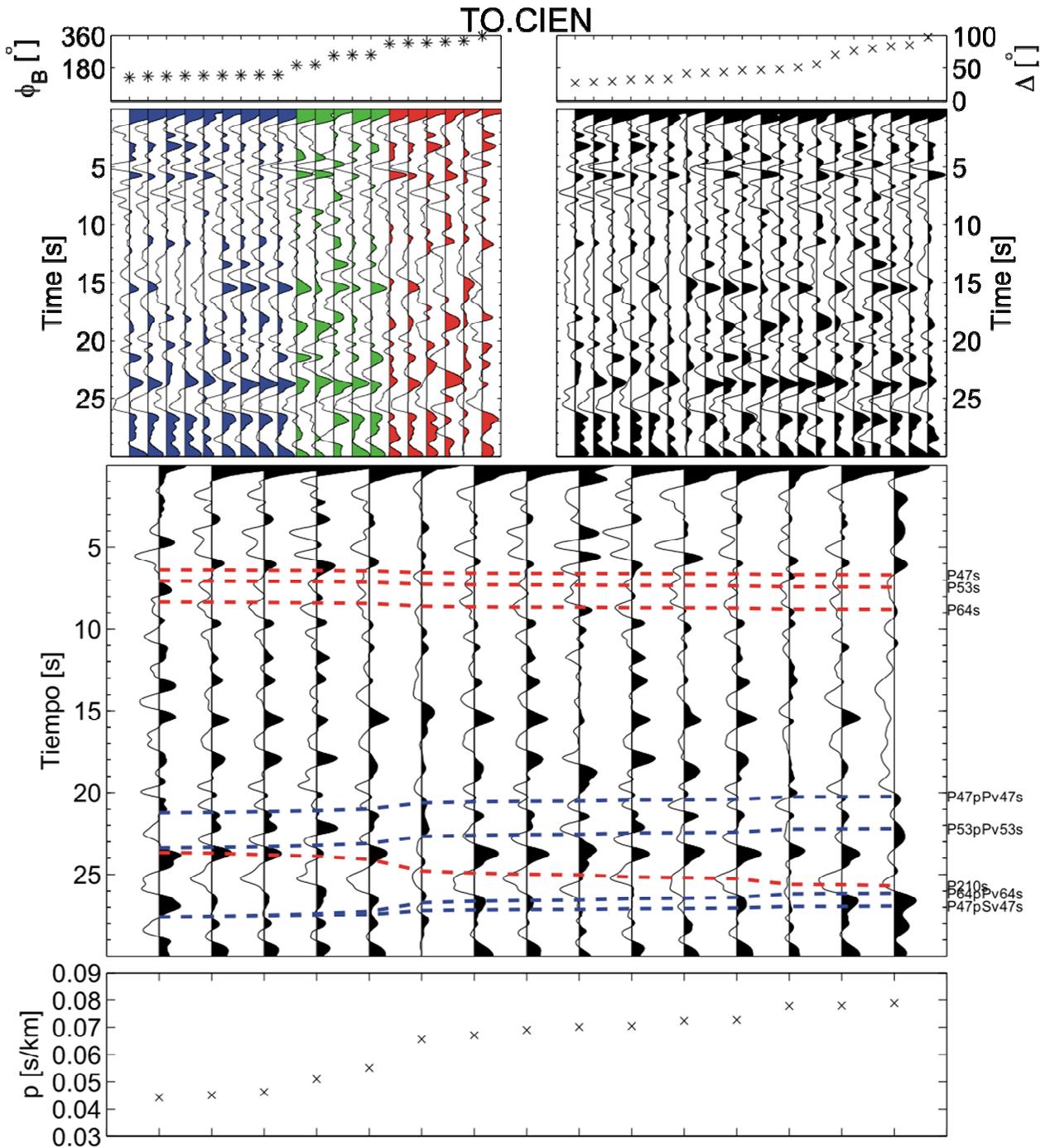


C.20 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación TEPO. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

# TO.TOMA

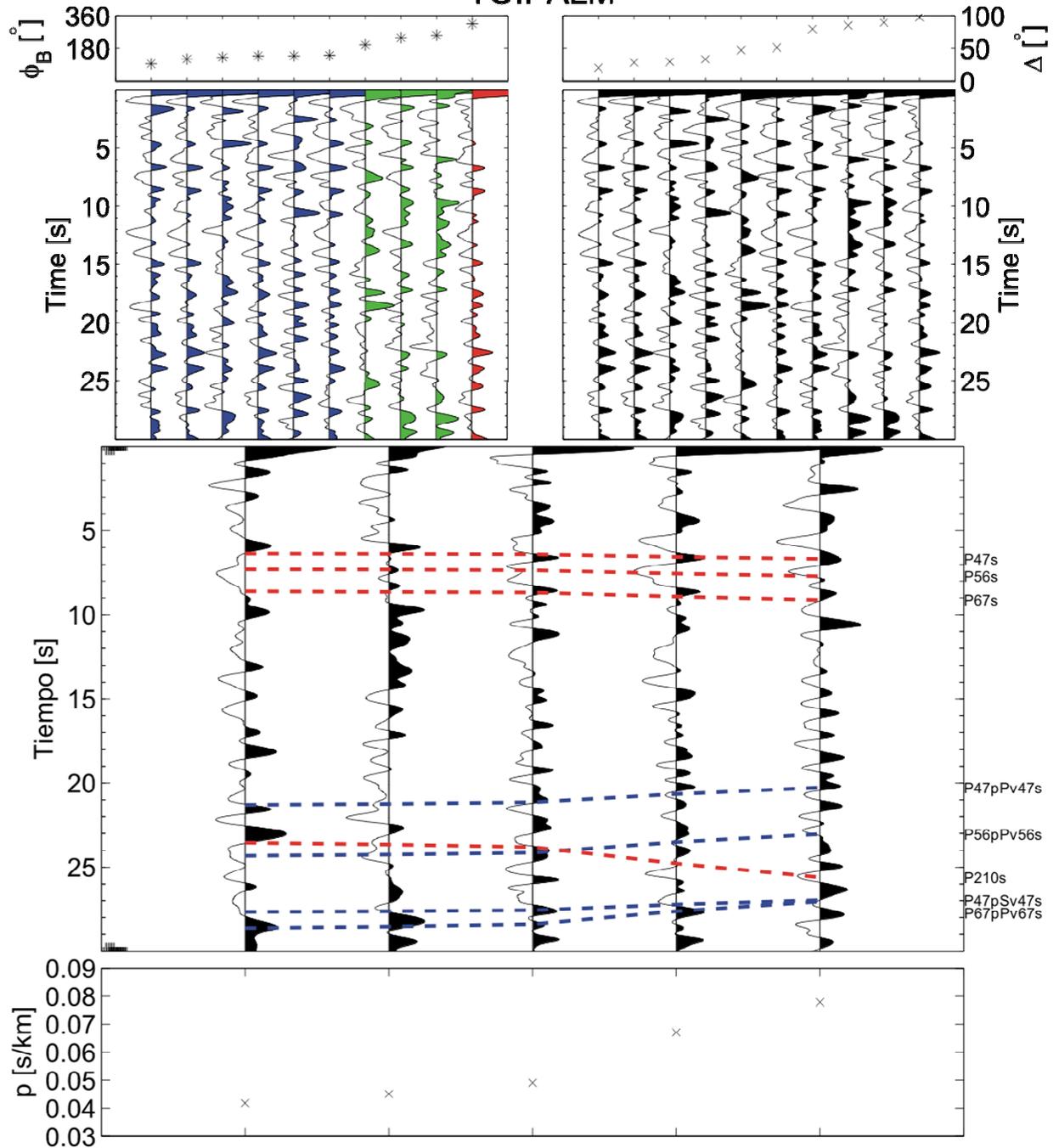


C.21 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación TOMA. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándose en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.



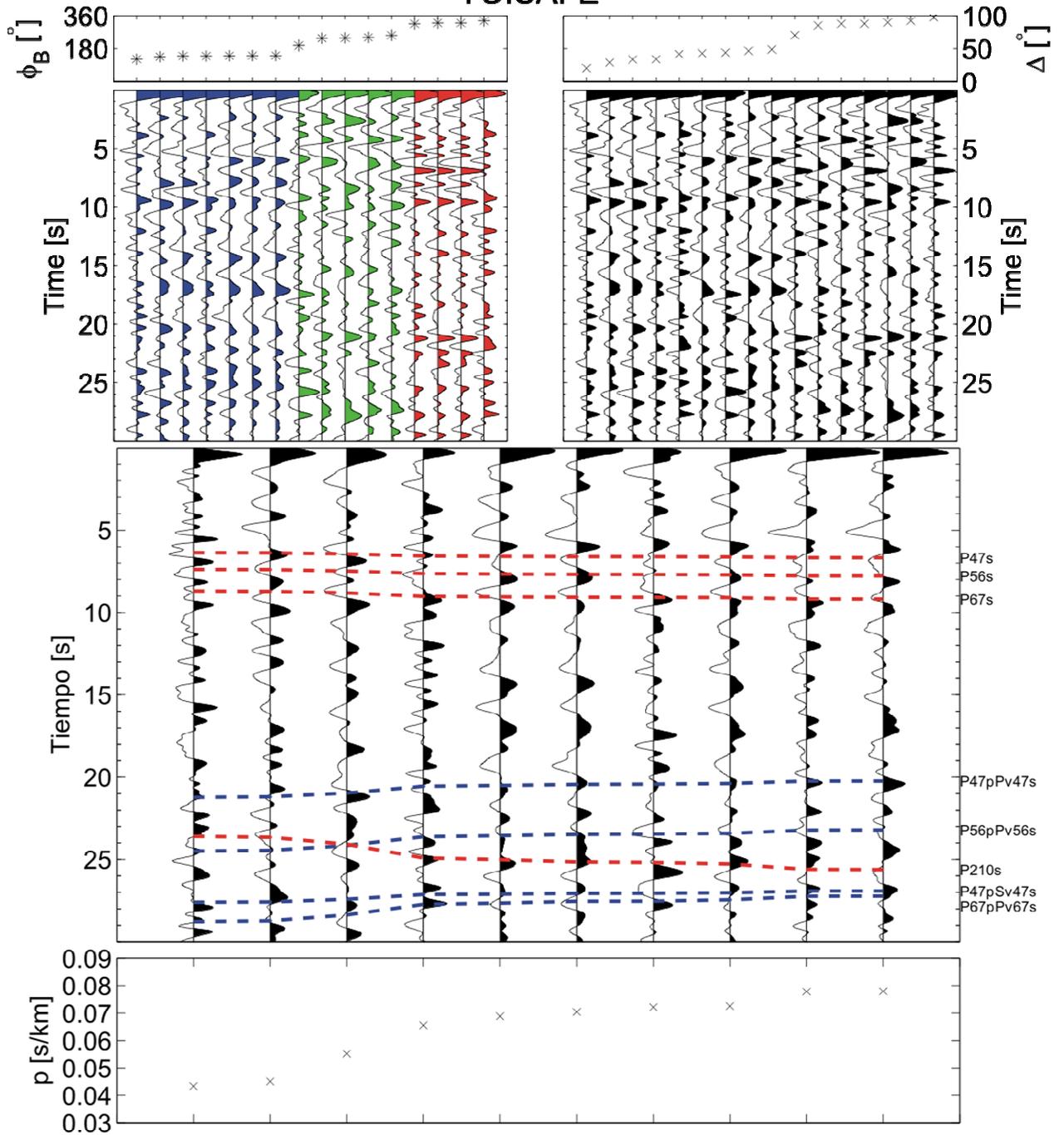
C.22 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación CIEN. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

# TO.PALM



C.23 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación PALM. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

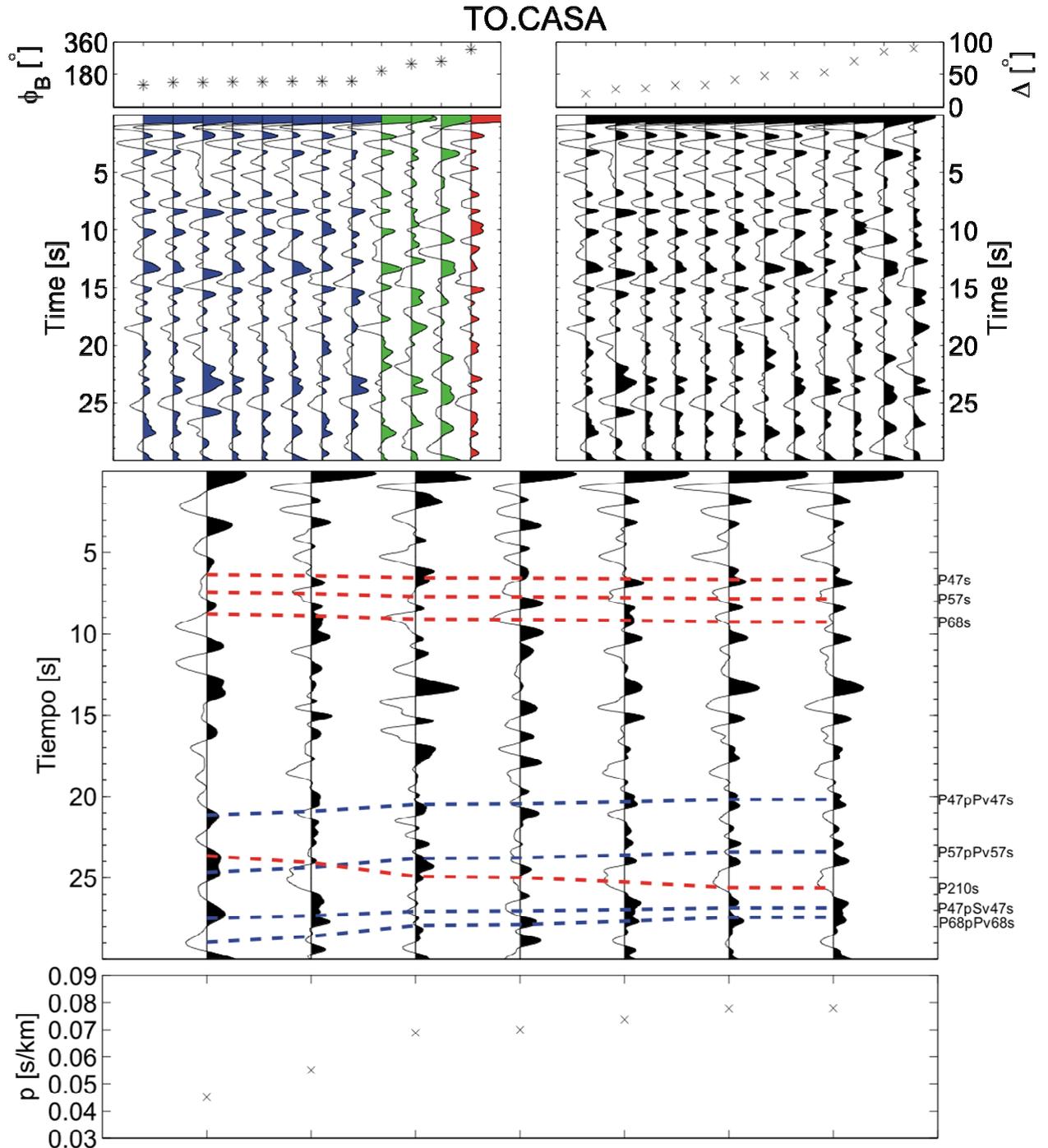
### TO.SAFE



C.24 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación SAFE. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

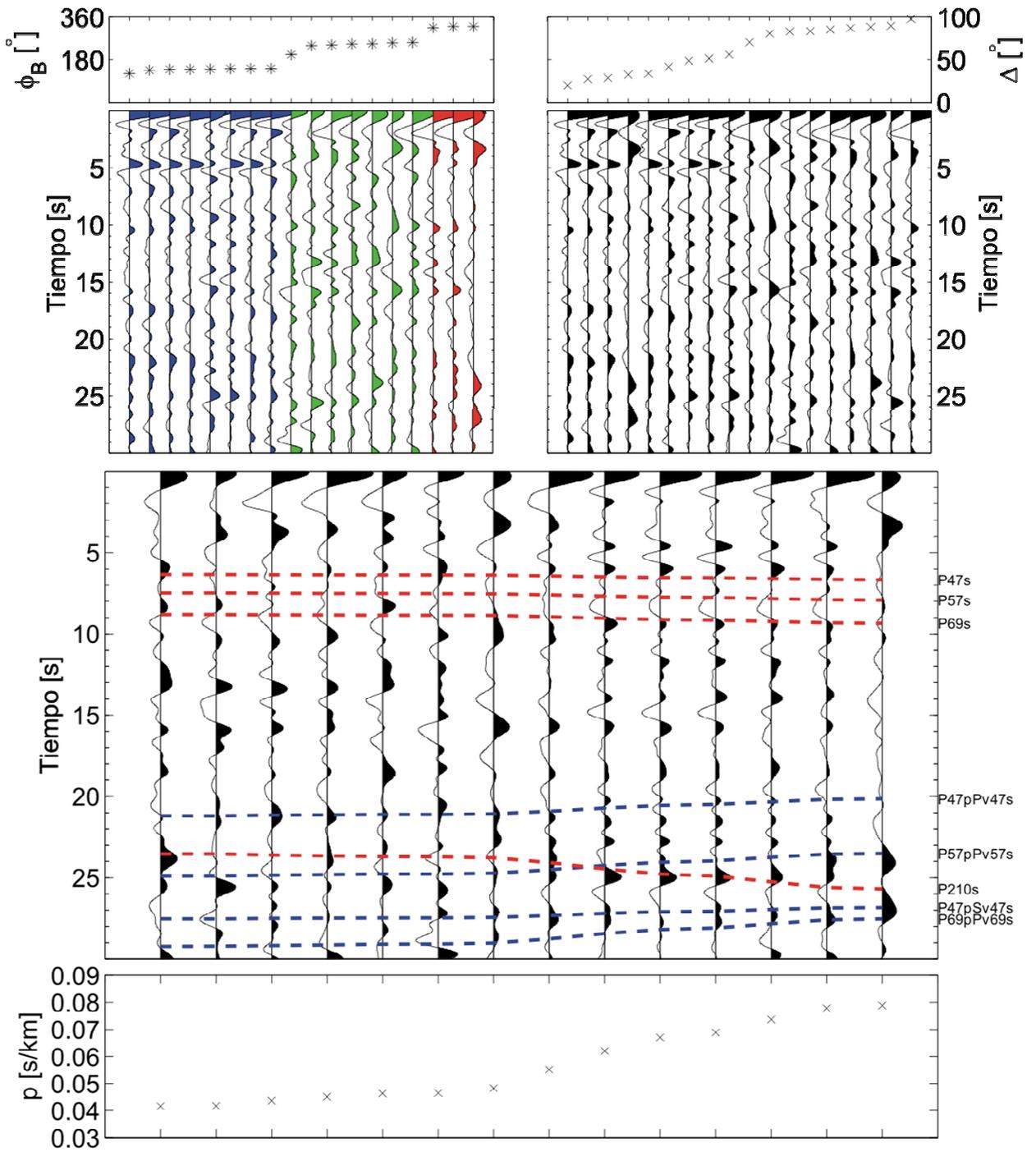
Tercera sección: BUCU-PUIX

Finalmente BUCU y PUIX representan la última pendiente.



C.25 Funciones Receptor ordenadas por azimut inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación CASA. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos Ps teóricos basándonos en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.

# TO.AMAC



C.26 Funciones Receptor ordenadas por azimuth inverso (panel superior izquierdo), distancia (panel superior derecho) y parámetro de rayo (panel inferior) para la estación AMAC. Las líneas punteadas en rojo representan los arribos  $P_s$  teóricos basándose en el modelo de Valdés y Meyer (1996), las líneas punteadas en azul muestran los múltiples teóricos.