



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Estructura de la corteza bajo el Volcán de Colima
(Colima, México) por medio de funciones de receptor

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

Gabriel Reyes Alfaro

JURADO EXAMINADOR

| | |
|----------------------------------|-------------------|
| Dr. Juan Manuel Espíndola Castro | Director de Tesis |
| Dr. Servando de la Cruz Reyna | Presidente |
| Dra. Araceli Zamora Camacho | Vocal |
| Dr. Arturo Iglesias Mendoza | Suplente |
| Dr. Víctor Hugo Espíndola Castro | Suplente |



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Para nani, beti, mamá y papá.

*¿Con qué he de irme?
¿Nada dejaré en pos de mi sobre la tierra?
¿Cómo ha de actuar mi corazón?
¿Acaso en vano venimos a vivir,
a brotar sobre la tierra?
Dejemos al menos flores
Dejemos al menos cantos*

Nezahualcōyotl

Agradecimientos

Primero que nada a mis padres, porque la educación de sus hijos es parte de su gran proyecto de vida. A mi pequeña hermana Denisse, porque siempre me inspira a ser mejor.

Agradezco bastante a mi asesor el Dr. Juan Manuel Espíndola Castro por su atención, guía y apoyo durante toda la maestría.

A los Doctores Servando de la Cruz Reyna, Víctor Hugo Espíndola Castro, Araceli Zamora Camacho y Arturo Iglesias Mendoza por aceptar ser sinodales. Sus comentarios y aportaciones han sido realmente valiosos. A todos los maestros que forman parte del Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM.

Al apoyo de CONACYT durante el período agosto del 2008 a Julio del 2010.

Mi agradecimiento especial a la red sismológica RESCO de la Universidad de Colima que proporcionó los datos para la elaboración de este trabajo. A Gabriel Ángel Reyes Dávila, mi papá, por su gran apoyo en los aspectos computacionales.

A mis amigos. A Valentín Chantaca por su apoyo a mi llegada a la Ciudad de México.

Índice general

| | |
|---|-----------|
| 1. Introducción | 1 |
| 1.1. La zona del volcán de Colima | 3 |
| 1.2. Marco tectónico de la región | 5 |
| 1.3. Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO) | 7 |
| 1.4. Estudios previos en gravimetría | 9 |
| 2. Funciones de Receptor | 11 |
| 2.1. Introducción | 11 |
| 2.2. Fundamentos Teóricos | 13 |
| 2.2.1. Deconvolución por el método del <i>nivel de agua</i> | 18 |
| 2.2.2. Deconvolución iterativa | 20 |
| 2.2.3. El filtro Gausiano | 22 |
| 2.3. Interpretación de las FR | 24 |
| 2.3.1. Algoritmo de apilamiento de <i>Zhu & Kanamori</i> | 24 |
| 2.3.2. Dos capas | 27 |
| 3. Análisis y Resultados | 29 |
| 3.1. Los eventos sísmicos | 29 |
| 3.1.1. Preparación de las señales | 31 |
| 3.1.2. Aplicación del algoritmo | 33 |
| 3.2. Resultados | 34 |
| 3.2.1. Estación JUBA, Juan Barragán | 34 |

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 3.2.2. | Estación MNGR, Montegrande | 38 |
| 3.2.3. | Estación EFRE, El Fresnal | 41 |
| 3.2.4. | Estación SOMA | 44 |
| 3.2.5. | Estación INCA, Inicio de Caldera | 47 |
| 3.2.6. | Estación BBPJ, Pueblo Juárez | 50 |
| 4. | Discusión y Conclusiones | 53 |
| 4.1. | Profundidades del <i>Moho</i> | 53 |
| 4.1.1. | Razón de velocidades en la corteza y Perfiles de FR | 56 |
| 4.2. | Modelo de velocidades de dos capas | 59 |
| 4.3. | Conclusiones | 61 |
| 5. | Apéndices | 64 |
| 5.1. | Apéndice A. Información RESCO | 64 |
| 5.2. | Apéndice B. Información eventos | 65 |
| 5.3. | Resultados | 67 |

Capítulo 1

Introducción

La zona del estado de Colima es de gran interés geológico y geofísico ya que es el asiento de importante actividad sísmica que sacude regularmente a la región, mientras que hacia el norte, en los límites con el estado de Jalisco se encuentra el Complejo Volcánico de Colima (CVC); un conjunto de dos volcanes acompañado de varios conos de ceniza de los cuales el volcán de Fuego de Colima es el más activo de México.

Con la intención de contribuir al estudio de esta zona, el presente trabajo pretende proporcionar información acerca de dos características muy importantes de la corteza: su espesor y la razón de velocidades V_p/V_s en el área. La primera de ellas está relacionada con la discontinuidad de Mohorovičić, que separa la corteza del manto, y que representa un parámetro muy importante para determinar la estructura general de la misma. El método utilizado para este propósito es el de *funciones de receptor*, método muy utilizado en los últimos años que hace uso de las fases convertidas en las principales discontinuidades de un medio.

Utilizando la base de datos de la red sismológica de banda ancha de la Universidad de Colima (RESCO) y seleccionando cuidadosamente eventos telesísmicos para una mejor cobertura azimutal de la región del volcán, se pretende aportar de información adicional para una mejor comprensión de esta importante zona sísmica y geológica del occidente de México.

Para los efectos del presente trabajo, cuyos objetivos han sido señalados, en el primer

capítulo se introduce el marco tectónico y geográfico de la zona, bien sea de manera sucinta ya que la literatura existente acerca del tema es bastante rica y prolija. Se presenta posteriormente la información que caracteriza los instrumentos sismológicos utilizados por RESCO para proceder al capítulo en donde se presenta el método de Funciones de Receptor. Se describe el concepto, cómo se obtienen y qué información proporcionan. Se comentan en este trabajo un par de métodos utilizados para su obtención y la razón de la elección tomada sobre uno en particular.

En el mismo Capítulo 2 se presenta el método de análisis utilizado para obtener información relevante: se utiliza un procedimiento desarrollado por Zhu & Kanamori (2000) para determinar las profundidades de la corteza en la zona del CVC así como la razón de velocidades ya mencionadas. Posteriormente, en el Capítulo 3 se describen las características necesarias en los telesismos utilizados y se presentan los resultados con la estimación del error para discutir su significación en el Capítulo 4. Al final de este último comentamos nuestros resultados y conclusiones.

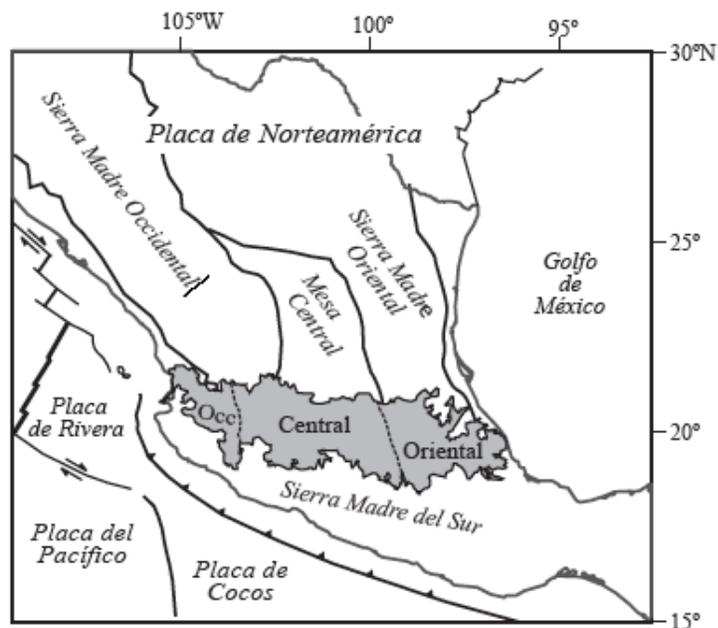


Figura 1.1: México con su cinturón volcánico, la FVTM. Imágen tomada de Gómez Tuena, et.al. 2005.

1.1. La zona del volcán de Colima

La mayoría los volcanes de México están situados en una región muy definida conocida como Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), un arco volcánico neógeno ¹ formado al sur de la placa Norteamericana que atraviesa el centro de México formando una banda que va desde las costas del Pacífico en los estados de Nayarit y Jalisco hasta las de Veracruz, en la cual se levantan alrededor de 8,000 estructuras volcánicas (Demant A., 1978); Figura (1.1).

Las evidencias geofísicas que indican subducción de las placas oceánicas de Cocos y de Rivera por debajo de la placa Norteamericana así como una evolución compleja del proceso, han provocado transformaciones notables en su posición, geometría y sobre todo en su composición química desde los inicios de su formación.

¹Se dice del período de finales del Terciario, que comprende las épocas del Mioceno y Plioceno, hace 23 millones de años.

Como observamos en la Figura (1.2), los principales volcanes activos de México se encuentran en la FVTM y sus características son variadas: se encuentran tanto grandes estratovolcanes, como el Popocatépetl e Iztaccíhuatl, Pico de Orizaba y los dos del complejo de Colima por mencionar algunos; también existen una gran cantidad de conos cineríticos monogenéticos, volcanes tipo escudo, algunas calderas y maares. A excepción de la Figura (1.1) todos los mapas fueron generados por el programa GeoMapApp utilizando el formato básico obtenido del trabajo de Ryan, et.al. (2009).

Aunque la mayoría de los investigadores ligan las características anteriores al proceso de subducción, el tema ha sido fuente de controversia, sobre todo porque la FVTM no es paralela a la trinchera de subducción, hecho que resulta del complejo sistema tectónico que se presenta. (Pardo y Suárez, 1993), (Pardo y Suárez, 1995), (Gómez T., A. et.al, 2005).

El Complejo Volcánico de Colima

El “Volcán de Fuego” de Colima (VFC) (19.5126°, -103.6094°, 3850 msnm) es un estratovolcán andesítico (Schmincke, 2004) ubicado al centro-oeste de México, entre los estados de Jalisco y Colima, a unos 32 km de la ciudad capital de éste último.

Es uno de los volcanes más activos de México (Bretón et.al., 2002), y se presenta como uno de los más peligrosos en la parte central del continente americano. Forma parte también del Complejo Volcánico de Colima, un conjunto de centros volcánicos que dan lugar al complejo más prominente del occidente de México. Alineados de sur a norte del VFC se encuentran otros dos volcanes ahora extintos, a 5 km está el “Nevado de Colima” (19.5616°, -103.6094°, 4320 msnm), otro estratovolcán de mayor altitud; más al norte se encuentra el más antiguo y erosionado “Volcán Cántaro” (19.68°, -103.66°, 2900 msnm).

Hacia el Este y Oeste del complejo se encuentran varios conos cineríticos² muy comunes en las pendientes bajas alrededor de los volcanes Nevado y Cántaro (Luhr y Carmichael, 1980).

²conos de escoria o de ceniza.

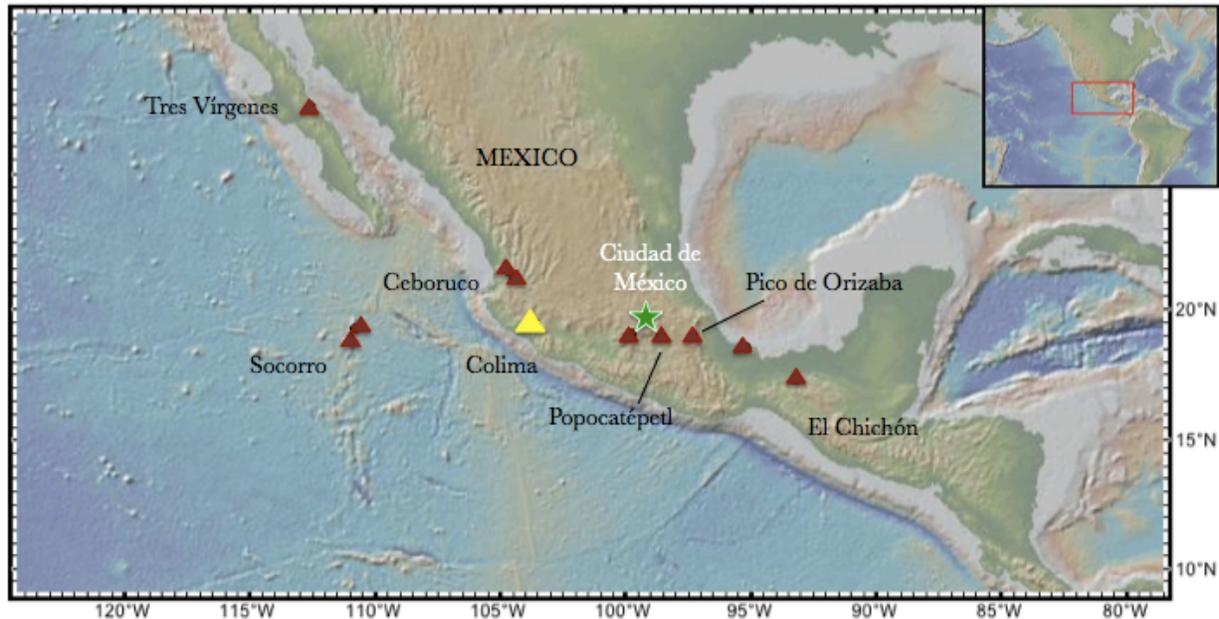


Figura 1.2: Localización de los volcanes más representativos de México. El volcán de Colima se encuentra hacia el occidente del país. Imágen generada por GeoMappApp <http://www.geomappapp.org>

1.2. Marco tectónico de la región

La sismicidad en la parte sur y central de México está relacionada con la subducción de la placa de Cocos y Rivera bajo la Norteamericana. Dicho proceso tectónico se presenta con una complejidad muy particular en la zona de Colima y Jalisco debido a que conlinda con la triple frontera entre las placas (Figura 1.3). Esta zona también es conocida con el nombre de *Bloque de Jalisco*.

La placa de Rivera es la más pequeña de las tres y su existencia fue propuesta por Atwater (1970). Ésta placa limita al Este con la dorsal oceánica del Pacífico a unos 165 km de la trinchera Mesoamericana; al Sur-Este el límite preciso con la placa de Cocos aún no es muy claro (Bandy, 1992; L.Ferrari et. al., 1994; Bandy et. al., 1995). La sismicidad asociada a esta placa es relativamente baja pero ha producido algunos de los grandes terremotos de

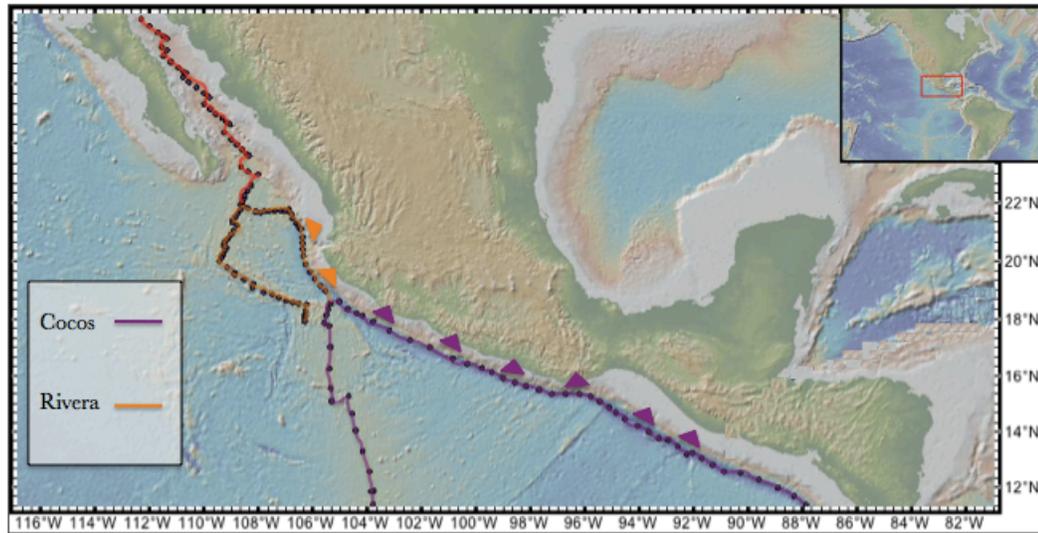


Figura 1.3: Marco tectónico. Imágen generada por GeoMappApp <http://www.geomapp.org>.

la zona. Se han documentado por lo menos seis con $M_s > 7$ a partir de 1837, incluido uno de los más grandes que se han registrado en México, el de Jalisco en 1932 con $M_s = 8.2$, (Eissler y McNally, 1984; Singh et al., 1985; Pardo y Suárez, 1995).

El proceso de subducción que se presenta en lo que resta de la parte sur de México corresponde a la placa de Cocos. Terremotos importantes para el área del bloque de Jalisco también se han presentado, entre ellos el de Colima en 1973 con $M_s = 7.5$, Manzanillo en 1995 con $M_w = 7.9$, y el del 22 de enero del 2003 en Tecomán con $M_w = 7.1$ que causaron daños importantes a viviendas por todo el estado de Colima y un número importante de pérdida en vidas humanas.

La velocidad de convergencia en la zona para ambas placas con la de Norteamérica ha sido calculada en aproximadamente 1 cm/año para la de Rivera, y 4.8 cm/año para la parte NW de la placa de Cocos (Pardo y Suárez, 1995).

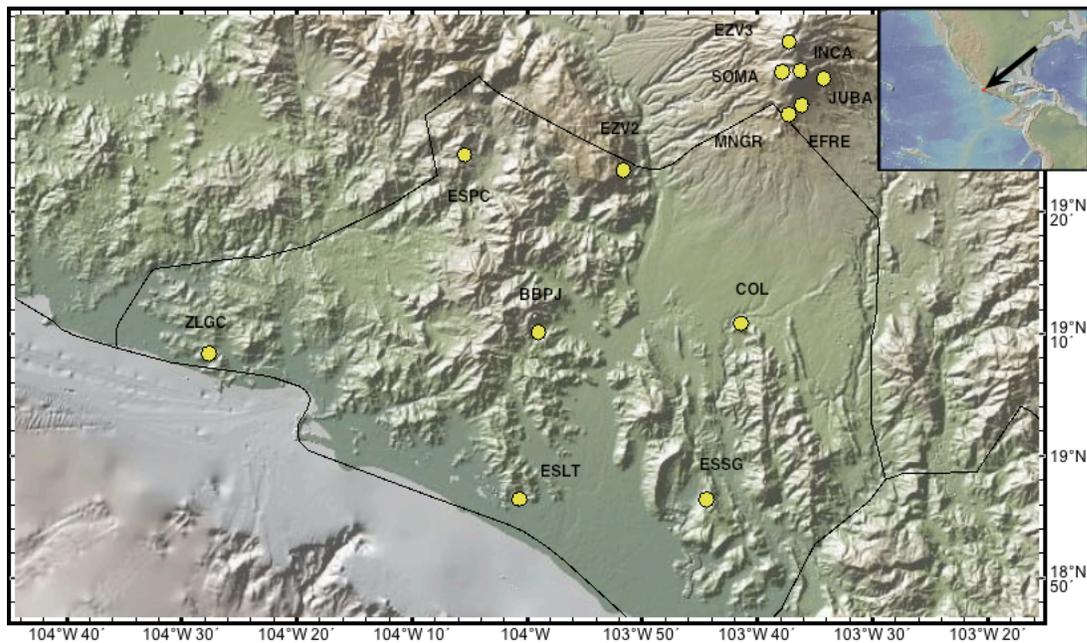


Figura 1.4: Distribución de la red de estaciones sismológicas en Colima. Imágen generada por GeoMap-app <http://www.geomapapp.org>

1.3. Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO)

La Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO) tuvo sus inicios en 1985, cuando el Centro de Investigación en Ciencias Básicas (CICBAS) recientemente creado en aquel entonces por la Universidad de Colima, colaboró exhaustivamente con el Servicio Sismológico Nacional (SSN) en la implementación y mantenimiento de una estación sismológica en las cercanías de la ciudad capital del estado. Dicha colaboración fue parte de un proyecto elaborado por la SSN para ampliar y mejorar la cobertura de su red en el occidente del país.

Con el análisis de las primeras señales se observó que la sismicidad de la región se origina en dos regiones principalmente; en la costa, correspondiente a la zona de subducción

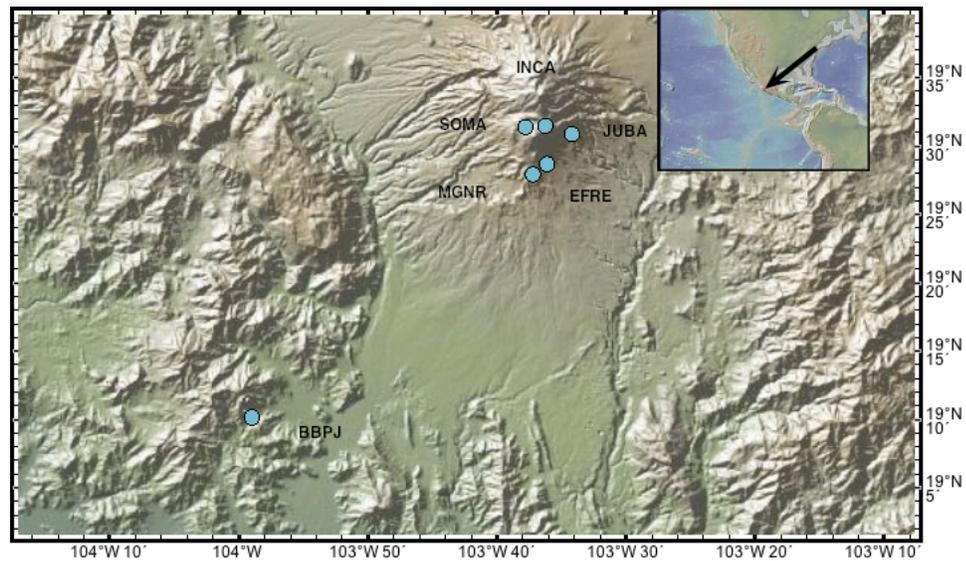


Figura 1.5: Estaciones utilizadas en ésta tesis. Imágen generada por GeoMappApp <http://www.geomapp.org>.

presente, y en las cercanías del volcán de Colima. Lo anterior finalmente corroboró la necesidad de instrumentar una de las regiones más activas sísmicamente en México. Estos esfuerzos poco a poco fueron dando sus frutos y a partir de 1989 se registran y vigilan de manera continua la sismicidad de la región y sobre todo la del volcán de Fuego de Colima (Castellanos y Jiménez, 1995).

Con el paso de los años y el decidido apoyo de la Universidad de Colima y del gobierno del Estado, la red actualmente está conformada por 15 estaciones distribuidas en todo el estado (Figura 1.4, aparecen sólo 13 ubicaciones ya que en un par de estaciones existen dos sensores, uno de banda ancha y otro de periodo corto).

Para el presente estudio solamente se utilizan las 5 estaciones de banda ancha presentes en la zona del volcán (Figura 1.5) y una más que se encuentra fuera de la misma (BBPJ), como referencia de un sitio separado del complejo volcánico que permita establecer comparaciones.

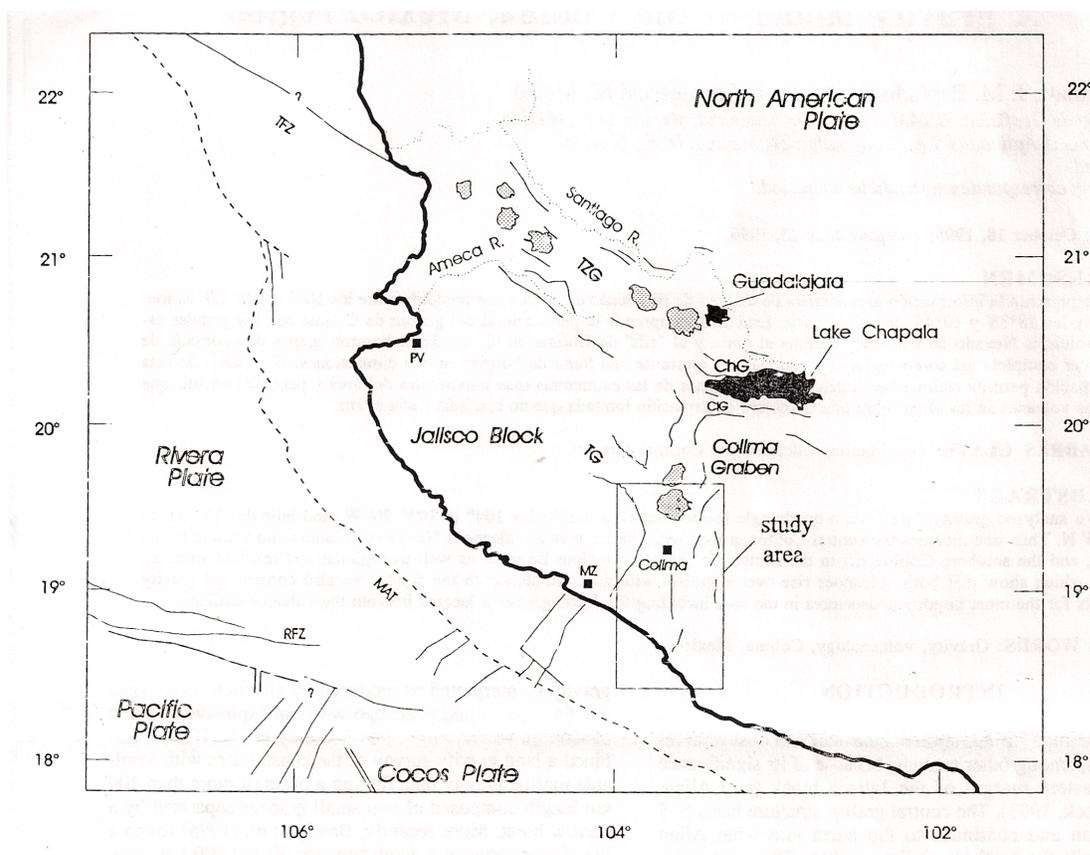


Figura 1.6: Imagen tomada de Medina et.al, (1996). El CVC se encuentra sombreado en la parte norte del recuadro que indica el área de estudio.

1.4. Estudios previos en gravimetría

En un análisis previo se generó un modelo gravimétrico de la región (Medina et.al., 1996) en el rectángulo definido entre 104° a 103.3333° y 18.55° a 19.75° que se observa en la Figura (1.6), donde se incluye al Complejo Volcánico de Colima. La información gravimétrica en el estudio es muy detallada y aquí solamente mostramos los mapas de anomalía de Bouguer completa (Chapin, 1996) y residual (Aiken, 1976) en la Figura (1.7). Queremos hacer notar la complicada estructura que se presenta en la zona, mostrando

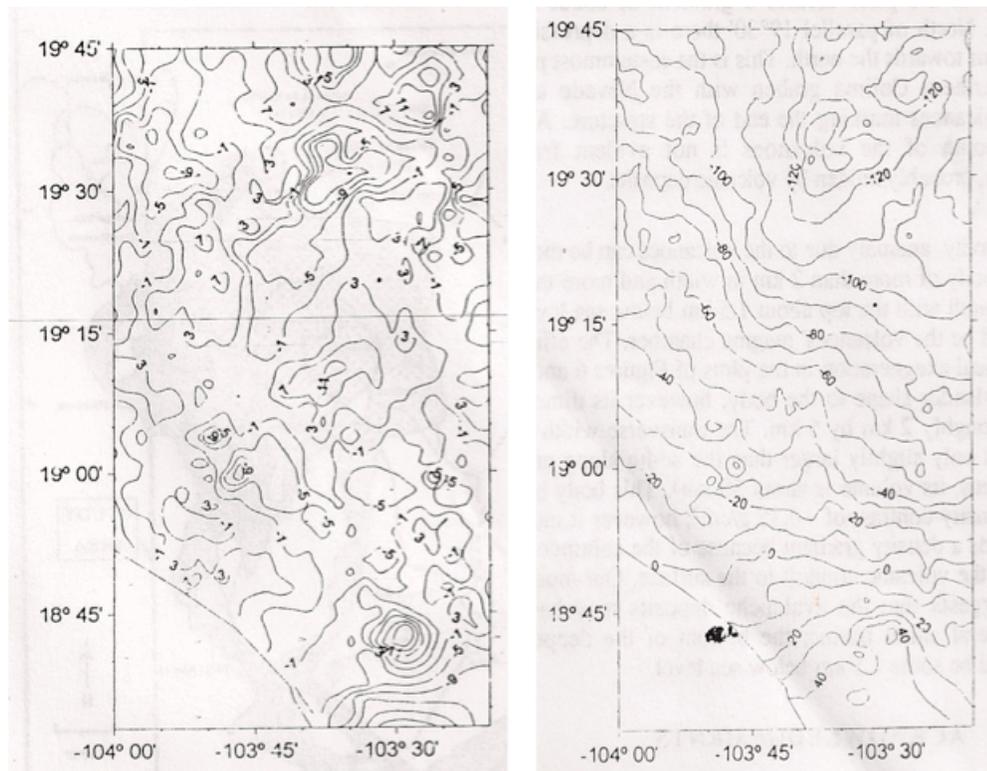


Figura 1.7: Resultados del modelo gravimétrico en Colima. A la izquierda se presenta la anomalía completa de Bouguer. A la derecha la anomalía residual. El VC se encuentra en ($19^{\circ} 30'45''$, $-103^{\circ} 36'33''$). Imágen tomada de Medina et.al, (1996).

importantes diferencias en gravedad en una zona relativamente pequeña, por lo que se hace evidente el procedimiento en los capítulos posteriores de esta tesis.

Capítulo 2

Funciones de Receptor

2.1. Introducción

El método de *funciones de receptor* se desarrolló a partir de las primeras propuestas de Phinney (1964) y Langston (1979) acerca del uso de las fases convertidas en interfases para indagar acerca de la estructura de la corteza y de la capa superior del manto. Como resultado se han desarrollado métodos muy sencillos utilizados sobre todo para la estimación del espesor de la corteza al determinar la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho) en distintas zonas del mundo (Langston 1979; Owens, 1984; Ammon et. al. 1990; Ammon, 1991; Cassidy, 1992; Mangino et. al., 1993; Zhu & Kanamori, 2000). El Moho, que separa la corteza del manto en nuestro planeta, representa una frontera de gran cambio en la composición química y física de los materiales presentes y por lo tanto representa un importante cambio en las velocidades sísmicas.

Existen también trabajos en zonas volcánicas donde se hace presente el uso de la técnica. Agostinetti y Chiarabba (2008) usan las FR como complemento de tomografía sísmica para determinar la estructura cortical debajo del Vesubio en Italia. De igual manera en el volcán Iwate en Japón (Nakamichi et. al. 2001) las FR junto con sismicidad local fueron involucradas para obtener información detallada de la estructura en velocidades de la onda S. En México se ha utilizado la técnica en el volcán Popocatépetl (Cruz Atienza et. al.

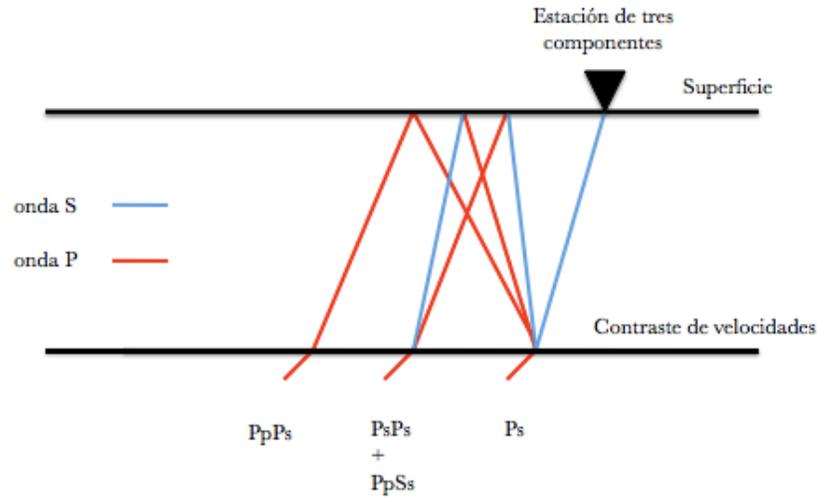


Figura 2.1: Ondas P telosísmicas con sus reverberaciones. Imagen modificada de <http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>

2001) para definir un modelo de velocidades en la zona que ayudó en la determinación de parámetros de fuente de algunas explosiones.

Con todo ello, en este capítulo se describe el significado de las Funciones de Receptor, su utilidad y los métodos más usuales para obtenerlas. Posteriormente se describe el análisis llevado a cabo para extraer la información de interés. En nuestro caso, se utilizó el procedimiento desarrollado por Zhu y Kanamori (2000), que permite obtener tanto una estimación del espesor de la corteza como la razón de velocidades V_p/V_s , i.e., de las ondas P y S para la zona. Con las seis estaciones de banda ancha de tres componentes proporcionadas por RESCO, con cinco cubriendo acimutalmente al volcán y otra más fuera de él, es posible obtener una buena estimación de la estructura debajo de la zona volcánica.

2.2. Fundamentos Teóricos

Cuando un terremoto o sismo es lo suficientemente fuerte puede producir ondas que viajan por todo el planeta y que son detectadas claramente por sismómetros en estaciones sismológicas muy lejanas. A éstas les llamamos ondas telesísmicas. Contienen información de la fuente que propició el sismo, de su trayectoria por el manto y de la estructura de la corteza debajo del receptor. Cuando arriba la onda P telesísmica a los límites de la corteza se presentan los fenómenos de refracción y reflexión debido al cambio abrupto de propiedades físicas del medio, en donde se producen conversiones de ondas P-a-S que reverberan en toda la estructura debajo de la estación (Figura 2.1).

Para remover la información de los sismogramas que no nos concierne, i.e., los efectos de la fuente y la propagación por el manto, se lleva a cabo una deconvolución de la componente vertical respecto a las horizontales (radial y transversal) de nuestros sismogramas y así, la forma de onda que resulta, es la función de receptor (FR). Una vez con ella y usando la diferencia en los tiempos de arribo de la onda S respecto a la P se puede calcular la distancia a la que se encuentra dicha discontinuidad, y si más fases o reverberaciones son incluidas puede obtenerse una estructura más detallada de la corteza.

Mostraremos más adelante que la información a primer orden acerca de la estructura debajo de nuestras estaciones se obtiene de la componente radial de la función de receptor, donde predomina el registro de la energía de las conversiones P-a-S antes mencionadas. En el caso ideal, en donde el Moho es la única discontinuidad importante, la forma de onda se asemeja a la mostrada en la Figura (2.2); la primera conversión P-a-S llamada Ps es normalmente la primera fase de mayor amplitud que le sigue al arribo de la onda P. Los múltiplos o reverberaciones en esta última, llamados PpPs y PpSs+PsPs son muy claras y tienen amplitudes comparables entre sí, (Zhu & Kanamori, 2000). La convención para nombrar dichas fases se toma de Bath y Steffanson (1966); a excepción del primer arribo las letras en minúsculas se refieren al trayecto ascendente del rayo, mientras que las mayúsculas representan el camino descendente de la onda.

La forma de onda de cualquier sismograma es el resultado de la convolución de varias

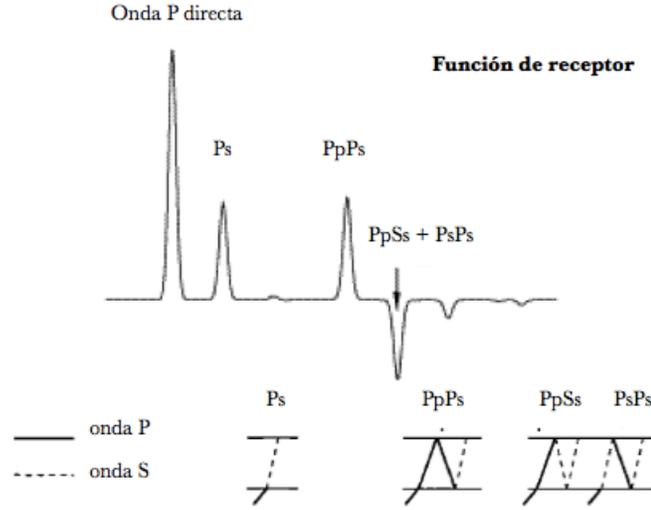


Figura 2.2: En la parte superior se muestra la forma de onda que toma una función de receptor debido a una sola discontinuidad de velocidades que produce las fases mostradas en la parte inferior, conversiones de onda P-a-S. Imagen modificada de <http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>

funciones (Seth, S., Wyession, 2003, p.229). En términos de las componentes radial y vertical, $u_R(t)$ y $u_Z(t)$ respectivamente, las podemos definir de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} u_R(t) &= s(t) * q(t) * i(t) * r(t) , \\ u_Z(t) &= s(t) * q(t) * i(t) * z(t) , \end{aligned} \quad (2.2.1)$$

donde $s(t)$ es la *función temporal de fuente*, una expresión que aproxima matemáticamente la descripción de la fuente que produjo el terremoto, $q(t)$ contiene los efectos de propagación de las ondas a través del manto, $i(t)$ es la respuesta instrumental y $r(t)$ y $z(t)$ corresponden a la respuesta de estructura local bajo el receptor.

Dado que nuestro interés se centra en determinar dicha respuesta de la estructura local, se desea encontrar un método que permita lograr la deconvolución de éstas funciones a partir de (2.2.1). Dado que el sismograma vertical se ve poco afectado por las reverberaciones en la corteza si el ángulo de incidencia es pequeño, Langston (1979) propuso la

siguiente simplificación:

$$u_Z(t) \simeq s(t) * q(t) * i(t), \quad (2.2.2)$$

de donde en el dominio de las frecuencias definimos:

$$\begin{aligned} FR_R(\omega) &= \frac{U_R(\omega)}{U_Z(\omega)} \simeq \frac{S(\omega) Q(\omega) I(\omega) R(\omega)}{S(\omega) Q(\omega) I(\omega)} \\ &\simeq R(\omega), \end{aligned} \quad (2.2.3)$$

donde $FR_R(\omega)$ es la transformada de Fourier de la función de receptor radial $fr_R(t)$ (Langston, 1979). La componente tangencial de la función de receptor se obtiene similarmente, pero en éste estudio solamente utilizaremos la componente radial de las mismas.

Aunque la ecuación (2.2.3) es la definición formal de la función de receptor, en la práctica no puede utilizarse debido a el contenido de ceros y valores muy pequeños en las amplitudes de los sismogramas. Más adelante se comentará cómo rodear estas limitaciones.

Una de las razones importantes del uso de ondas telesísmicas, es que al recorrer grandes distancias el frente de onda, que ilustramos imaginariamente con un rayo perpendicular al mismo, normalmente llega con una inclinación casi vertical, por lo que las características geológicas subyacentes más importantes pueden aproximarse con un modelo de capas horizontales (Stein y Wysession, 2003, p. 157). En éstos medios ideales, isótropos y de capas planas, la energía en la componente transversal de las FR es nula. Sólo encontramos información interesante en ella en otros casos donde por ejemplo se tienen capas inclinadas o medios anisótropos.

Función de Receptor radial

A continuación se describen las características especiales de una FR radial. Siguiendo el desarrollo de Charles J. Ammon (1991) consideremos una descripción de las ondas por medio de rayos, como se ilustra en las Figuras (2.1) y (2.2); las componentes vertical y radial

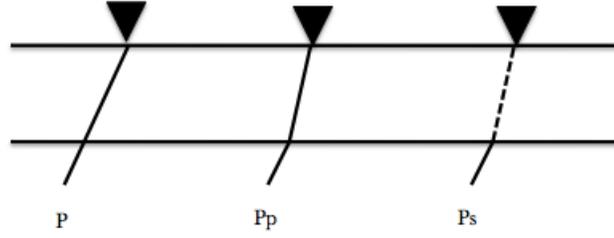


Figura 2.3: Las tres fases representadas en las ecuaciones (2.2.6) y (2.2.7).

dadas por

$$z(t) = \sum_{k=0}^n z_k s(t - t_k),$$

$$r(t) = \sum_{k=0}^n r_k s(t - t_k). \quad (2.2.4)$$

La función $s(t)$ es la función temporal de fuente; t_k es el tiempo de arribo del k -ésimo rayo, donde $k = 0$ corresponde a la onda P directa; la suma es sobre n rayos. La amplitud del k -ésimo arribo se encuentra en z_k y r_k .

Como (2.2.3) es la transformada de Fourier de nuestra $fr(t)$, tenemos que

$$Z(\omega) = z_0 \sum_{k=0}^n \hat{z}_k e^{-i\omega t_k},$$

$$R(\omega) = r_0 \sum_{k=0}^n \hat{r}_k e^{-i\omega t_k}, \quad (2.2.5)$$

donde \hat{z}_k representa la amplitud del k -ésimo arribo normalizado por la amplitud de la onda P directa; lo mismo para $\hat{r}_k = r_k/r_0$.

Ahora tomemos el caso del arribo de tres ondas: la P directa, la Pp, un múltiplo de ella y la Ps, ilustradas en la Figura (2.3). Dada las sumatorias en (2.2.5), tenemos para éste caso

$$Z(\omega) = z_0[1 + \hat{z}_p e^{-i\omega t_p} + \hat{z}_s e^{-i\omega t_s}] \quad (2.2.6)$$

y

$$R(\omega) = r_0[1 + \hat{r}_p e^{-i\omega t_p} + \hat{r}_s e^{-i\omega t_s}], \quad (2.2.7)$$

donde los subíndices p y s se refieren a las ondas P y S secundarias que llegan después de la P directa.

Tomemos las siguientes consideraciones para simplificar los términos: como en las ondas telosísmicas el ángulo de incidencia es muy pequeño, la naturaleza de las ondas P nos dice que van a ser registradas principalmente en la componente vertical, y las ondas S lo harán en las componentes horizontales del sismómetro. Entonces las amplitudes de las conversiones P-a-S serán mínimas en dicha componente por lo que $\hat{z}_s \ll 1$. Por otro lado, cada arribo generado por una onda P tiene la misma *lentitud horizontal*¹ en un modelo de capas horizontales, por lo que $\hat{r}_p = \hat{z}_p$. Con ésta información más las ecuaciones (2.2.3), (2.2.6) y (2.2.7) y tomando solamente términos a primer orden en las amplitudes de nuestras ondas tenemos que:

$$\begin{aligned} FR_R(\omega) &= \frac{R(\omega) \overline{Z}(\omega)}{Z(\omega) \overline{Z}(\omega)} \\ &= \frac{r_0}{z_0} \frac{1 + \hat{r}_s e^{-i\omega t_s} + 2 \hat{z}_p \cos \omega t_p}{1 + 2 \hat{z}_p \cos \omega t_p}. \end{aligned} \quad (2.2.8)$$

La función $\overline{Z}(\omega)$ representa el complejo conjugado de $Z(\omega)$. Usualmente tenemos amplitudes típicas de $\hat{z}_p \simeq 0.1$ ², por lo que el denominador es suficientemente pequeño para hacer una expansión por Series de Taylor para simplificar nuestra expresión, i.e., si $B = 2 \hat{z}_p \cos \omega t_p$,

$$(1 + B)^{-1} = 1 - B + \dots \quad (2.2.9)$$

Haciendo la multiplicación y deshechando términos mayores de primer orden tenemos que

$$FR_R(\omega) = \frac{r_0}{z_0} [1 + \hat{r}_s e^{\omega t_s}], \quad (2.2.10)$$

¹El inverso de la velocidad de la onda en la componente horizontal.

²Falta comprobar esto también, quizá con alguna referencia.

que al aplicar la transformada inversa de Fourier obtenemos en el dominio del tiempo

$$fr_r(t) = \frac{r_0}{z_0} [\delta(t) + \hat{r}_s \delta(t - t_s)]. \quad (2.2.11)$$

Es más fácil visualizar en (2.2.10) que una FR no es más que una versión a escala (r_0/z_0) de la componente radial sin el primer múltiplo de la onda P que consideramos. Lo mismo se aplica para modelos de más capas (Ammon, 1991). Ésto resulta en una señal limpia, causal y con características muy similares a un sismograma.

Así, las ecuaciones anteriores dan una explicación más intuitiva del porqué matemáticamente podemos considerar las funciones de receptor como una suma de deltas de Dirac que representan los impulsos en la respuesta de una estructura cortical.

2.2.1. Deconvolución por el método del *nivel de agua*

Como se ha descrito, cuando se dispone de registros sísmicos de tres componentes (Z, N-S, E-O) pueden utilizarse para remover la información semejante en todos ellos. El proceso de aislar la información de la estructura debajo de un sismómetro se llama “proceso de equalización de fuente” (Langston, 1979).

Este autor, además de modificar la ecuación (2.2.3) al multiplicarla por una función Gaussiana $G(\omega)$ que elimina las altas frecuencias, atacó el problema de la división por números muy pequeños presente en el espacio de las frecuencias³ al utilizar el método del *nivel de agua* desarrollado por Clayton y Wiggins (1976). Éste método consiste en reemplazar los valores pequeños de las amplitudes en el denominador por una fracción del máximo valor de todas las frecuencias que se tienen en el mismo. El parámetro de agua es una constante que representa la fracción que multiplica la máxima amplitud encontrada, o alternativamente es la mínima amplitud permitida en el denominador (Figura 2.4).

La deconvolución queda entonces descrita por

$$FR_R(\omega) = \frac{R(\omega) \bar{Z}(\omega)}{\Phi(\omega)} G(\omega), \quad (2.2.12)$$

³Presente en la definición de la FR. El problema de la división por números muy pequeños se encuentra en todos lados.

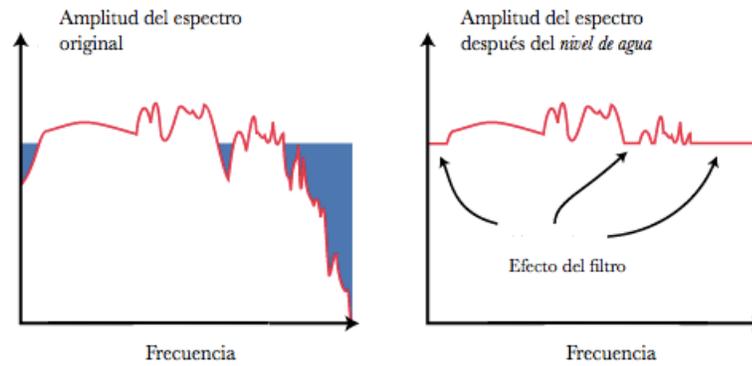


Figura 2.4: El efecto del método de nivel de agua para evitar valores muy pequeños en la división. Imágen modificada de <http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/RfnDocs/seq01.html>

donde

$$G(\omega) = \xi e^{-\frac{\omega^2}{4\alpha^2}} \quad (2.2.13)$$

es el filtro Gaussiano, y el nivel de agua implementado en

$$\Phi(\omega) = \max \left\{ Z(\omega) \bar{Z}(\omega), c \cdot \max \left\{ Z(\omega) \bar{Z}(\omega) \right\} \right\}. \quad (2.2.14)$$

El parámetro de nivel de agua c aparece en el denominador. La función $\bar{Z}(\omega)$ se refiere al complejo conjugado de la componente vertical y α es el ancho del filtro Gaussiano en $G(\omega)$, que contiene la constante ξ para normalizar el filtro a una amplitud unitaria en el dominio del tiempo. Podemos observar en la Figura (2.4) que el nivel de agua puede funcionar como un filtro pasa-bajas, pasa-altas o un filtro de *Notch*⁴. La consecuencia de acotar la amplitud del espectro con el parámetro c es una atenuación de frecuencias que se traduce en un cambio de amplitud de la función de receptor (Ammon, 1991). El costo de obtener una deconvolución estable resulta entonces no tan alto, ya que en realidad aunque se pierde algo de información, se ataca el problema con la normalización de la FR basada en la amplitud de la onda P.

⁴Filtro que deja pasar todas las frecuencias excepto de una banda de ellas bien definida.

Los valores comúnmente usados para c en estos estudios van del orden de 0.0001, 0.001, 0.01 y 0.1. Entre más pequeño el valor elegido mejor, se conserva la información en la FR resultante; sin embargo encontrar la mejor opción es función de la calidad de los datos (relación Señal-a-Ruido) y se determina en un proceso de prueba y error, hasta encontrar el más pequeño que produzca niveles aceptables de ruido y una deconvolución más estable en las FR.

2.2.2. Deconvolución iterativa

Existen varios métodos para la estimación de las FR (Langston, 1979; Owens, 1984; Ammon *et. al.*, 1990; Ammon, 1991; Cassidy, 1992; Mangino *et. al.*, 1993).

Dada su simplicidad, el más común es el que utiliza el método del nivel de agua que acabamos de mencionar y que estabiliza la deconvolución en el dominio de las frecuencias al eliminar las amplitudes más pequeñas en el denominador. También se ha atacado el problema en el dominio del tiempo desde distintas direcciones (Gurrola *et. al.*, 1995; Sheehan *et. al.*, 1995). Aquí se comenta el desarrollado por Ligorria y Ammon (1999), ya que fue la herramienta utilizada en el presente estudio.

En este caso la deconvolución de la componente radial respecto a la vertical se lleva a cabo en el dominio del tiempo, usando un proceso iterativo basado en la minimización por mínimos cuadrados de la diferencia entre la componente horizontal $r(t)$ observada y la predicción de una señal generada por la convolución de un tren de pulsos Gaussianos con la componente vertical $z(t)$ de nuestros datos (Ligorria y Ammon, 1991).

A grandes rasgos, el procedimiento es el siguiente: primero, se genera un pulso Gaussiano como la estimación inicial de nuestra función de receptor, similar al mostrado en la Figura (2.5). Este toma la forma, amplitud y tiempo de arribo de la onda P directa, lo cual se logra cuando en el primer paso del proceso se efectúa una *correlación cruzada* entre las componentes radial y vertical de nuestros sismogramas.⁵ Es importante recordar que si una FR es la *deconvolución* de la componente radial respecto a la vertical, entonces la *convolución* de la FR con la componente vertical nos debe generar de regreso la componente

⁵La amplitud se estima por una ecuación que aparece en el artículo de Kikuchi y Kanamori (1982).

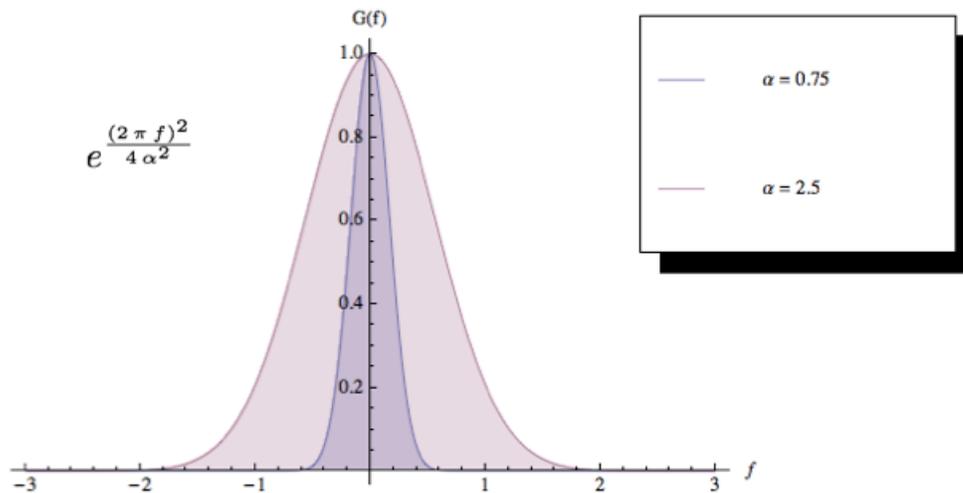


Figura 2.5: Forma de onda de una función Gaussiana. En la constante α se controla el ancho del filtro, parámetro importante con los respectivos valores utilizados en éste procedimiento.

radial; ésto es precisamente lo que se hace en el siguiente paso: se convoluciona⁶ la primera estimación, el pulso Gaussiano, con la función $z(t)$. Lo que obtenemos entonces es también un primer intento de la función $r(t)$ observada (original). Si restamos lo obtenido de dicha función radial podemos describir el *desajuste* entre ambas funciones por medio de un porcentaje numérico, i.e., qué tan diferentes son.

Así, el proceso se repite: en cada paso de nuestro proceso iterativo se introducen más pulsos Gaussianos a nuestra primera estimación y se encuentran amplitudes y tiempos de arribo correspondientes a las demás ondas que reverberan bajo la superficie. En cada iteración la FR estimada genera una función radial semejante, que se parece cada vez más a la $r(t)$ original, por lo que el proceso continúa hasta que el desajuste es mínimo.

Para cada evento telosísmico se obtuvo su función de receptor correspondiente usando el programa *iterdeconfid*, versión 1.04 (Ligorria y Ammon, 1999), basado en el algoritmo de

⁶Esta convolución si se hace en el dominio de la frecuencia, ya que es numéricamente más simple una multiplicación que una integral.

deconvolución iterativa de Kikuchi y Kanamori (1982). El procedimiento que utiliza es el comentado previamente, que requiere únicamente el valor del ancho del pico Gausiano, que funciona como un filtro pasa-bajas que controla el contenido de frecuencias en la FR resultante.

Todos los métodos de deconvolución son muy sensibles a la relación señal-a-ruido en los sismogramas. La mayoría de ellos funcionan bien cuando se tiene buena calidad en las señales y no hay grandes ventajas de uno sobre otro (Ligorria y Ammon, 1999). Pero en situaciones en la que la ventana de tiempo del estudio no es amplia, no es sencillo contar con suficiente cantidad de eventos con registros óptimos. En estas circunstancias la elección de cierto método puede ser significativo. Dado que el desajuste final en la deconvolución, comentado anteriormente, fue el parámetro más importante que caracterizó las señales más complicadas y sirvió para descartar las FR que no aportaban información relevante al estudio. En la Figura (2.6) se observa el efecto del valor del ancho del filtro en las funciones de receptor resultantes. En el dominio de la frecuencia, entre más grande es el valor de α , más grande es el ancho del filtro (Figura 2.5), por lo tanto pueden observarse detalles más finos de la estructura cortical.

2.2.3. El filtro Gausiano

El filtro utilizado en el programa *iterdecondf* para remover las altas frecuencias tiene la forma

$$G(\omega) = e^{\frac{-\omega^2}{4\alpha^2}}, \quad (2.2.15)$$

en donde el contenido de las mismas es controlado por el parámetro α . La frecuencia se toma como $\omega = 2\pi f$. El *ancho* de la función Gausiana relevante en nuestro caso es el ancho completo a la mitad del máximo de la función. Como $G(0) = 1$, resolvemos

$$\exp\left(\frac{-\omega^2}{4\alpha^2}\right) = 0.5, \quad (2.2.16)$$

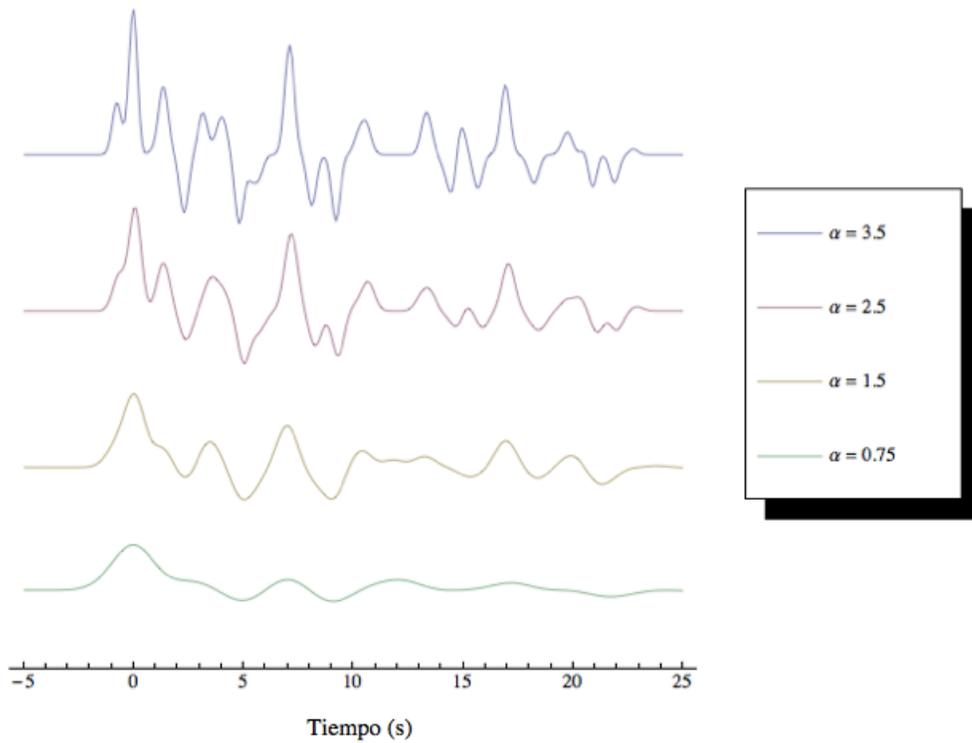


Figura 2.6: FR resultante para distintos valores de α . Obtenidas de los registros de la estación MNGR.

de donde usando el valor correspondiente de α para cada caso obtenemos

$$A_{075\omega} = 0.397 \text{ Hz}, \quad (2.2.17)$$

$$A_{250\omega} = 1.325 \text{ Hz}, \quad (2.2.18)$$

en donde $A_{075\omega}$ y $A_{250\omega}$ se refieren al ancho en el dominio de las frecuencias con $\alpha = 0.75$ y 2.5 respectivamente. Las unidades son en Hertz. Aunado a lo anterior podemos hacer uso de la relación

$$\lambda = v/f,$$

con $v = 6.254 \text{ km/s}$, la velocidad promedio de la corteza utilizado en este trabajo y (2.2.17) y (2.2.18) obtenemos la longitud de onda de nuestras observaciones de 15.73 km y 4.72 km para los mismos valor de α , respectivamente.

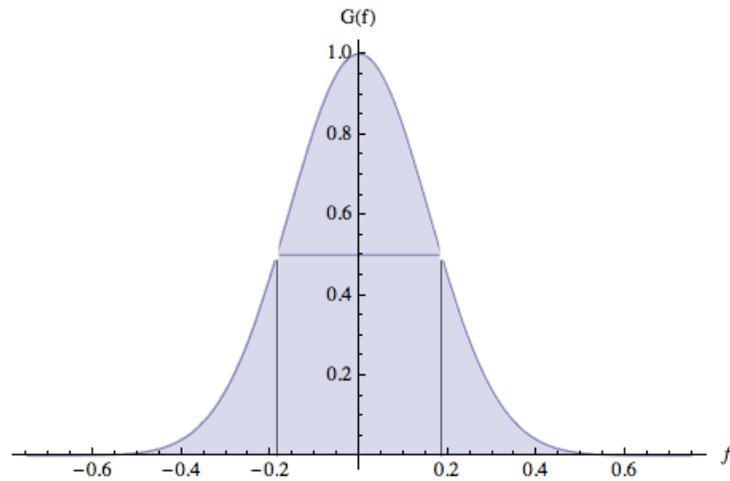


Figura 2.7: Ancho relevante en el filtro de señales: Ancho Completo a la Mitad del Máximo de la Función.

2.3. Interpretación de las FR

En esta sección del capítulo 2 presentamos el marco teórico correspondiente al análisis efectuado en las FR obtenidas.

2.3.1. Algoritmo de apilamiento de *Zhu & Kanamori*

Una vez obtenidas las FR hay que proceder al análisis de las mismas. Aquí utilizamos el procedimiento implementado por Zhu & Kanamori (2000) para identificar el espesor de la corteza H y la razón de velocidades $\kappa = V_p/V_s$ para la zona.

El procedimiento se basa en el desfase de los tiempos de arribo de las ondas reverberantes (Ps, PpPs y PpSs+PsPs) respecto a la P directa. Los tiempos teóricos de los mismos son calculados de la forma

$$t_{P_s} = H \left[\sqrt{\frac{\kappa^2}{V_p^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \right], \quad (2.3.1)$$

$$t_{P_s P_s} = H \left[\sqrt{\frac{\kappa^2}{V_p^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \right], \quad (2.3.2)$$

$$t_{P_p S_s + P_s P_s} = 2H \left[\sqrt{\frac{\kappa^2}{V_p^2} - p^2} \right], \quad (2.3.3)$$

donde p es el parámetro de rayo de la onda incidente, definido como,

$$p = \frac{\sin i}{v}, \quad (2.3.4)$$

donde i es el ángulo de incidencia de la onda y v su velocidad.

Así, se define entonces una sencilla función en el dominio (H, κ) dada por

$$s(H, \kappa) = w_1 r f(t_{P_s}) + w_2 r f(t_{P_s P_s}) + w_3 r f(t_{P_p S_s + P_s P_s}), \quad (2.3.5)$$

donde $r f(t)$ es la correspondiente función de receptor, evaluada en los tiempos teóricos anteriormente mencionados. Los w_i son constantes que *pesan* las amplitudes correspondientes a cada tiempo teórico donde $\sum w_i = 1$.

Para identificar las fases generadas por el Moho se toman las amplitudes de la FR evaluada para distintos valores de H y κ . El beneficio de utilizar (2.3.5) es que alcanza su máxima amplitud donde las tres fases son apiladas coherentemente, i.e., cuando coinciden los tiempos teóricos con las amplitudes reales de las fases utilizadas en la FR.

Aunque en teoría es suficiente el solo uso de la fase P_s para hacer los cálculos, hay que tener en cuenta la ambigüedad⁷ que se presenta al obtener el espesor y las velocidades. Este fenómeno matemático involucra una situación en la que se pierde la calidad en un resultado cuando se procura mejorarla en otro. En nuestro caso para ambos parámetros se

⁷Es más común encontrar el término en la literatura referenciado como *trade-off*.

presenta muy claramente ésta situación. Como t_{Ps} representa la diferencia de los tiempos de arribo de la onda S con respecto a la P, la dependencia de H en V_p no es tan fuerte como con V_s (i.e., κ).

Como ejemplo de ésto, si usamos $V_p = 6.3$ km/s, $\kappa = 1.732$ y $H = 30$ km, se obtiene

$$\Delta H = \frac{\partial H}{\partial V_p} \Delta V_p = 4.3 \Delta V_p (km), \quad (2.3.6)$$

que significa que la incertidumbre de H es < 0.5 km para una incertidumbre de 0.1 km/s en V_p . Sin embargo, si calculamos la dependencia en κ obtenemos

$$\Delta H = \frac{\partial H}{\partial \kappa} \Delta \kappa = -40.2 \Delta \kappa (km), \quad (2.3.7)$$

i.e., un cambio de 0.1 en κ conlleva un cambio de 4 km en H .

Es muy importante señalar que toda las técnicas para determinar la profundidad del *moho* sufren, en varios grados, la limitación impuesta por esta ambigüedad, sin embargo en ésta técnica se reduce gracias al uso de las demás fases que proveen de restricciones adicionales.

Los valores utilizados en éste estudio son los mismos que aparecen en Zhu y Kanamori (2000): $w_1 = 0.7$, $w_2 = 0.2$ y $w_3 = 0.1$, que se establecieron para balancear las contribuciones de cada fase.

Incertidumbres

En este método las incertidumbres de los resultados se obtienen en el máximo de la función $s(H, \kappa)$, y la calidad de estos depende en cierta forma del grado de curvatura del mismo: entre más plana sea la región donde se encuentra el máximo la incertidumbre es mayor, mientras que entre más curvo es, mas confiables son los resultados. Esto está plenamente relacionado con el *trade-off* ya mencionado.

Las incertidumbres calculadas en Zhu y Kanamori (2000) se obtienen con las varianzas de H y κ dadas por

$$\sigma_H^2 = 2\sigma_s / \frac{\partial^2 s}{\partial H^2}, \quad (2.3.8)$$

$$\sigma_\kappa^2 = 2\sigma_s / \frac{\partial^2 s}{\partial \kappa^2},$$

donde σ_s es la varianza estimada de $s(H, \kappa)$ obtenida en el algoritmo de apilamiento. Las derivadas parciales son calculadas numéricamente por medio de diferencias centrales, siendo H_0 y κ_0 las coordenadas del máximo de $s(H, \kappa)$ tenemos que

$$\frac{\partial^2 s}{\partial H^2} \simeq \frac{s(H_0 + \Delta H, \kappa_0) - 2s(H_0, \kappa_0) + s(H_0 - \Delta H, \kappa_0)}{\Delta H_0^2} \quad (2.3.9)$$

$$\frac{\partial^2 s}{\partial \kappa^2} \simeq \frac{s(H_0, \Delta \kappa + \kappa_0) - 2s(H_0, \kappa_0) + s(H_0, \kappa_0 - \Delta \kappa)}{\Delta \kappa_0^2}.$$

2.3.2. Dos capas

En nuestro caso las FR indican que el medio está compuesto por dos interfases además de la del Moho. Por ésta razón, procedimos a determinar su profundidad y razón de velocidades utilizando el método de Chia-Chia Tang et. al. (2008), que es una extensión del método de Zhu & Kanamori para más capas en la corteza. De acuerdo a las fases mostradas en la Figura (2.8) podemos encontrar el espesor de la capa a y la razón de velocidades κ_a para la misma con las fases $Pa1$ y $Pa2$, con los tiempos de arribo definidos por Zhu y Kanamori (2000), como

$$t_{Pa1} = H_a \left(\sqrt{\frac{\kappa_a^2}{V_{Pa}^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_{Pa}^2} - p^2} \right), \quad (2.3.10)$$

$$t_{Pa2} = H_a \left(\sqrt{\frac{\kappa_a^2}{V_{Pa}^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_{Pa}^2} - p^2} \right), \quad (2.3.11)$$

de donde definimos el algoritmo de apilamiento como

$$S_a(H_a, \kappa_a) = \omega_{a1} r(t_{Pa1}) + \omega_{a2} r(t_{Pa2}), \quad (2.3.12)$$

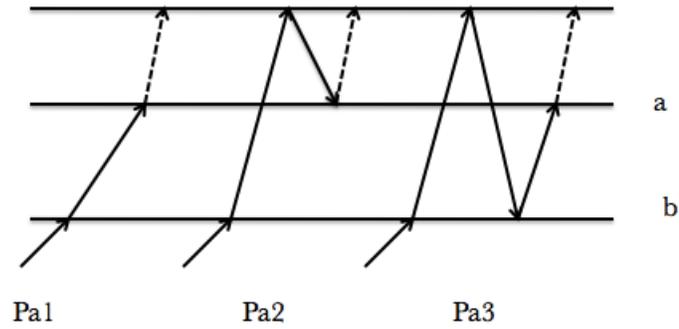


Figura 2.8: Reverberaciones usadas en modelo de dos capas.

en donde los valores de los pesos son $\omega_{a1} = 0.6$ y $\omega_{a2} = 0.4$.

Con ésto, para estimar lo concerniente a la capa b es necesario solamente las ecuaciones

$$H_b = H_M - H_a, \quad (2.3.13)$$

$$\kappa_b = \frac{\kappa_M H_M - \kappa_a H_a}{H_b}, \quad (2.3.14)$$

donde el subíndice M me refiero al Moho, y con el tiempo de arribo de la fase $Pa3$ dado por

$$t_{Pa3} = t_{Pa2} + 2H_b \sqrt{\frac{1}{V_{Pb}} - p^2}. \quad (2.3.15)$$

Con ésto tenemos ahora todo el marco teórico necesario para proceder a analizar los sismogramas de los eventos elegidos y obtener las funciones de receptor para sustraer la información deseada.

Capítulo 3

Análisis y Resultados

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos al aplicar el algoritmo de apilamiento en las FR comentadas en los apartados (2.3) y (2.3.1). Se presentan los eventos sísmicos elegidos, sus características y distribución geográfica. Se comentan los pasos previos para preparar las señales y mostramos algunas FR obtenidas durante el procedimiento inicial.

3.1. Los eventos sísmicos

Se eligieron un total de 46 eventos, en los que el arribo de la onda P era claro y con una buena relación señal-a-ruido. En general sismos con magnitudes $M_w > 6.3$ satisficieron las condiciones anteriores, aunque la selección final dependió de las condiciones en cada estación y algunos registros no fueron claros en todas ellas.

Con base en la localización de la cima del volcán de Colima cubrimos distancias entre los 30° y 90° ¹. Las ondas P telesísmicas que viajan estas distancias arriban casi verticalmente en la superficie y son registradas principalmente en la componente vertical, mientras que las conversiones P-a-S lo hacen en las componentes horizontales.

Separamos las señales en cuatro grupos de acuerdo al *backazimuth* (BAZ) de cada una

¹1° equivale aproximadamente a 110 km.

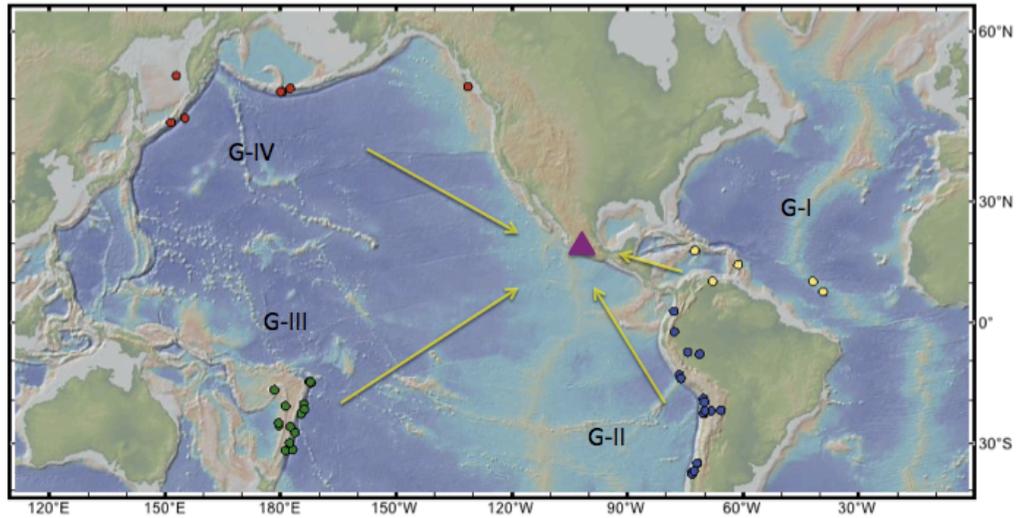


Figura 3.1: Distribución global de los eventos utilizados. Los cuatro grupos de sismos bien definidos. Imágen generada por GeoMappApp <http://www.geomapp.org>

de ellas. La distribución de los epicentros puede observarse en la Figura (3.1). El grupo I se encuentra en la zona del caribe, el II a lo largo de la zona de subducción en sudamérica; el tercero se ubica en oceanía y el IV aunque un poco más disperso está en la zona de Alaska-Rusia. El motivo de este procedimiento estriba en que muestrean regiones similares de la corteza. A cada grupo se le realizó una suma o *stacking* para reducir aún más el ruido. Los intervalos en BAZ para cada grupo son los siguientes: I: (86.9° - 99.02°), II: (120.07° - 152.76°), III: (253.3° - 248°) y IV: (317.3° - 332.82°).

Se consideraron eventos desde junio del 2007, la fecha en que coincide la puesta en funcionamiento de la mayoría de las estaciones de banda ancha en RESCO. En los apéndices se encuentra información adicional de las estaciones utilizadas y el catálogo con la información de los eventos.

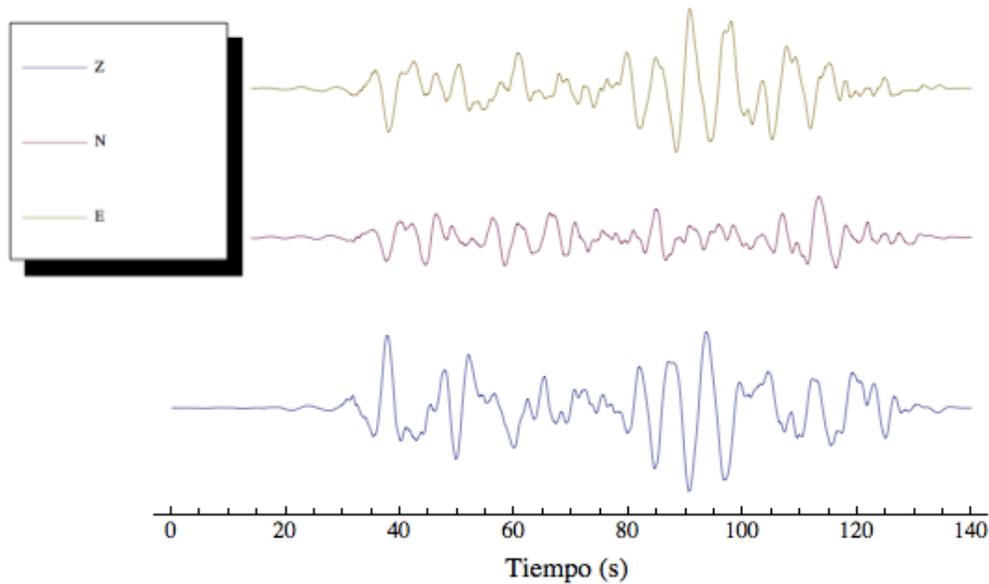


Figura 3.2: Las tres componentes de un sismograma de la estación de Pueblo Juárez, Colima, BBPJ.

3.1.1. Preparación de las señales

Un procesamiento previo en las señales fue efectuado para implementarlas de manera óptima en el proceso iterativo que utiliza el programa *iterdeconfid*. Un ejemplo del resultado de todo ello se muestra en el registro de tres componentes de la Figura (3.2). A continuación comento brevemente todas las consideraciones tomadas:

- Se tomó una ventana de 140 segundos, 30 antes del arribo de la onda P y 110 después de ella.
- La señal se decimó de 100 a 10 muestras por segundo. Hay que tener el cuidado de implementar un filtro *anti-aliasing* en este paso.
- Para aislar el arribo de onda P, se aplicó una *función ventana*², que reduce amplitudes y ruido al inicio y al final de la señal.

²Mejor conocida como *taper function*.

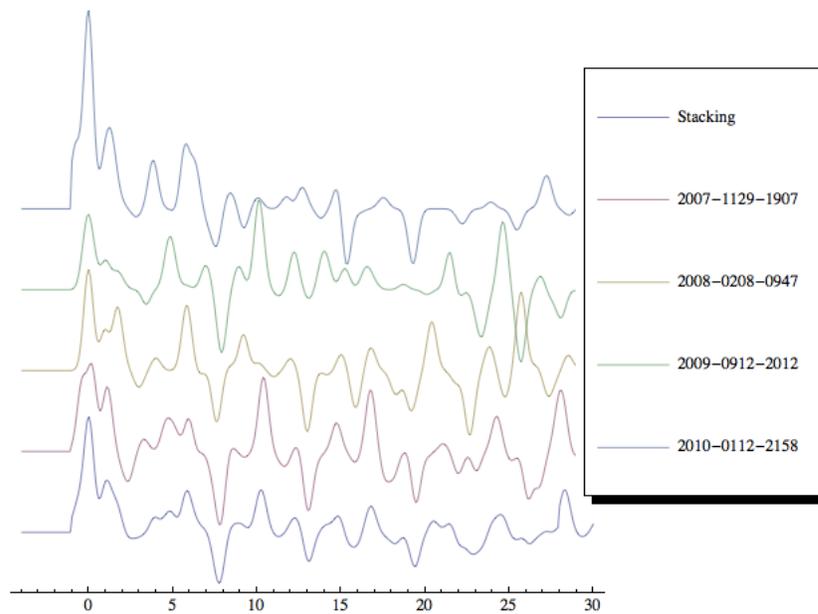


Figura 3.3: FR obtenidas de la estación JUBA para el grupo G-I con su respectivo *stacking*.

- Aunque la respuesta instrumental es la misma en cada componente, las **ganancias** en todas ellas tienen que ser igualadas. Dicha información la provee el fabricante de los sismógrafos y se encuentra en los manuales de cada instrumento.
- A partir de la información concerniente a la localización del sismo se realizó la rotación de las componentes horizontales para obtener las componentes *radial* y *transversal* a partir de los registros originales N-S y E-O.

Se obtuvieron las FR para cada evento en cada una de las estaciones consideradas. En la Figura (3.3) se ilustran las formas de ondas obtenidas para la estación JUBA en el grupo G-I.

3.1.2. Aplicación del algoritmo

Como se observa en las ecuaciones (2.3.1 - 2.3.11) es necesario considerar *a priori* un modelo de velocidades para la zona. También se toma un promedio de todos los eventos de cada grupo para obtener el valor de parámetro de rayo utilizado en cada caso. En la tabla (3.1) mostramos los valores considerados.

Cuadro 3.1: Valores del parámetro de rayo considerado para cada grupo de eventos.

| Grupo | p s/km |
|-------|-----------|
| I | 0.0546107 |
| II | 0.0605437 |
| III | 0.0983709 |
| IV | 0.0831969 |

En cuanto al modelo de velocidades, tomamos un promedio del modelo de Yagi et.al. (2004) mostrado en la tabla (3.2). Para identificar la localización de alguna capa intermedia entre el Moho y la superficie, partimos inicialmente de considerar una de 18.7 km y otra de 17.3 con el promedio de velocidades obtenido del modelo.

Cuadro 3.2: Modelo de velocidades para la zona.

| Espesor de la capa (km) | velocidad de (km/s) |
|-------------------------|---------------------|
| 0.4 | 4.6 |
| 8.1 | 5.69 |
| 10.2 | 6.27 |
| 17.3 | 6.71 |
| Half-space | 8.00 |

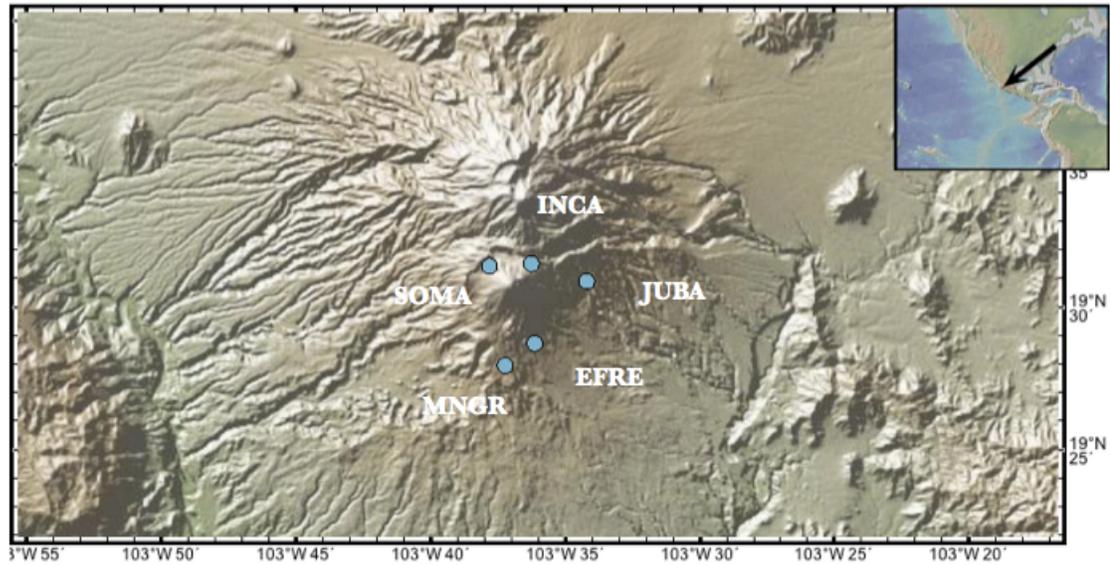


Figura 3.4: Estaciones de RESCO en la zona del Volcán de Colima. Imágen generada por GeoMappApp <http://www.geomapapp.org>

3.2. Resultados

Aquí presentamos los resultados obtenidos para cada estación en la zona del VC (Figura 3.4) con su respectivo perfil de FR en cada acimut. Para definir la profundidad del *Moho* se utiliza el elipsoide de referencia descrito por el sistema denominado *World Geodetic System 84* (WGS-84) que es el utilizado por el sistema de posicionamiento global GPS, por lo que la profundidad se obtiene substrayendo la altura de cada estación (msnm) a la obtenida en el apilamiento. Algunas gráficas con el resultado del mismo son mostradas. Se ha hecho una normalización en las mismas para que el valor más alto en las amplitudes corresponda a 1 y por lo tanto a la localización del máximo que nos interesa.

3.2.1. Estación JUBA, Juan Barragán

JUBA, poblado Juan Barragán, Jalisco en (19.52° , -103.57° , 2345 msnm).

Cuadro 3.3: Resultados en la estación **JUBA**. La columna t_{Ps} representa al tiempo de arribo de la onda Ps. Los subíndices H_M, κ_M, H_a y κ_a corresponden al Moho y a la segunda discontinuidad respectivamente.

| Grupo | H_M (km) | κ_M | t_{Ps} (s) | H_a (km) | κ_a |
|----------|------------------|-------------------|--------------|------------------|------------------|
| I | 33.96 ± 0.23 | 1.975 ± 0.017 | 5.83 | 11.36 ± 0.23 | 1.425 ± 0.41 |
| II | 37.06 ± 0.39 | 1.725 ± 0.012 | 4.77 | 10.96 ± 0.20 | 1.85 ± 0.052 |
| III | 37.46 ± 0.17 | 1.8 ± 0.022 | 5.74 | 15.46 ± 0.21 | 1.65 ± 0.28 |
| IV | 33.36 ± 0.17 | 2.275 ± 0.012 | 7.76 | 12.26 ± 0.19 | 2.1 ± 0.023 |
| Promedio | 35.46 | | | 12.51 | |

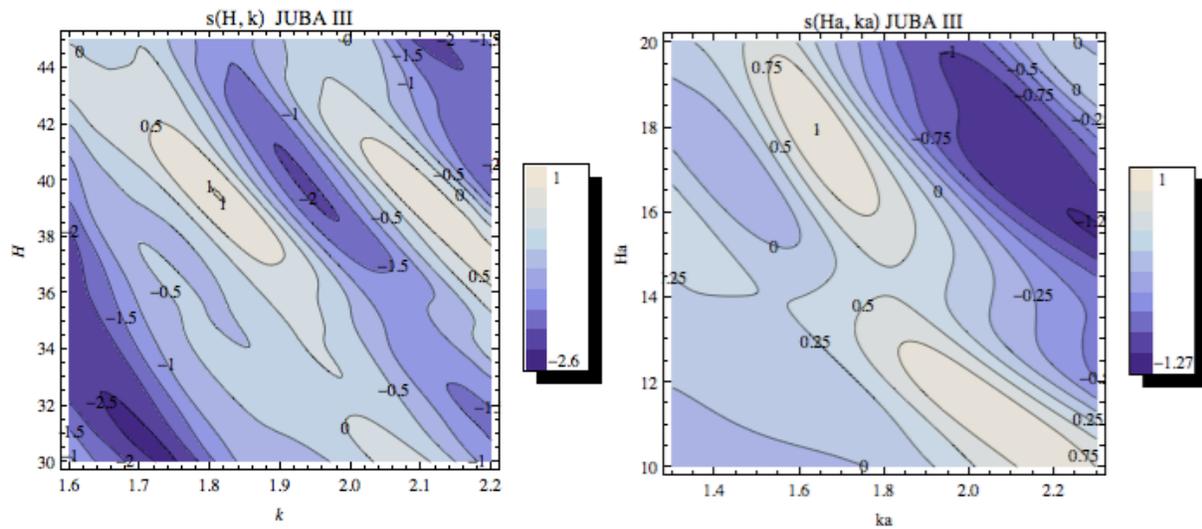


Figura 3.5: Resultado del apilamiento del G-III en la estación JUBA. A la izquierda, $H = 39.8$ km, $\kappa = 1.8$. A la derecha se muestran los resultados para otra discontinuidad en el mismo acimut.

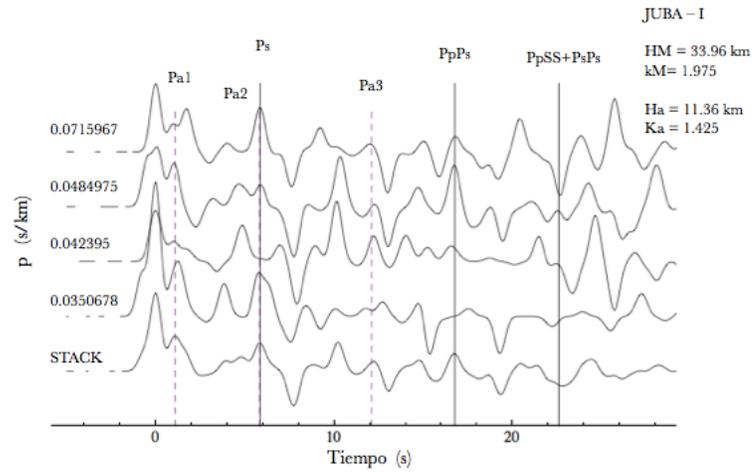


Figura 3.6: Grupo G-I, JUBA. Nótese que en las fases Ps y Pa2 no hay diferencia en los tiempos de arribo.

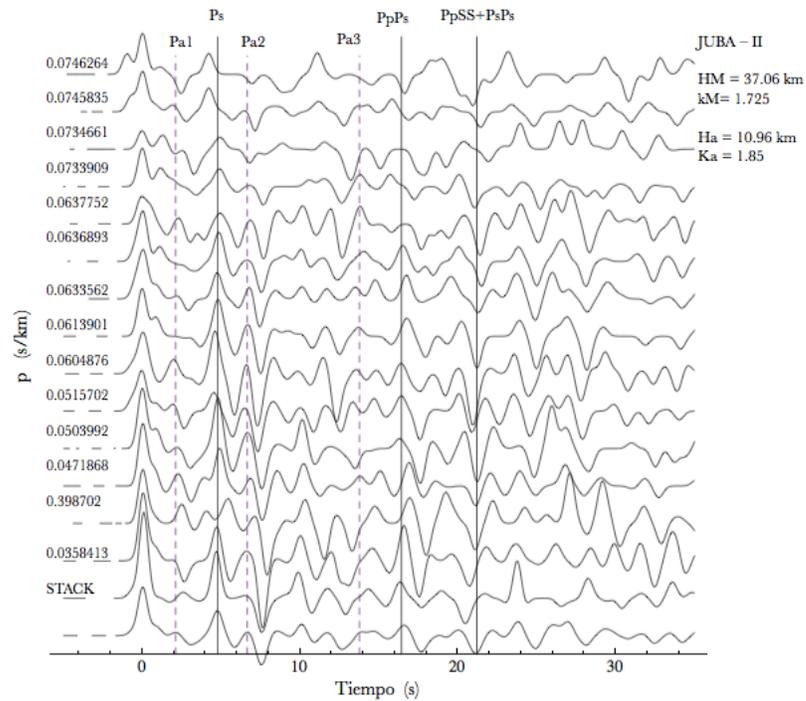


Figura 3.7: Perfil de FR del grupo G-II para la estación JUBA.

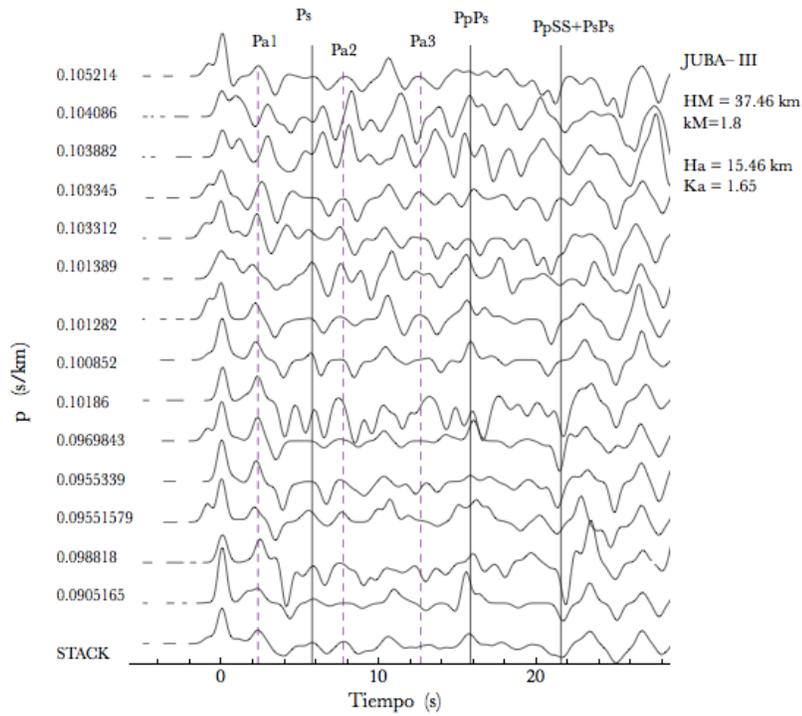


Figura 3.8: Perfil de FR del grupo G-III para la estación JUBA.

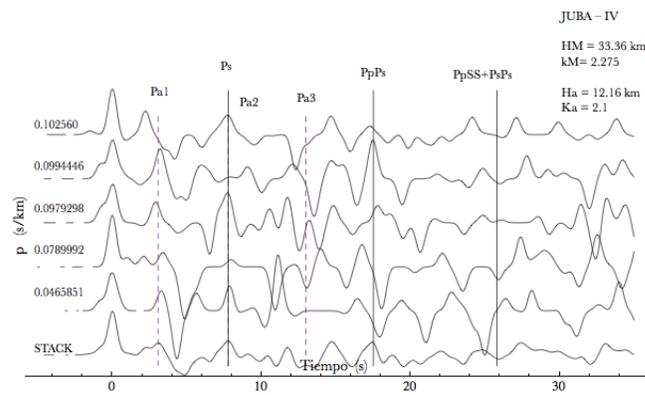


Figura 3.9: Perfil de FR del grupo G-IV para la estación JUBA.

3.2.2. Estación MNGR, Montegrande

La estación de Montegrande se encuentra en $(19.47^\circ, 103.62^\circ, 2117 \text{ msnm})$.

Cuadro 3.4: Resultados en la estación **MNGR**.

| Grupo | H_M (km) | κ_M | t_{Ps} (s) | H_a (km) | κ_a |
|----------|------------------|-------------------|--------------|------------------|-------------------|
| I | 34.79 ± 0.19 | 1.95 ± 0.010 | 5.78 | 17.59 ± 0.11 | 2.075 ± 0.028 |
| II | 31.79 ± 0.33 | 2.275 ± 0.021 | 7.14 | 19.59 ± 0.28 | 1.95 ± 0.022 |
| III | 30.89 ± 0.13 | 2.425 ± 0.023 | 8.21 | 20.29 ± 0.21 | 1.8 ± 0.016 |
| IV | 37.59 ± 0.22 | 2.475 ± 0.011 | 9.93 | 19.39 ± 0.13 | 1.725 ± 0.017 |
| Promedio | 33.76 | | | 19.215 | |

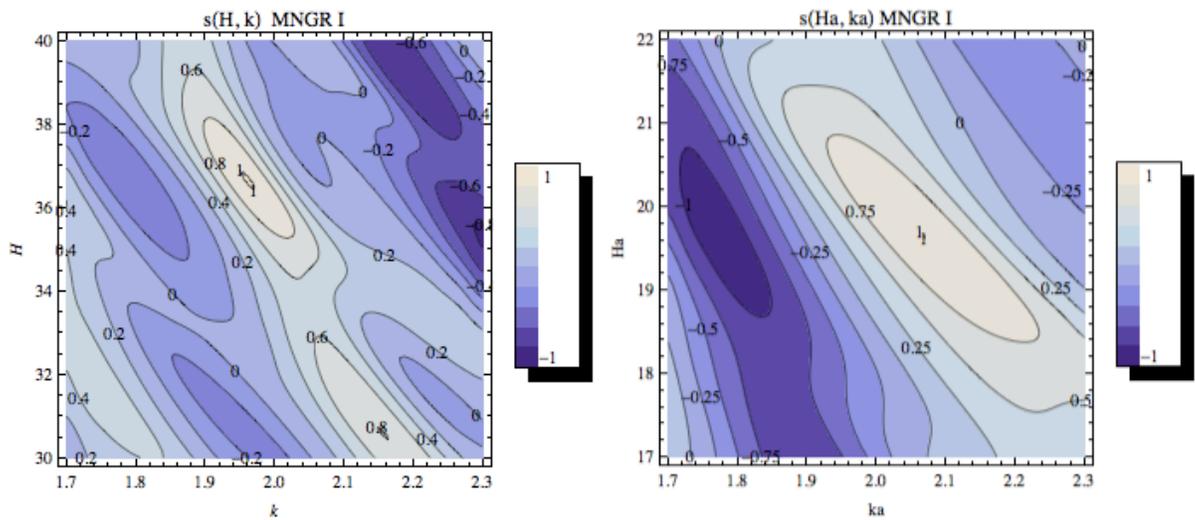


Figura 3.10: Izquierda: El Moho a $H = 36.90$ km debajo de MNGR, $\kappa = 1.95$. Derecha: La profundidad de una discontinuidad de velocidades importante a 19.70 km.

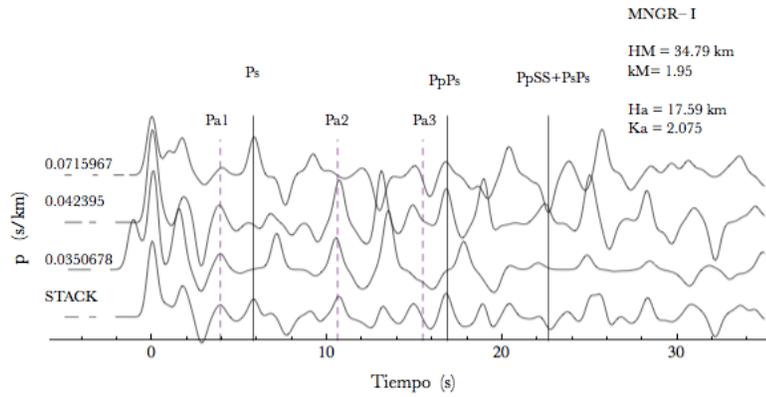


Figura 3.11: Perfil de FR del grupo G-I para la estación MNGR.

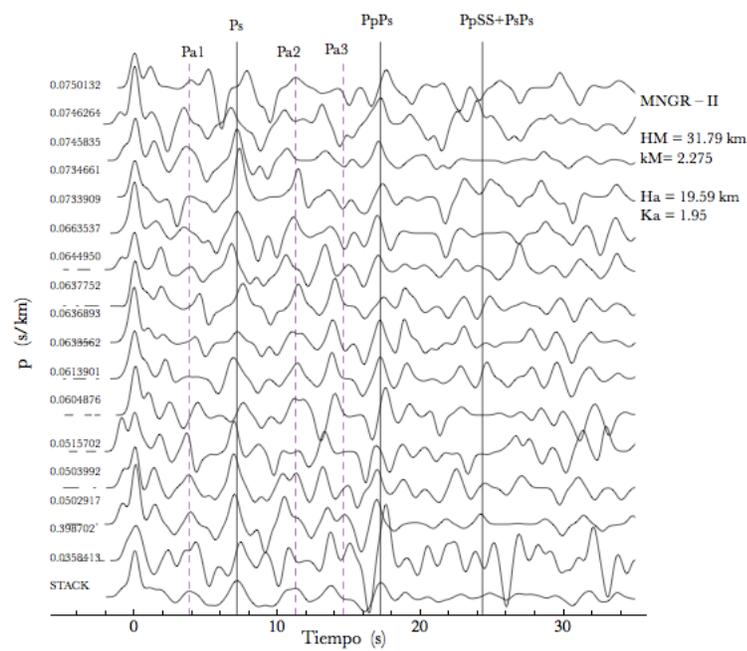


Figura 3.12: Perfil de FR del grupo G-II para la estación MNGR.

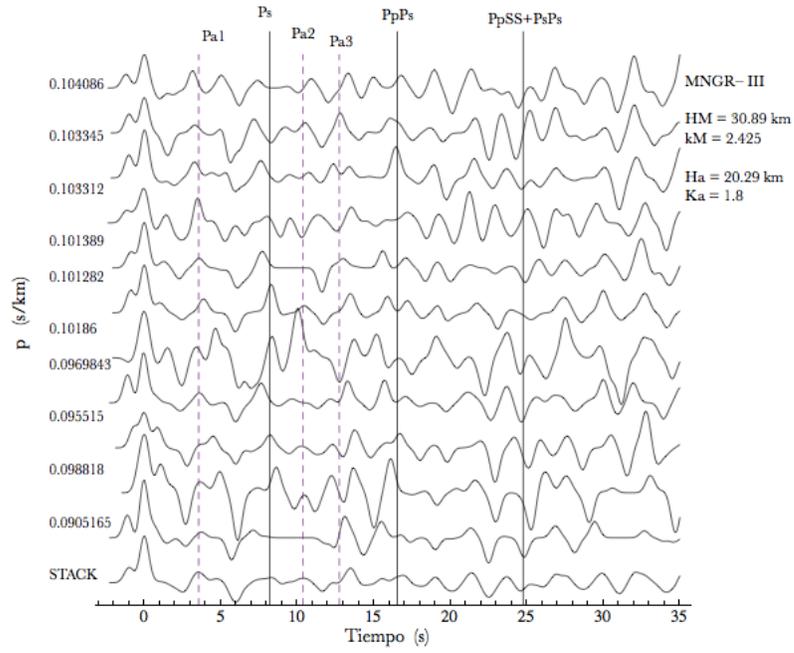


Figura 3.13: Perfil de FR del grupo G-III para la estación MNGR.

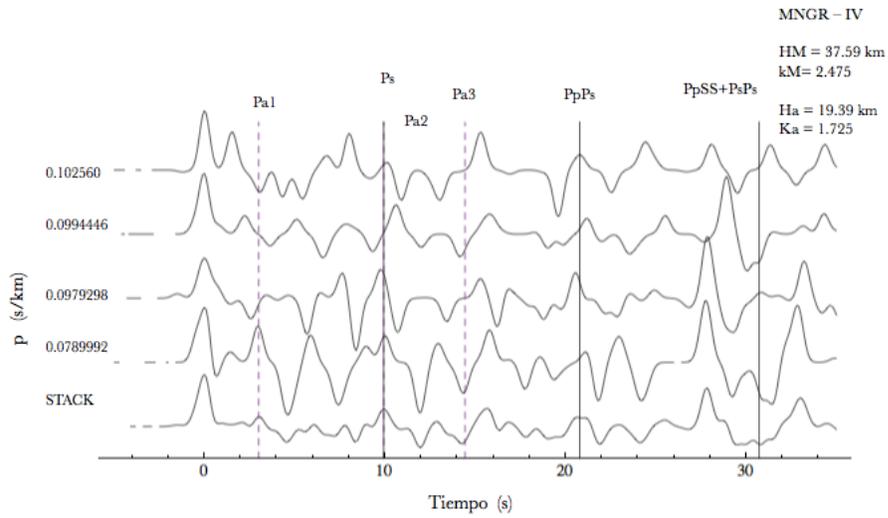


Figura 3.14: Perfil de FR del grupo G-IV para la estación MNGR.

3.2.3. Estación EFRE, El Fresnal

EFRE es la estación más antigua; su localización está dada por $(19.479114^\circ, -103.602092^\circ, 2180 \text{ msnm})$.

Cuadro 3.5: Resultados en la estación **EFRE**.

| Grupo | H_M (km) | κ_M | t_{Ps} (s) | H_a (km) | κ_a |
|----------|------------------|-------------------|--------------|-----------------|-------------------|
| I | 37.52 ± 0.41 | 1.55 ± 0.017 | 3.63 | 4.42 ± 0.35 | 2.1 ± 0.069 |
| II | 32.52 ± 0.38 | 1.575 ± 0.023 | 3.34 | | |
| III | 41.72 ± 0.52 | 1.475 ± 0.009 | 3.87 | 7.02 ± 0.46 | 1.575 ± 0.062 |
| IV | 37.02 ± 0.25 | 1.625 ± 0.014 | 4.29 | 7.22 ± 0.75 | 1.7 ± 0.068 |
| Promedio | 37.19 | | | 6.22 | |

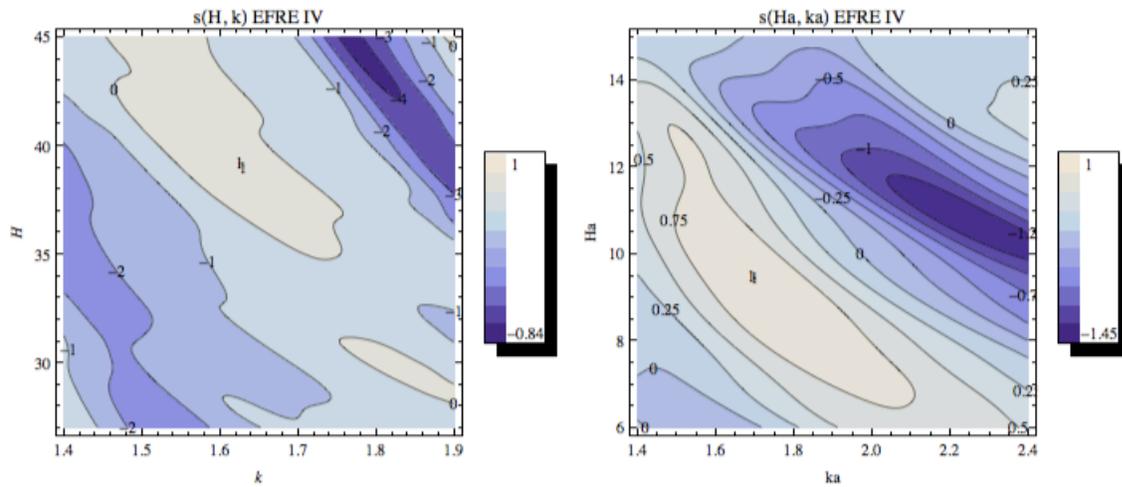


Figura 3.15: Apilamiento de las señales en la estación EFRE para el G-IV.

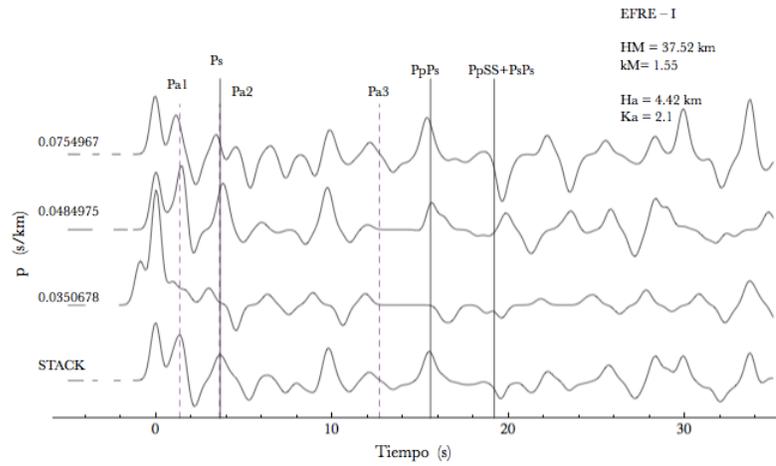


Figura 3.16: Perfil de FR del grupo G-I para la estación EFRE.

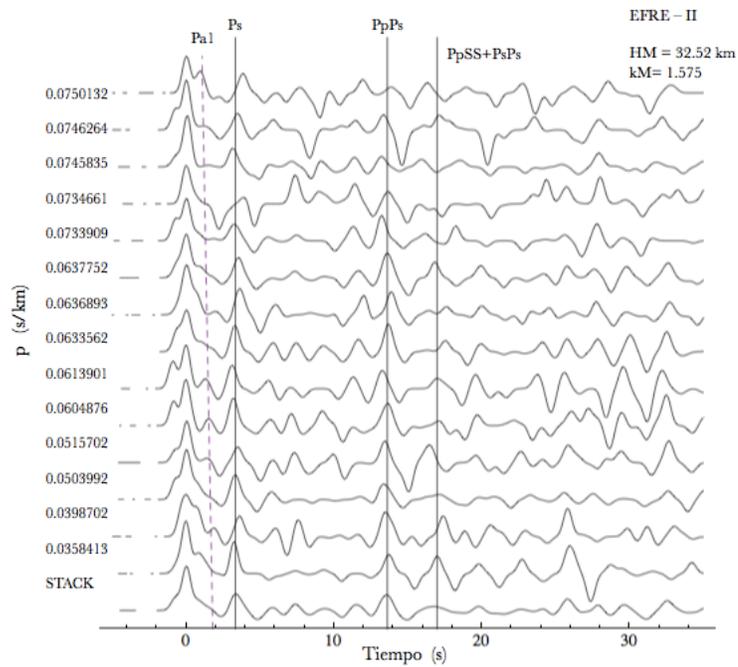


Figura 3.17: Perfil de FR del grupo G-II para la estación EFRE. Nótese la presencia de una fase con posible correspondencia a Pa1.

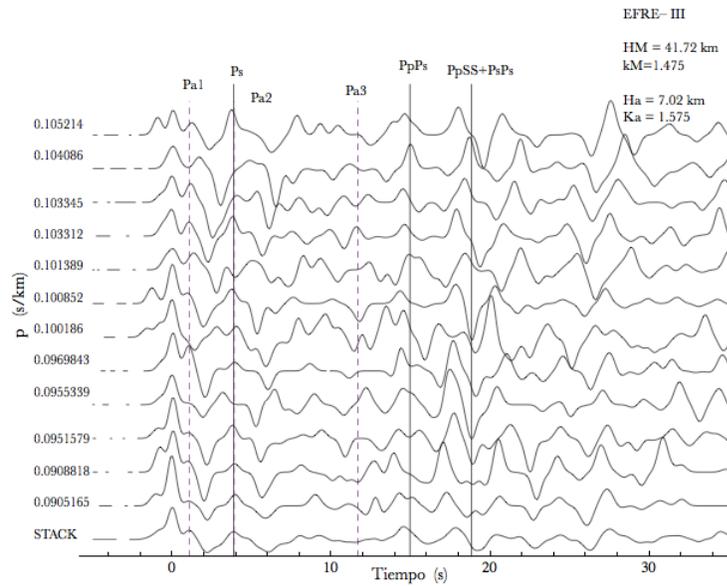


Figura 3.18: Perfil de FR del grupo G-III para la estación EFRE.

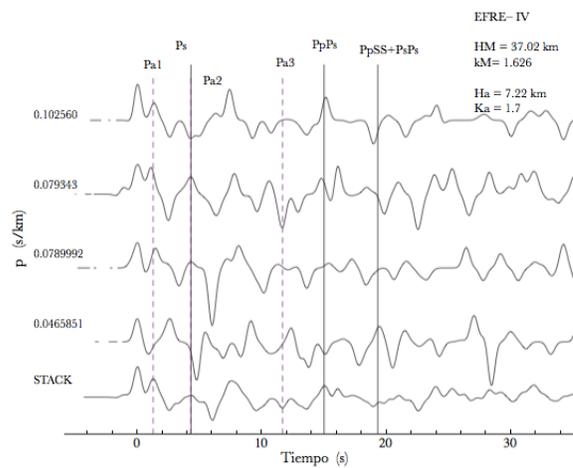


Figura 3.19: Perfil de FR del grupo G-IV para la estación EFRE.

3.2.4. Estación SOMA

SOMA se encuentra en $(19.524144^\circ, -103.630039^\circ, 2999 \text{ msnm})$.

Cuadro 3.6: Resultados en la estación **SOMA**.

| Grupo | H_M (km) | κ_M | t_{Ps} (s) | H_a (km) | κ_a |
|----------|-----------------|-------------------|--------------|----------------|-------------------|
| I | 35.2 ± 0.36 | 1.8 ± 0.010 | 5.05 | 7.7 ± 0.26 | 1.7 ± 0.050 |
| II | 32.7 ± 0.38 | 1.725 ± 0.015 | 4.32 | 9.8 ± 0.20 | 1.975 ± 0.040 |
| III | 35.2 ± 0.19 | 1.7 ± 0.010 | 4.86 | | |
| IV | 36.1 ± 0.08 | 1.85 ± 0.004 | 5.76 | | |
| Promedio | 34.8 | | | 8.75 | |

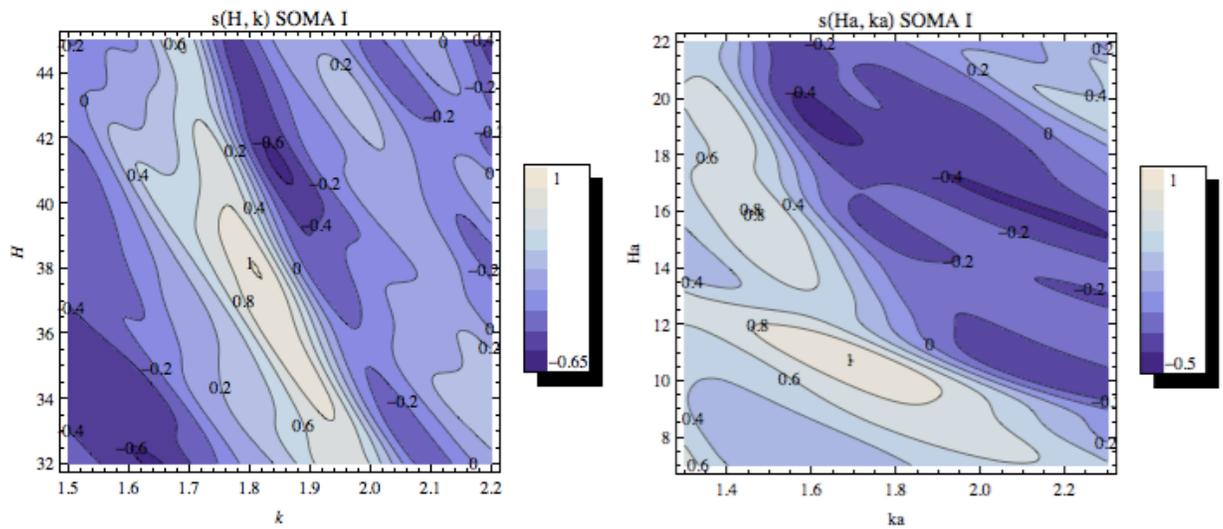


Figura 3.20: Apilamiento de las señales en la estación SOMA para el G-I.

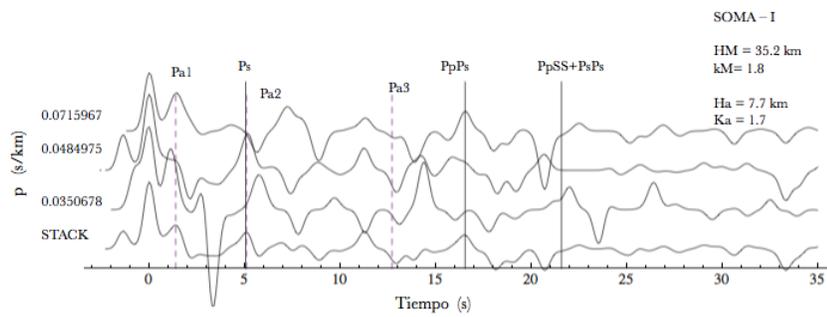


Figura 3.21: Perfil de FR del grupo G-I para la estación SOMA.

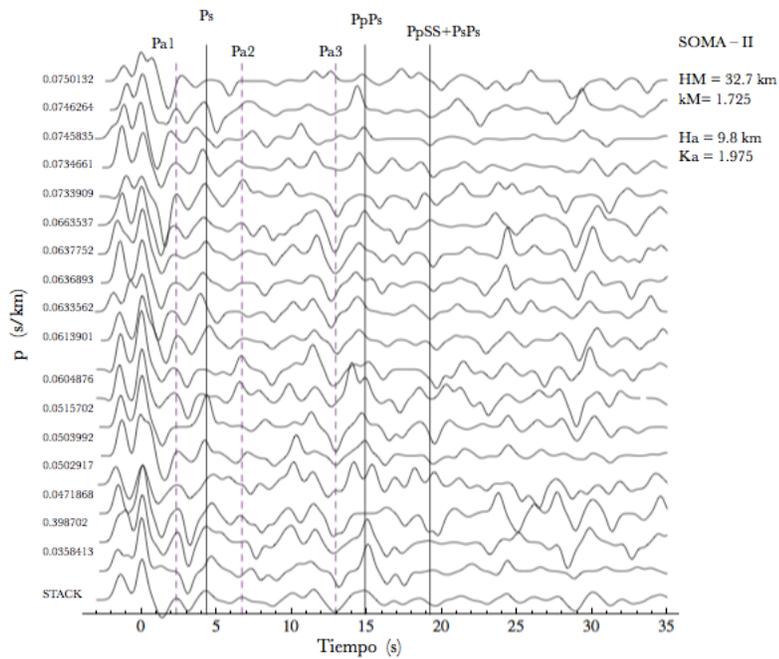


Figura 3.22: Perfil de FR del grupo G-II para la estación SOMA.

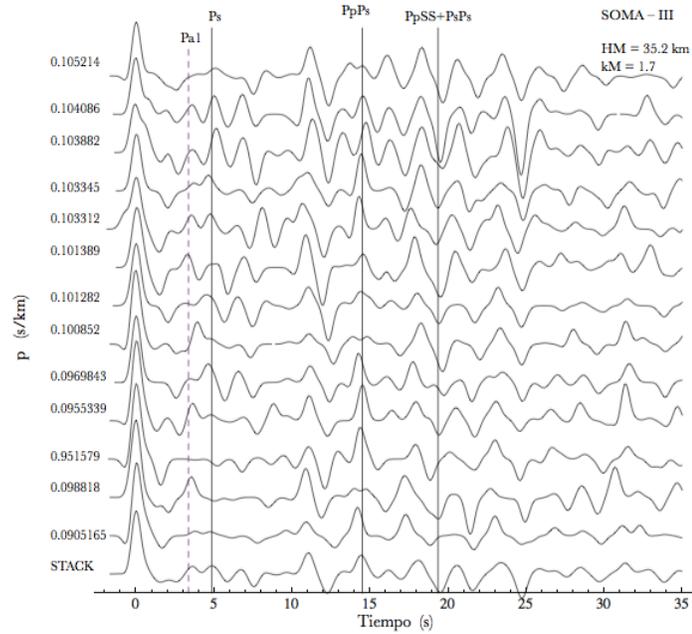


Figura 3.23: Perfil de FR del grupo G-III para la estación SOMA. Nótese la presencia de una fase con posible correspondencia a $Pa1$.

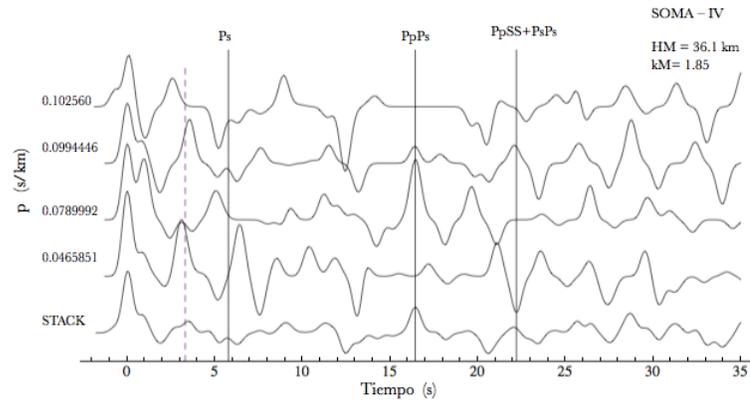


Figura 3.24: Perfil de FR del grupo G-IV para la estación SOMA. Nótese la presencia de una fase con posible correspondencia a $Pa1$.

3.2.5. Estación INCA, Inicio de Caldera

Su localización está dada por (19.525519°, -103.604132°, 3245 msnm).

Cuadro 3.7: Resultados en la estación **INCA**.

| Grupo | H_M (km) | κ_M | t_{Ps} (s) | H_a (km) | κ_a |
|----------|-------------------|-------------------|--------------|------------------|------------------|
| I | 41.15 ± 0.65 | 1.725 ± 0.019 | 5.3 | 10.85 ± 0.3 | 2 ± 0.04 |
| II | 39.45 ± 0.48 | 1.775 ± 0.017 | 5.84 | 11.55 ± 0.08 | 2.15 ± 0.019 |
| III | 36.65 ± 0.51 | 1.725 ± 0.013 | 5.26 | 8.75 ± 0.05 | 1.75 ± 0.018 |
| IV | 38.665 ± 1.15 | 2.275 ± 0.049 | | | |
| Promedio | 38.97 | | | 10.38 | |

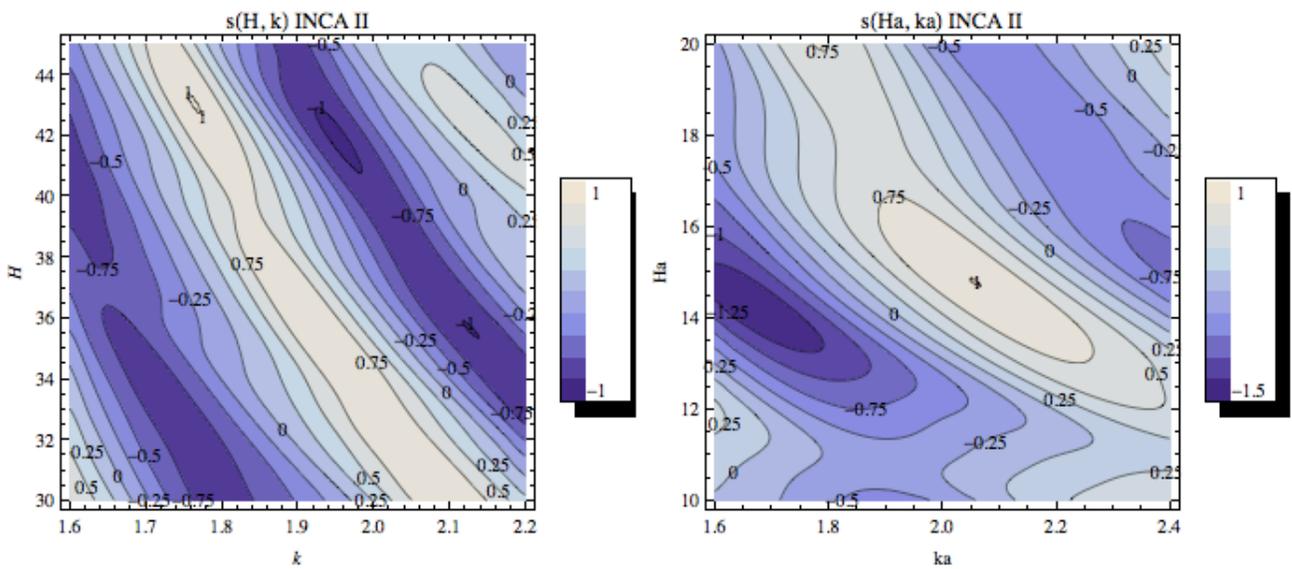


Figura 3.25: Apilamiento de las señales en la estación INCA para el G-II.

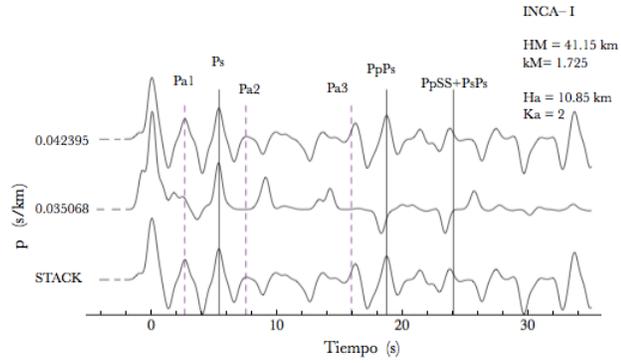


Figura 3.26: Perfil de FR del grupo G-I para la estación INCA.

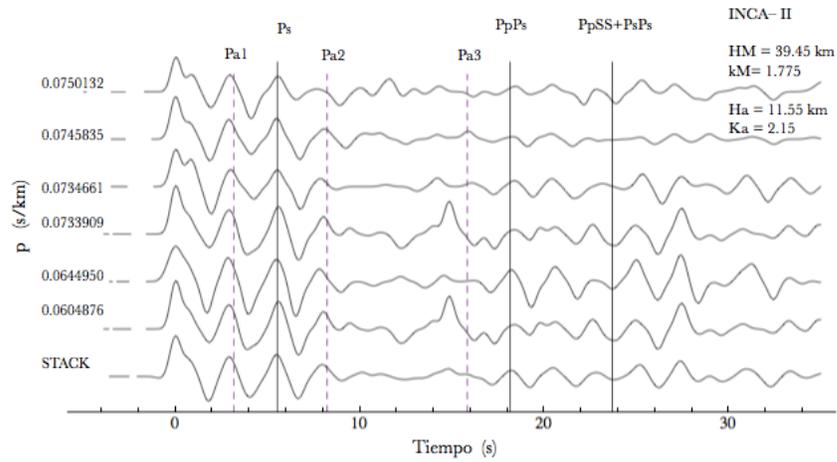


Figura 3.27: Perfil de FR del grupo G-II para la estación INCA.

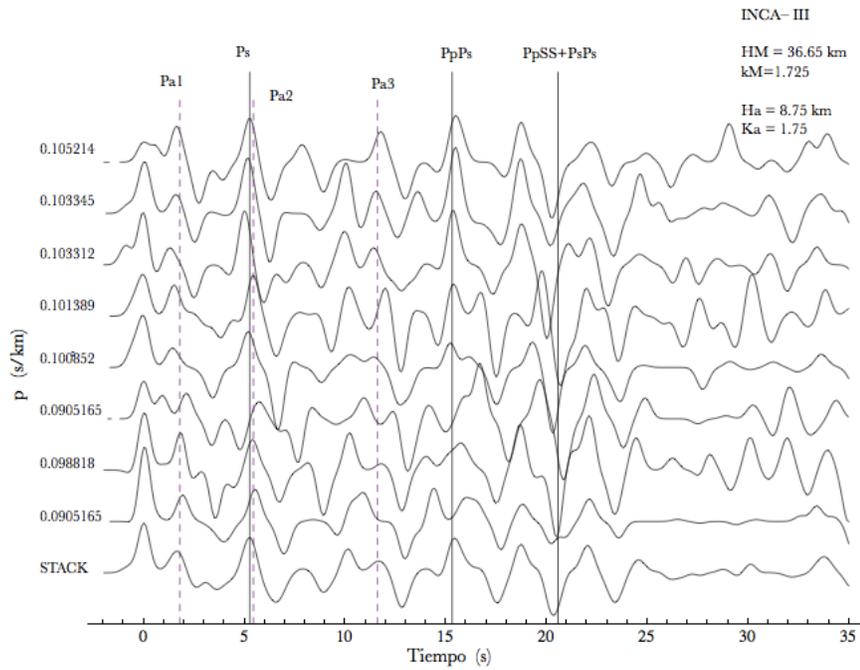


Figura 3.28: Perfil de FR del grupo G-III para la estación INCA.

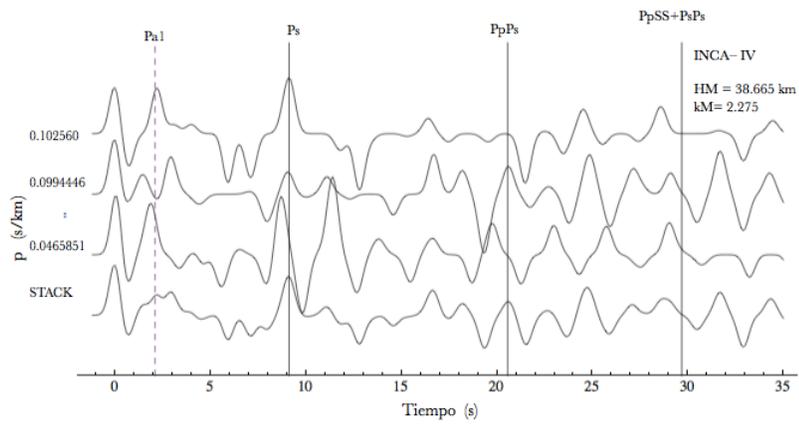


Figura 3.29: Perfil de FR del grupo G-IV para la estación INCA. Nótese la clara presencia de una fase con posible correspondencia a Pa1.

3.2.6. Estación BBPJ, Pueblo Juárez

La estación BBPJ en el poblado de Pueblo Juárez, Coquimatlán, Colima. Es la única estación que no se encuentra en la región del volcán. Se hizo el mismo análisis que en las estaciones anteriores.

Cuadro 3.8: Resultados en la estación **BBPJ**.

| Grupo | H_M (km) | κ_M | t_{Ps} (s) | H_a (km) | κ_a |
|----------|------------------|-------------------|--------------|------------------|-------------------|
| I | 37.32 ± 0.51 | 2 ± 0.016 | 6.262 | 15.42 ± 0.08 | 2.125 ± 0.011 |
| II | 30.62 ± 0.25 | 2.05 ± 0.015 | 5.451 | 16.02 ± 0.11 | 2.1 ± 0.023 |
| III | 30.12 ± 0.16 | 2.175 ± 0.017 | 6.391 | 16.32 ± 0.11 | 1.85 ± 0.028 |
| IV | 34.92 ± 0.37 | 1.95 ± 0.013 | 5.836 | 17.32 ± 0.11 | 2.15 ± 0.021 |
| Promedio | 33.24 | | | 16.27 | |

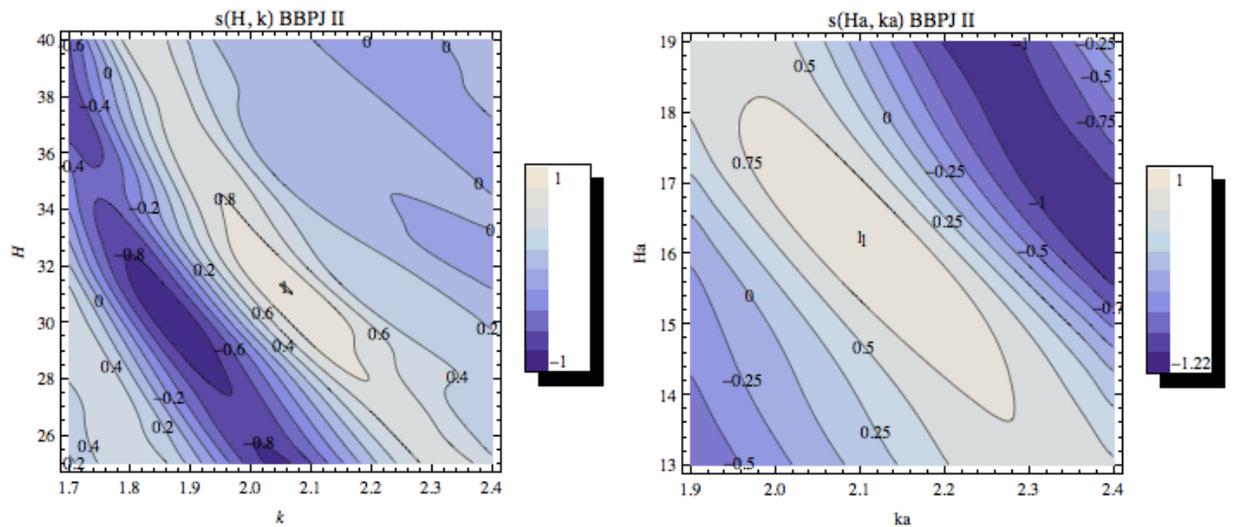


Figura 3.30: Apilamiento de las señales en la estación BBPJ para el G-II.

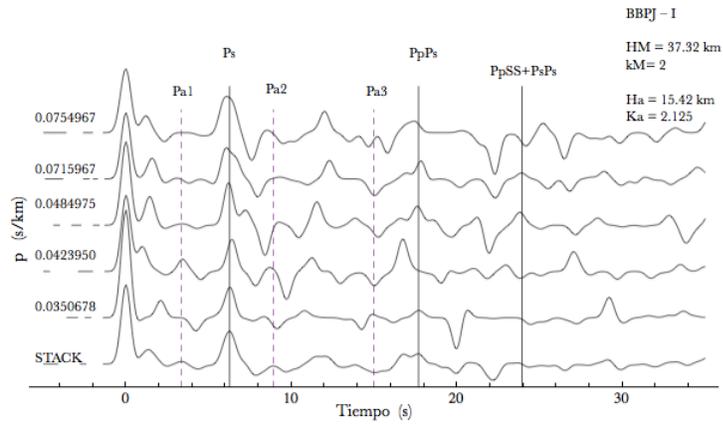


Figura 3.31: Perfil de FR del grupo G-I para la estación BBPJ.

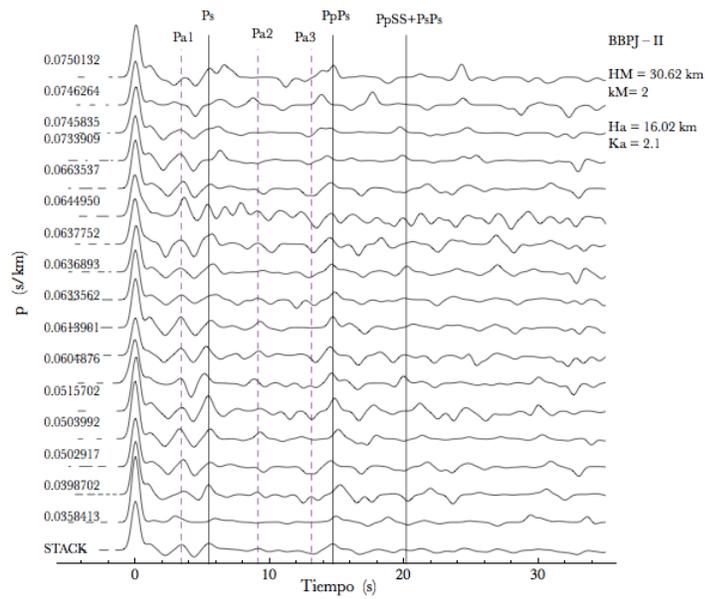


Figura 3.32: Perfil de FR del grupo G-II para la estación BBPJ.

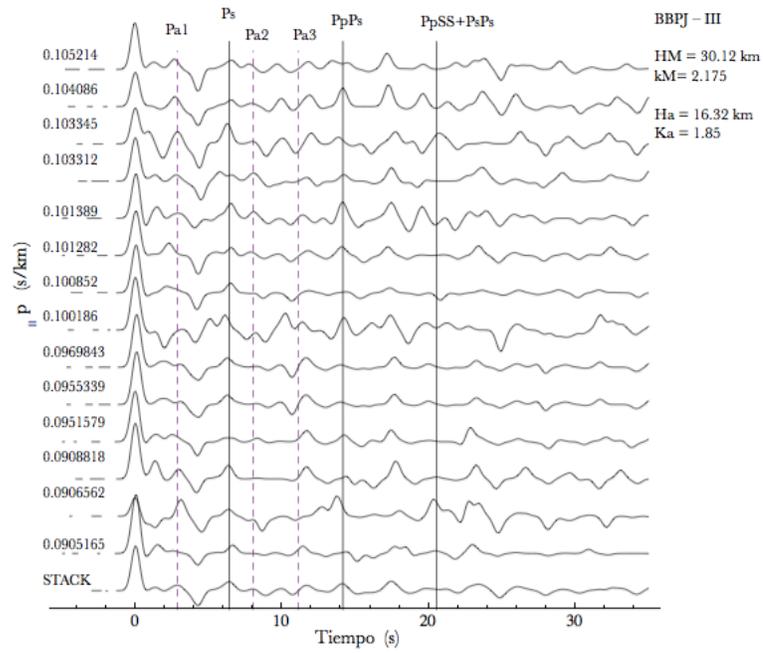


Figura 3.33: Perfil de FR del grupo G-III para la estación BBPJ.

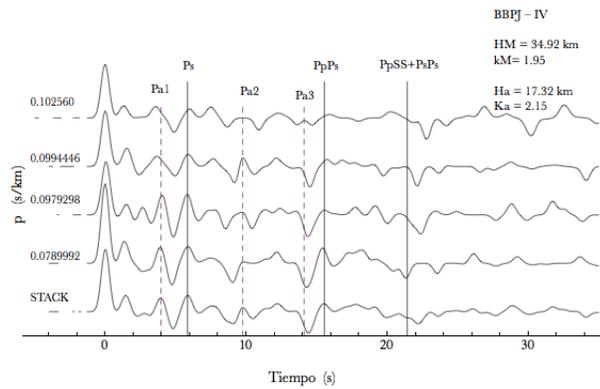


Figura 3.34: Perfil de FR del grupo G-IV para la estación BBPJ.

Capítulo 4

Discusión y Conclusiones

Las profundidades de la corteza determinadas en cada estación no son *exactamente* las mismas para cada acimut pero sí muy similares. Esto es debido a que cada grupo de eventos ilumina una parte distinta de la región alrededor de las estaciones; sin embargo por medio de teoría de rayos y con uso de trigonometría podemos estimar la ubicación de las mismas.

4.1. Profundidades del *Moho*

La distancia que es muestreada desde una estación por una función de receptor depende de que tantos segundos son utilizados en la señal y de la profundidad del contraste de velocidades que nos interesa. Para calcularla utilizamos la geometría de trayectoria de la onda Ps, cuyo arribo es muy próximo a la estación y muestrea muy bien la transición manto-corteza.

En la Figura (4.1), X_s corresponde a la distancia en superficie desde la estación hasta donde la onda Ps se introduce en la corteza. Usando un poco de trigonometría además de la definición de parámetro de rayo p en (2.3.4) tenemos que

$$X_s = H \tan(\sin^{-1}(p v)), \quad (4.1.1)$$

donde H es la profundidad del Moho y $v = v_s$ la velocidad de la onda S en la corteza.

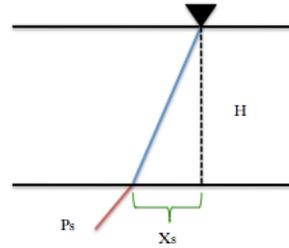


Figura 4.1: Longitud de corteza muestreada por la fase Ps.

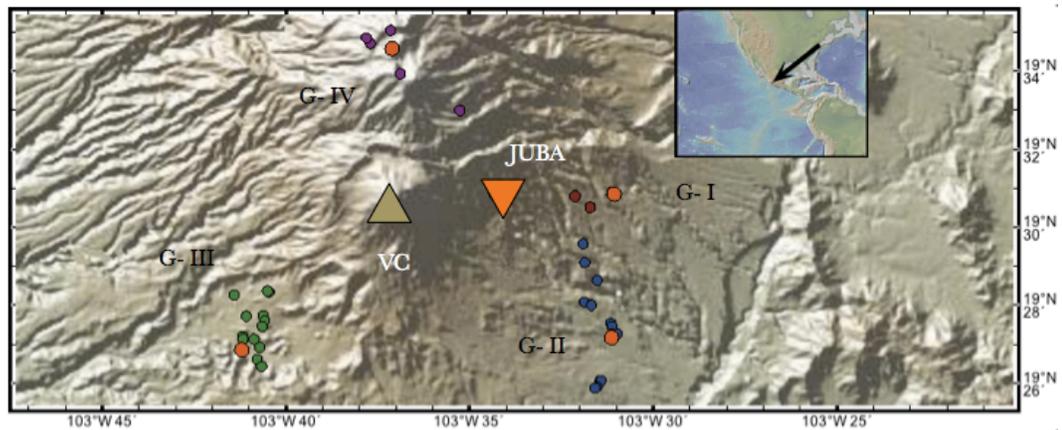


Figura 4.2: Ubicación de todos los rayos para la estación JUBA con su promedio en color naranja.

Con ello podemos calcular las coordenadas del arribo de todos los rayos, y como muestra graficamos en la Figura (4.2) la ubicación de los mismos para la estación JUBA. Las velocidades y profundidades utilizadas son las de los resultados del capítulo 3, además de los valores del parámetro de rayo en cada caso. Los círculos en color naranja son el promedio de cada grupo de eventos y que representan cada zona muestreada por todos ellos.

El mismo procedimiento se llevó a cabo para todas las estaciones en cada acimut y los promedios de los resultados aparecen en la Figura (4.3). Los colores sólo indican correspondencia a cada una de las estaciones. Los arribos mostrados nos ayudan a definir zonas específicas que posteriormente numeramos, y donde efectivamente los resultados son más

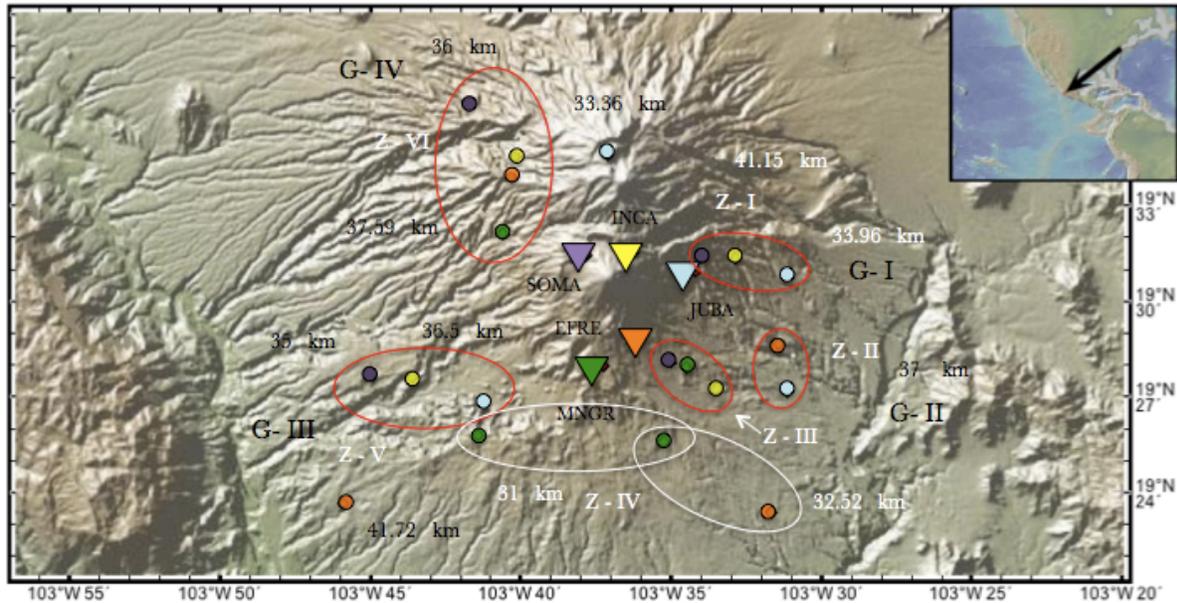


Figura 4.3: El promedio de arribo de los rayos en todas las estaciones para cada acimut. Se definen seis zonas con resultados muy acotados respecto a la profundidad del Moho. Imágen generada por GeoMappApp <http://www.geomapp.org>

similares entre sí. Los valores numéricos para cada zona pueden apreciarse en la Tabla (1.1), así como un mapa del moho en la Figura (4.4).

A excepción de la Zona-I y la Zona-III todos los resultados para el *Moho* son muy acotados, con un promedio de profundidad de 37.29, 31.73, 36.43 y 37.34 km para las Zonas II, IV, V y VI respectivamente. En el caso de las zonas I y III sobresale únicamente el resultado de la estación INCA donde se obtiene una mayor profundidad a diferencia de los dos valores restantes que si muestran valores más afines. También hay un par de resultados que no entran en alguna de las zonas anteriores. El primero corresponde a JUBA-IV, que está al norte con una profundidad de 33.36 km para el Moho que muestra un espesor menor en la corteza respecto a la encontrada en Zona-VI ya que está justo en el área que abarca el nevado de Colima. El segundo es mucho más al sur del VC, corresponde a EFRE-III con una profundidad de 41.727 km.

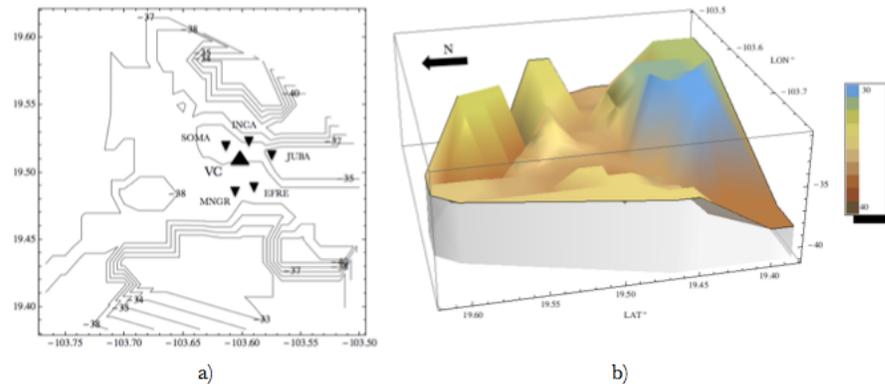


Figura 4.4: a) Mapa de contornos generado con las profundidades obtenidas. b) Mapa en 3D con la misma información. Los valores de cada eje representan coordenadas geográficas en notación decimal. Las unidades de profundidad están en km.

4.1.1. Razón de velocidades en la corteza y Perfiles de FR

De los 20 perfiles de FR obtenidos en la zona del volcán hay cinco de ellos en los que resultó más complicada la identificación de fases en que se basa nuestro análisis (P_s , P_pP_s , $P_sP_s+P_pS_s$), sobre todo en la aparición de la fase P_s debido a las muchas reverberaciones comunes en zonas de estructura muy complicada como lo es un volcán y que ocultan o enmascaran las fases que nos interesan. Éstas son MNGR-III y IV y SOMA-III y IV y EFRE-IV. Se observa claramente que los acimuts III y IV muestran las direcciones con mayor complicación. SOMA es la más cercana al cráter y junto con INCA son las estaciones de mayor altitud. MNGR es la estación más alejada del volcán e INCA se encuentra al NE del volcán sobre un sitio conocido como el Inicio de la Caldera de un volcán más antiguo y grande llamado Paleofuego (Luhr, 1980).

Respecto a las velocidades en la corteza encontramos dos ubicaciones con relevantes efectos de sitio. Las estaciones de Montegrande (MNGR) y El Fresnal (EFRE) son muy próximas entre sí pero muestran valores de velocidades muy contrastantes. Para MNGR el valor de k es muy alto (1.95-2.475) lo que indica una velocidad relativa de la onda S muy baja; para EFRE la situación es contraria, con valores de k muy bajos (1.475-1.625).

Cuadro 4.1: Profundidades y contraste k del Moho de cada una de las zonas definidas.

| Zona - I | H_M | κ | Zona - II | H_M | κ | Zona - III | H | κ |
|-----------|-------|----------|-----------|-------|----------|------------|-------|----------|
| SOMA I | 35.2 | 1.8 | EFRE I | 37.52 | 1.55 | SOMA II | 32.7 | 1.725 |
| INCA I | 41.15 | 1.725 | JUBA II | 37.06 | 1.725 | MNGR I | 34.79 | 1.95 |
| JUBA I | 33.96 | 1.975 | | | | INCA II | 39.45 | 1.775 |
| Zona - IV | H_M | κ | Zona - V | H_M | κ | Zona - VI | H | κ |
| MNGR II | 31.79 | 2.275 | SOMA III | 35.2 | 1.7 | SOMA IV | 36.1 | 1.85 |
| EFRE II | 32.52 | 1.575 | INCA III | 36.65 | 1.725 | INCA IV | 38.66 | 2.275 |
| MNGR III | 30.89 | 2.425 | JUBA III | 37.46 | 1.8 | EFRE IV | 37.02 | 1.625 |
| | | | | | | MNGR IV | 37.59 | 2.475 |

Contrario a ésto, los resultados de profundidades del Moho en las zonas que ambas muestran son bastante similares, como se observan en las Zonas IV y VI que comprueba que la discrepancia en velocidad sólo es respecto a las distintas características físicas del subsuelo de cada estación.

Es relevante también el resultado en velocidades para el azimuth del G-IV que muestran un valor muy alto en κ para las estaciones INCA, JUBA y MNGR respecto a los demás acimuts, donde los rayos atraviesan la zona entre los dos volcanes. En general, la media en los valores de κ está alrededor de 1.79 que concuerda con valores comunes de velocidades en la corteza.

Con esto tenemos también que los resultados de la corteza son muy aproximados al modelo de capas utilizado para éste trabajo (Tabla 3.2) y coinciden con un espesor de alrededor de 35-37 km a excepción de la Zona-IV.

trade-off: H vs κ

Me parece importante recalcar que la ambigüedad mencionada en la sección (2.3.1) se hace evidente en los mapas de contorno que muestran los resultados del algoritmo de apilamiento. En algunos casos no es tan notorio, pero en otros se muestra que los máximos de la función $s(H, \kappa)$ involucran áreas mayores en las gráficas, por ejemplo como en EFRE-

IV (Figura 3.15). Es muy común encontrar un alargamiento del área del máximo que tiende a ser mayor en la dirección de un parámetro en particular. Por ejemplo en SOMA-I para el *moho* el alargamiento es visible para H y más acotado y por lo tanto con una incertidumbre menor para κ .

Es muy claro que las incertidumbres son mayores en los apilamientos para la capa intermedia, y pueden compararse ambos por ejemplo en JUBA-III, MNGR-I, INCA-II, entre otros.

graben

Resulta muy complicado establecer las implicaciones del graben de Colima en la estructura y ubicación del *moho* dadas las observaciones de este trabajo. Recordemos que la mayoría de las estaciones utilizadas se encuentran cubriendo acimutalmente al VC en una región relativamente pequeña *dentro* del graben. Aún con una estación que en teoría está fuera del mismo (BBPJ, Figura 1.5) y basados en los meros resultados es imposible decir si hay un *desplazamiento* en la ubicación del *moho* ya que encontramos profundidades similares (Tabla 5.3).

Para determinar apropiadamente algún efecto del graben y dada su ubicación Norte-Sur en la zona Jalisco-Colima sería conveniente utilizar un arreglo Este-Oeste con estaciones dentro y fuera del mismo para hacer comparaciones a lo largo de una recta. En estudios de este tipo se han encontrado rasgos más complejos en la zona de un graben (Tang, T., 2006), visible en las FR utilizadas al compararlas con las que están fuera del mismo. El desplazamiento del *moho* fue observable como es de esperarse en estas zonas.

En otro estudio con FR de una sola estación en la zona de Colima (Espíndola-Castro, V. H., 2009) muestra unas gráficas con la distribución de entrada del rayo de la onda Ps tanto en la placa que subduce como en la corteza continental, mostrando una gran dispersión en este último, implicando una fuerte irregularidad en la base probablemente debido a su posición sobre el graben.

4.2. Modelo de velocidades de dos capas

El análisis para ubicar una discontinuidad importante entre el Moho y la superficie resultó más complicado. La motivación se debió a la aparición de una fase de amplitud significativa antes del arribo de la Ps en la mayoría de los perfiles de FR que aparecen en el capítulo 3. En cada estación sí se encontró una discontinuidad importante de velocidades aunque no fue perceptible para el algoritmo de apilamiento en todos los acimuts. Los resultados se muestran también en la Tabla (4.2).

Cuadro 4.2: Profundidades en km de una segunda discontinuidad encontrada.

| | I | II | III | IV | Promedio |
|------|------------|------------|------------|------------|----------|
| JUBA | 11.36±0.23 | 10.96±0.20 | 15.46±0.21 | 12.26±0.19 | 12.51 |
| MNGR | 17.59±0.11 | 19.59±0.28 | 20.29±0.21 | 19.39±0.13 | 19.21 |
| EFRE | 4.42±0.35 | | 7.02±0.46 | 7.22±0.75 | 6.22 |
| SOMA | 7.70±0.26 | 9.80±0.20 | | | 8.75 |
| INCA | 10.85±0.30 | 11.55±0.08 | 8.75±0.05 | | 10.38 |
| BBPJ | 15.42±0.08 | 16.02±0.11 | 16.32±0.11 | 17.32±0.11 | 16.27 |

A diferencia de la situación con el *Moho*, las fases utilizadas en esta etapa (Figura 2.8) corresponden a zonas mucho más próximas al receptor por lo que los resultados son más similares para cada estación que en la clasificación anterior por zonas. Hay acimuts donde no se obtuvieron resultados y fue debido a que amplitudes de otras fases enmascaran las de interés por lo que resulta muy complicado la identificación de un máximo en la función $S(H, \kappa)$ que otorgue tiempos de arribo confiables.

Aún así encontramos por ejemplo en JUBA e INCA, próximas entre sí, un rango de valores más similares. SOMA se encuentra prácticamente en la estructura cónica del volcán con una discontinuidad no tan alejada de las dos anteriores. Es muy notoria también una nueva discrepancia entre los resultados en EFRE y MNGR, donde para la primera hay algo importante a unos 7 km de profundidad mientras que en la segunda hay algo mucho más significativo aún más abajo a unos 19 km. La estación MNGR es la estación más alejada

del cráter.

Respecto a lo anterior, en cada una de las estaciones se presenta el caso donde aparentemente se produce una superposición de ondas que hace más complicado nuestro análisis. Se presentan en los acimuts de JUBA-I y IV, MGNR-IV, EFRE-I, III y IV e INCA-III. En todos estos casos la onda Ps y la onda Pa2 comparten los mismos tiempos de arribo de acuerdo al algoritmo utilizado. Puede observarse aquí que los acimuts con mayor ocurrencia de éste fenómeno son el I y IV, y se presenta para INCA y EFRE en el G-III. Los grupos de rayos provenientes de G-II no presentan ésta situación.

De la misma manera, como ya mencionamos en los acimuts de EFRE-II, SOMA-III y IV e INCA-IV no se obtuvieron resultados para éste análisis en primer lugar debido a una pequeña amplitud en la fase Pa1 que impide determinar la profundidad de esta capa utilizando el algoritmo de Zhu y Kanamori (2000), sin embargo visualmente son perceptibles y han sido señaladas en los perfiles de FR correspondientes.

4.3. Conclusiones

El principal objetivo de este trabajo fue conocer la estructura de la corteza en la zona del volcán de Colima, particularmente el espesor de la misma. Para llevarlo a cabo utilizamos la técnica de funciones de receptor que imprime en la señal las reverberaciones en la corteza de los primeros arribos de ondas telesísmicas. El análisis de las mismas fue realizado utilizando un algoritmo desarrollado por Zhu y Kanamori (2000) que permite encontrar la profundidad de una discontinuidad de velocidades así como su razón $\kappa = v_p/v_s$.

Se utilizaron un total de 5 estaciones de banda ancha en la zona del volcán, además de una localizada fuera de ella, misma que fue utilizada como referencia de una zona alejada del volcán y por lo tanto de mejor complejidad geológica donde todas las fases fueron identificadas fácilmente. Todas ellas forman parte de la red sismológica RESCO.

Para nuestro propósito fueron utilizados eventos telesísmicos que se dividieron en cuatro grupos de acuerdo a su *backazimuth* debido a que las FR presentaban una mayor similitud en los tiempos de arribo de las ondas de cada uno de ellos. Del análisis de cada grupo en cada estación se obtuvieron resultados para los que se calculó la ubicación del arribo del rayo de la fase Ps que representa muy bien la intersección manto-corteza. Con la ubicación de todos los rayos se identificaron un total de 6 *zonas* que especifican mejor la profundidad a la que se encuentra el Moho. Las zonas II, IV, V y VI tienen un promedio de profundidad de 37.29, 31.73, 36.43 y 37.34 km respectivamente. En las zonas I y III el promedio es de 36.77 y 35.64 km sin embargo para la estación INCA se obtiene una profundidad mayor a las de los valores restantes que conforma cada zona, tal vez debido a que se encuentra en la caldera de un volcán más antiguo lo que complica la situación. Los resultados JUBA-IV y EFRE-III no coinciden en cercanía ni en un valor por lo que no entraron en alguna de las zonas definidas.

En total se obtuvieron 20 perfiles de FR para la zona del volcán donde a excepción de cinco de ellos se observan claramente las fases principales para el Moho. Los perfiles más *complicados* son MNGR-III y IV y SOMA-III y IV y EFRE-IV donde concluimos que la estructura es mucho más complicada y propicia el enmascaramiento de fases debido a superposición de ondas, así como un desfazamiento de algunas fases. SOMA es la más

cercana a la cima del volcán por que el comportamiento anterior es de esperarse. MNGR y EFRE presentan relevantes efectos de sitio. En la primera de ellas encontramos un valor de κ muy alto (1.95-2.475) y en la segunda valores muy bajos ($1.475 \leq \kappa \leq 1.625$) por lo que indican características físicas del suelo muy distintas entre sí y las demás estaciones. Sin embargo en las profundidades obtenidas por ellas concuerdan con el análisis en las demás estaciones.

Se hizo evidente la existencia de una discontinuidad de velocidades importante entre el Moho y la superficie para todas las estaciones aunque no en todos los acimuts. La razón es la aparición de una fase de amplitud significativa antes del arribo de la onda Ps, llamada Pa1 de acuerdo a la Figura (2.8). En esta ocasión debido a que las fases utilizadas aquí (Pa1, Pa2 y Pa3) muestrean un área mucho más próxima a la estación no podemos clasificarlas en zonas como se hizo anteriormente. La situación fue que la ubicación en profundidad de dichas discontinuidades no coincidieron para todas las estaciones. Solamente en JUBA e INCA, muy próximas entre sí tenemos valores similares con un promedio de 12.51 10.38 km respectivamente. SOMA les sigue en distancia con un valor de 8.75 km. De nueva cuenta en MNGR y EFRE, las más alejadas del volcán, encontramos valores muy distintos ya que para la primera de ellas se presenta a los 19 km mientras que para la segunda hay algo relevante a los 7 km de profundidad.

En los resultados del análisis para los acimuts JUBA-I y IV, MNGR-IV, EFRE-I, II y III, SOMA-I e INCA-III se concluye una superposición de las ondas Ps del Moho y Pa2 de la capa intermedia. La ocurrencia del fenómeno es mayor en los acimuts I y IV. En EFRE-II, SOMA-III y IV e INCA-IV resultó complicado determinar la profundidad de una discontinuidad más superficial dados los algoritmos utilizados, sin embargo visualmente se puede identificar la amplitud de una fase con una posible correspondencia a Pa1 lo que nos confirma la presencia de esta capa en todos los acimuts.

Habrá que esperar la ocurrencia de más eventos telesísmicos para aumentar el número de observaciones y así nutrir más la técnica. Tal vez la separación más detallada de grupos respecto al *backazimuth* permita resultados más detallados. El segundo paso importante a tomar para estudiar la estructura de la región sería incluir eventos locales que ayuden a

muestrear mejor la estructura de velocidades de la onda S. La técnica de inversión, muy utilizada en las FR, es un paso necesario a seguir para profundizar en el análisis de la zona estudiada.

Respecto a las implicaciones del graben en la estructura cortical de la región resulta muy complicado observarlas con el arreglo de estaciones presente en la zona. Es necesario otro tipo de arreglos para tener mejores comparaciones. Un acomodo Este-Oeste en la región que incluya zonas dentro y fuera del graben sería más útil dadas las observaciones en una línea recta. En otros estudios se ha hecho evidente el efecto del graben tanto en la estructura como en la complejidad de las FR (Tang, Y., 2006, Espíndola-Castro, V. H., 2009). El hecho de que el estudio sea en una zona volcánica además del graben hace que las FR resulten también un poco más complejas. Una interpretación del *moho* basado en los resultados obtenidos es presentada en las Figuras (5.1) y (5.2).

Capítulo 5

Apéndices

5.1. Apéndice A. Información RESCO

Cuadro 5.1: Información de estaciones utilizadas de banda ancha de RESCO.

| Estación RESCO | LAT | LON | msnm | Tipo de sensor | Descripción |
|----------------|-----------|-------------|------|----------------|------------------------------------|
| EFRE | 19.479114 | -103.602092 | 2180 | CMG-40TD | Fresnal, Junio del 2001. |
| MNGR | 19.466213 | -103.620391 | 2117 | CMG-6TD | Monte grande, Junio del 2007. |
| JUBA | 19.515346 | -103.569909 | 2345 | CMG-6TD | Juan Barragán, Junio del 2007. |
| SOMA | 19.524144 | -103.630039 | 2999 | CMG-6TD | Soma, Junio del 2007. |
| INCA | 19.525519 | -103.604132 | 3245 | CMG-6TD | Inicio de Caldera, Junio del 2008. |
| BBPJ | 19.170036 | -103.983051 | 632 | CMG-40TD | Pueblo Juárez, Junio 2004. |

5.2. Apéndice B. Información eventos

| Fecha | Distancia (km) | Distancia (°) | Mw | Profundidad (km) | Grupo |
|------------|----------------|-----------------|-----|------------------|-------|
| 2010 03 16 | 6946 | 63.1455 | 6.7 | 18 | 2 |
| 2010 03 11 | 6838 | 62.1636 | 6.7 | 18 | 2 |
| 2010 03 11 | 6831 | 62.1 | 6.9 | 11 | 2 |
| 2010 03 05 | 6982 | 63.4727 | 6.6 | 18 | 2 |
| 2010 03 04 | 6003 | 54.5727 | 6.4 | 104 | 2 |
| 2010 02 27 | 6942 | 63.1091 | 8.8 | 35 | 2 |
| 2010 01 12 | 3264 | 29.6727 | 7 | 13 | 1 |
| 2009 11 24 | 8857 | 80.5182 | 6.8 | 18 | 3 |
| 2009 11 17 | 4336 | 39.4182 | 6.6 | 3 | 4 |
| 2009 11 13 | 5630 | 51.1818 | 6.5 | 27 | 2 |
| 2009 11 09 | 9437 | 85.7909 | 7.3 | 590 | 3 |
| 2009 09 29 | 8425 | 76.5909 | 8.1 | 18 | 3 |
| 2009 09 12 | 3946 | 35.8727 | 6.3 | 10 | 1 |
| 2009 08 30 | 8459 | 76.9 | 6.6 | 11 | 3 |
| 2009 05 16 | 9793 | 89.0273 | 6.5 | 54 | 3 |
| 2009 04 07 | 9546 | 86.7818 | 6.9 | 31 | 4 |
| 2009 03 19 | 9027 | 82.0636 | 7.6 | 31 | 3 |
| 2009 02 18 | 9387 | 85.3364 | 7 | 25 | 3 |
| 2009 01 15 | 9256 | 84.1455 | 7.4 | 36 | 4 |
| 2008 12 09 | 9619 | 87.4455 | 6.8 | 18 | 3 |
| 2008 10 19 | 8892 | 80.8364 | 6.9 | 29 | 3 |
| 2008 09 29 | 9616 | 87.4182 | 7 | 18 | 3 |
| 2008 08 26 | 4392 | 39.9273 | 6.4 | 154 | 2 |

continúa en la página siguiente

| continuación de la página anterior | | | | | |
|------------------------------------|----------------|-----------------|-----|------------------|-------|
| Fecha | Distancia (km) | Distancia (°) | Mw | Profundidad (km) | Grupo |
| 2008 07 05 | 9115 | 82.8636 | 7.7 | 632 | 4 |
| 2008 05 02 | 7215 | 65.5909 | 6.6 | 14 | 4 |
| 2008 02 08 | 6664 | 60.5818 | 6.9 | 9 | 1 |
| 2008 02 04 | 5714 | 51.9455 | 6.3 | 35 | 2 |
| 2007 12 19 | 7353 | 66.8455 | 7.2 | 34 | 4 |
| 2007 12 16 | 5936 | 53.9636 | 6.7 | 34 | 2 |
| 2007 12 13 | 8438 | 76.7091 | 6.2 | 17 | 3 |
| 2007 12 09 | 9427 | 85.7 | 7.8 | 152 | 3 |
| 2007 11 29 | 4514 | 41.0364 | 7.4 | 156 | 1 |
| 2007 11 19 | 9325 | 84.7727 | 6.3 | 558 | 3 |
| 2007 11 16 | 3711 | 33.7364 | 6.8 | 122 | 2 |
| 2007 11 15 | 5928 | 53.8909 | 6.8 | 26 | 2 |
| 2007 11 14 | 5897 | 53.6091 | 7.7 | 40 | 2 |
| 2007 10 16 | 9688 | 88.0727 | 6.6 | 509 | 3 |
| 2007 10 05 | 9669 | 87.9 | 6.5 | 509 | 3 |
| 2007 09 10 | 3336 | 30.3273 | 6.8 | 15 | 2 |
| 2007 08 20 | 7027 | 63.8818 | 6.5 | 6 | 1 |
| 2007 08 16 | 4800 | 43.6364 | 6.4 | 23 | 2 |
| 2007 08 15 | 4691 | 42.6455 | 8 | 39 | 2 |
| 2007 08 02 | 7385 | 67.1364 | 6.7 | 21 | 4 |
| 2007 07 21 | 6176 | 56.1455 | 6.4 | 289 | 2 |
| 2007 07 21 | 4681 | 42.5545 | 6.1 | 644 | 2 |

Cuadro 5.2: Información de todos los eventos utilizados en ésta tesis.

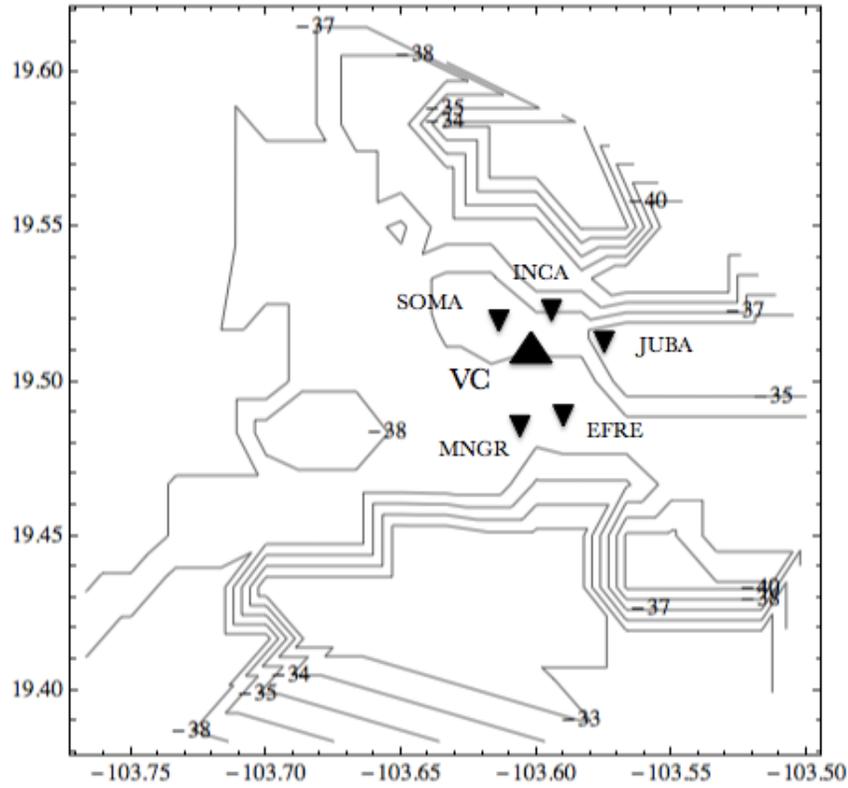


Figura 5.1: Mapa de contornos generado con las profundidades obtenidas. Los valores de cada eje representan coordenadas geográficas en notación decimal. Las unidades de profundidad están en km.

5.3. Resultados

En esta sección se resumen todos los resultados obtenidos en esta tesis y se ha hecho con la intención de que se obtenga la información rápida y fácilmente. La Figura (5.1) es el mapa de contornos que ya se mostró en la Figura (4.4a). Las tablas (5.3) y (5.4) aparecen también en el Capítulo 4.

El mapa generado para visualizar la información en 3D aparece en la Figura (5.2).

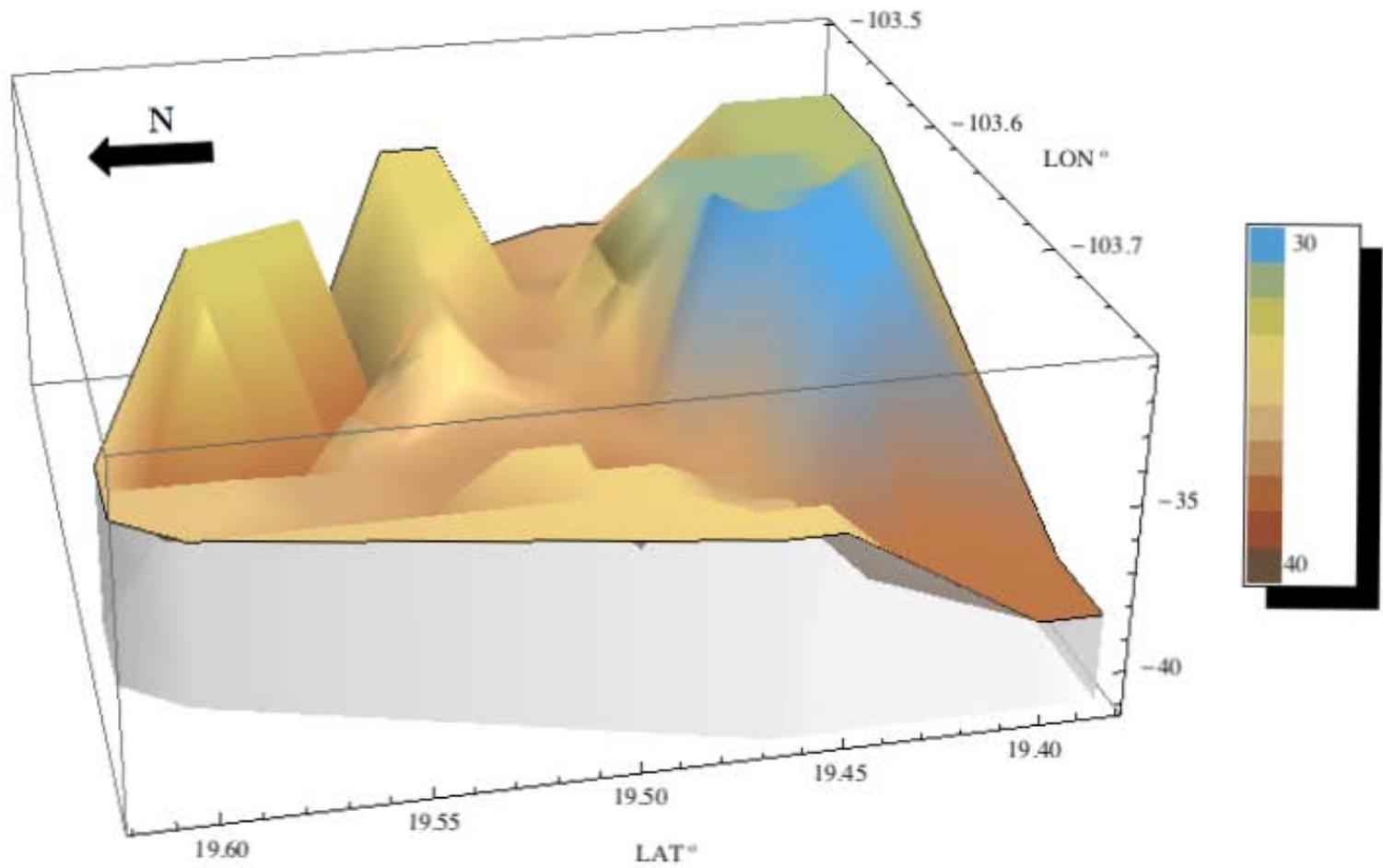


Figura 5.2: Mapa en 3D generado con las profundidades obtenidas. Los valores de cada eje representan coordenadas geográficas en notación decimal. Las unidades de profundidad están en km.

Cuadro 5.3: Resultados en la estructura de la corteza para el VC.

| Estación | H_M | κ_M | H_a | κ_a |
|----------|------------------|-------------------|------------------|-------------------|
| BBPJ I | 37.32 ± 0.51 | 2 ± 0.016 | 15.42 ± 0.08 | 1.9 ± 0.011 |
| BBPJ II | 30.62 ± 0.26 | 2.05 ± 0.015 | 16.02 ± 0.11 | 1.99 ± 0.023 |
| BBPJ III | 30.12 ± 0.16 | 2.175 ± 0.017 | 16.32 ± 0.11 | 2.57 ± 0.028 |
| BBPJ IV | 34.92 ± 0.37 | 1.95 ± 0.013 | 17.32 ± 0.11 | 1.74 ± 0.021 |
| EFRE I | 37.52 ± 0.51 | 1.55 ± 0.017 | 4.42 ± 0.35 | 2.1 ± 0.069 |
| EFRE II | 32.52 ± 0.38 | 1.575 ± 0.023 | | |
| EFRE III | 41.72 ± 0.52 | 1.475 ± 0.009 | 7.02 ± 0.46 | 1.575 ± 0.062 |
| EFRE IV | 37.02 ± 0.25 | 1.625 ± 0.014 | 7.22 ± 0.75 | 1.7 ± 0.068 |
| INCA I | 41.15 ± 0.65 | 1.725 ± 0.019 | 10.85 ± 0.30 | 2 ± 0.040 |
| INCA II | 39.45 ± 0.48 | 1.775 ± 0.017 | 11.55 ± 0.08 | 2.15 ± 0.019 |
| INCA III | 36.65 ± 0.51 | 1.725 ± 0.013 | 8.75 ± 0.05 | 1.725 ± 0.018 |
| INCA IV | 38.66 ± 1.15 | 2.275 ± 0.049 | | |
| JUBA I | 33.96 ± 0.23 | 1.975 ± 0.017 | 11.36 ± 0.23 | 1.425 ± 0.041 |
| JUBA II | 37.06 ± 0.39 | 1.725 ± 0.012 | 10.96 ± 0.20 | 1.85 ± 0.052 |
| JUBA III | 37.46 ± 0.17 | 1.8 ± 0.022 | 15.46 ± 0.21 | 1.65 ± 0.028 |
| JUBA IV | 33.36 ± 0.17 | 2.275 ± 0.012 | 12.26 ± 0.19 | 2.1 ± 0.023 |
| MNGR I | 34.79 ± 0.19 | 1.95 ± 0.010 | 17.59 ± 0.11 | 2.075 ± 0.028 |
| MNGR II | 31.79 ± 0.33 | 2.275 ± 0.021 | 19.59 ± 0.28 | 1.95 ± 0.022 |
| MNGR III | 30.89 ± 0.13 | 2.425 ± 0.023 | 20.29 ± 0.21 | 1.8 ± 0.016 |
| MNGR IV | 37.59 ± 0.22 | 2.475 ± 0.011 | 19.39 ± 0.13 | 1.725 ± 0.017 |
| SOMA I | 35.2 ± 0.36 | 1.8 ± 0.010 | 7.7 ± 0.26 | 1.7 ± 0.050 |
| SOMA II | 32.7 ± 0.38 | 1.725 ± 0.015 | 9.8 ± 0.20 | 1.975 ± 0.040 |
| SOMA III | 35.2 ± 0.19 | 1.7 ± 0.010 | | |
| SOMA IV | 36.1 ± 0.08 | 1.85 ± 0.004 | | |

Cuadro 5.4: Profundidades y contraste k del Moho de cada una de las zonas definidas.

| Zona - I | H_M | κ | Zona - II | H_M | κ | Zona - III | H | κ |
|-----------|-------|----------|-----------|-------|----------|------------|-------|----------|
| SOMA I | 35.2 | 1.8 | EFRE I | 37.52 | 1.55 | SOMA II | 32.7 | 1.725 |
| INCA I | 41.15 | 1.725 | JUBA II | 37.06 | 1.725 | MNGR I | 34.79 | 1.95 |
| JUBA I | 33.96 | 1.975 | | | | INCA II | 39.45 | 1.775 |
| Zona - IV | H_M | κ | Zona - V | H_M | κ | Zona - VI | H | κ |
| MNGR II | 31.79 | 2.275 | SOMA III | 35.2 | 1.7 | SOMA IV | 36.1 | 1.85 |
| EFRE II | 32.52 | 1.575 | INCA III | 36.65 | 1.725 | INCA IV | 38.66 | 2.275 |
| MNGR III | 30.89 | 2.425 | JUBA III | 37.46 | 1.8 | EFRE IV | 37.02 | 1.625 |
| | | | | | | MNGR IV | 37.59 | 2.475 |

Cuadro 5.5: Profundidades en km de una segunda discontinuidad encontrada.

| | I | II | III | IV | Promedio |
|------|------------|------------|------------|------------|----------|
| JUBA | 11.36±0.23 | 10.96±0.20 | 15.46±0.21 | 12.26±0.19 | 12.51 |
| MNGR | 17.59±0.11 | 19.59±0.28 | 20.29±0.21 | 19.39±0.13 | 19.21 |
| EFRE | 4.42±0.35 | | 7.02±0.46 | 7.22±0.75 | 6.22 |
| SOMA | 7.70±0.26 | 9.80±0.20 | | | 8.75 |
| INCA | 10.85±0.30 | 11.55±0.08 | 8.75±0.05 | | 10.38 |
| BBPJ | 15.42±0.08 | 16.02±0.11 | 16.32±0.11 | 17.32±0.11 | 16.27 |

Bibliografía

- [1] Agostinetti, N. P., Chiarabba, C. (2008), Seismic structure beneath Mt Vesuvius from receiver function analysis and local earthquakes tomography: evidences for location and geometry of the magma chamber, *Gephys. J. Int.*, **175**, 1298-1308.
- [2] Aiken, C.L.V., (1976). Analysis of the gravity anomalies of Arizona. Ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson, Arizona.
- [3] Ammon, C. J. (1991), The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2504-2510.
- [4] Ammon, C. J., Randall G. E., and G. Zandt (1990). On the nonuniqueness of receiver function inversions, *J. Geophys. Res.*, **95**, 15303-15318.
- [5] Atwater, T. (1970), Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 3513-3536.
- [6] Band, W.L., (1992). Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for plate fragmentation, *Ph.D. thesis*, Texas A&M Univ., College Station.
- [7] Bandy, W., C. Moretra-Gutiérrez, J. Urrutia-Fucugauchi and T.W.C. Hilde, (1995). The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift? *Geophys. Res. Lett.* **22**, 3075-3078.
- [8] Bath, M., and R. Steffanson (1996), S-P conversion from the base of the crust, *Ann. Geophys.*, **19**, 119-130.

- [9] Bretón, M., Ramírez, J.J., Navarro, C., 2002. Summary of the historical eruptive activity of Volcán de Colima, México: 1519-2000. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **117**, 21-46.
- [10] Cassidy, J. F. (1992). Numerical experiments in broadband receiver function analysis, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **82**, 1453-1474.
- [11] Castellanos G., Jiménez Z., Sismología en Colima, S y G Editores, México, 1995
- [12] Chapin D. A., The theory of the Bouguer gravity anomaly; a tutorial, May 1996 *GeoScienceWorld*; **15**; no.5; p.361-363.
- [13] Chi-Chia Tang, Chau-Huei Chen and Ta-Liang Teng (2008), Receiver Functions for Three-layer Media, *Pure appl. Geophys*, **165** 1249-1262.
- [14] Clayton, R. W. and R. A. Wiggins (1976). Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 47, 151-177.
- [15] Cruz-Atienza V. M., Pacheco J. F., Singh S. K. Shapiro N. M., Valdés, C., and Iglesias, A. (2001), Size of Popocatepetl volcano explosions (1997-2001) from waveform inversion, *Geophysical Research Letters*, **28**, 4027-4030.
- [16] Demant, Alain, 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano; sus problemas de interpretación: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v.2, p. 172-187.
- [17] Eissler, H. and K.C. McNally, Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Kalisco, Mexico earthquake, *J. Geophys. Res.*, **89**, 4520-4530, 1984.
- [18] Espíndola-Castro, V. H., 2009, Modelos de velocidad cortical en México, utilizando funciones de receptor en las estaciones de la red nacional de banda ancha, Tesis de doctorado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM.

- [19] Ferrari L., The Geochemical Puzzle of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle Plume, Continental Rifting, or Mantle Perturbation Induced by Subduction?, <http://www.mantleplumes.org/Mexico2.html>
- [20] Ferrari, L., Pasquare, G. Venegas, S., Castillo, D., y Romero, F., (1994). Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block: *Geofísica Internacional*, **33**, 139-151.
- [21] Gómez T.A., Orozco E., T., Ferrari L., Petrogénesis ígnea de la faja volcánica trans-mexicana, Boletón de la Sociedad Geológica Mexicana, ISSN 0366-1784, Tomo 57, No. 3, 2005, pags. 227-283.
- [22] Gurrola, H., G. E. Baker, and J. B. Minster (1995). Simultaneous time domain deconvolution with application to the computation of receiver functions, *Geophys. J. Int.* **120**, 537-543.
- [23] Kikuchi, M., and H. Kanamori (1982). Inversion of complex body waves, *Bull. Seismol. Soc. Amer.* **72**, 491-506.
- [24] Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* **84**, 4749-4762.
- [25] Ligorria, J. P. and C. J. Ammon, (1999), Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **89**, 1395-1400
- [26] Luhr, J.F., Carmichael, I. S.E., (1980). The Colima Volcanic Complex, Mexico, *Contrib. Mineral. Petrol.* **71**, 343-373.
- [27] Mangino, S. G., G. Zandt, and C. J. Ammon (1993). The receiver structure beneath Mina, Nevada, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **83**, 542-560.
- [28] Medina, F., J.M. Espíndola, M. de la Fuente y M. Mena, 1996. A gravity model of the Colima, Mexico region. *Geofis. Int.*, **25**, 387-390.

- [29] Nakamichi, H., Tanaka, S. and Hamaguchi, H., 2002. Fine S wave velocity structure beneath Iwate volcano, northeastern Japan, as derived from receiver functions and travel times, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **116**, 235-255.
- [30] Owens, T.J. (1984) Determination of crustal and upper mantle structure from analysis of broadband teleseismic P-waveforms, *Ph.D. thesis*, Department of Geology and Geophysics, The University of Utah.
- [31] Pardo, M., Suárez, G., (1993), Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico, *Geophysical Research Letters*, **20**, 2391-2394.
- [32] Pardo, M., Suárez, G., (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, **100**, 12357-12373.
- [33] Phinney, R. A. (1964), Structure of the earth's crust from spectral behavior of long-period body waves, *J. Geophys. Res.* **69**, 2997-3017.
- [34] Ryan, W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, and R. Zemsky (2009), Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03014, doi:10.1029/2008GC002332.
- [35] Schmincke, H.U., *Volcanism*, Springer Verlag, 2004.
- [36] Sheehan, A. F., A. Abers, A. L. Lerner-Lam, and C.H. Jones (1995). Crustal thickness variations across the Rocky Mountain Front from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, **100**, 20391-20404.
- [37] Singh, S.K., L. Ponce, and S. Nishenko, The great Jalisco, Mexico, earthquake of 1932: Subduction of the Rivera Plate, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1301-1313, 1985.
- [38] Stein S. and Wysession M., *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*, Blackwell Publishing, 2003.

- [39] Tang, Y., Fu, Y., Zhou, S., Chen, Y. J., Sandvol, E., Jin, G., Liang, X., Ning, J., Feng, Y., Wang, L., and Liu, M., (2006), A seismic array study of the western Weihe graben, at the southern boundary of the Ordos, American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract T54C-08.
- [40] World Geodetic System 84, <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/>.
- [41] Yagi, Y., Mikumo, T., Pacheco, J., and Reyes, G. (2004), Source Rupture Process of the Tecomán, Colima, Mexico Earthquake of 22 January 2003, Determined by Joint Inversion of Teleseismic Body-wave and Near-Source Data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**, 1795-1807.
- [42] Zhu, L., Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.* **105**, 2969–2980.

Índice de figuras

| | | |
|------|--|----|
| 1.1. | México con su cinturón volcánico, la FVTM. Imágen tomada de Gómez Tuena, et.al. 2005. | 3 |
| 1.2. | Localización de los volcanes más representativos de México. El volcán de Colima se encuentra hacia el occidente del país. Imágen generada por GeoMappApp http://www.geomapapp.org | 5 |
| 1.3. | Marco tectónico. Imágen generada por GeoMappApp http://www.geomapapp.org | 6 |
| 1.4. | Distribución de la red de estaciones sismológicas en Colima. Imágen generada por GeoMappApp http://www.geomapapp.org | 7 |
| 1.5. | Estaciones utilizadas en ésta tesis. Imágen generada por GeoMappApp http://www.geomapapp.org | 8 |
| 1.6. | Imágen tomada de Medina et.al, (1996). El CVC se encuentra sombreado en la parte norte del recuadro que indica el área de estudio. | 9 |
| 1.7. | Resultados del modelo gravimétrico en Colima. A la izquierda se presenta la anomalía completa de Bouguer. A la derecha la anomalía residual. El VC se encuentra en ($19^{\circ} 30'45''$, $-103^{\circ} 36'33''$). Imágen tomada de Medina et.al, (1996). | 10 |
| 2.1. | Ondas P telesísmicas con sus reverberaciones. Imagen modificada de http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html | 12 |
| 2.2. | En la parte superior se muestra la forma de onda que toma una función de receptor debido a una sola discontinuidad de velocidades que produce las fases mostradas en la parte inferior, conversiones de onda P-a-S. Imagen modificada de http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html | 14 |
| 2.3. | Las tres fases representadas en las ecuaciones (2.2.6) y (2.2.7). | 16 |

| | | |
|-------|---|----|
| 2.4. | El efecto del método de nivel de agua para evitar valores muy pequeños en la división. Imá- gen modificada de http://eqseis.geosc.psu.edu/ cammon/HTML/RftnDocs/seq01.html | 19 |
| 2.5. | Forma de onda de una función Gaussiana. En la constante α se controla el ancho del filtro, parámetro importante con los respectivos valores utilizados en éste procedimiento. | 21 |
| 2.6. | FR resultante para distintos valores de α . Obtenidas de los registros de la estación MNGR. | 23 |
| 2.7. | Ancho relevante en el filtro de señales: Ancho Completo a la Mitad del Máximo de la Función. | 24 |
| 2.8. | Reverberaciones usadas en modelo de dos capas. | 28 |
| 3.1. | Distribución global de los eventos utilizados. Los cuatro grupos de sismos bien definidos. Imágen generada por GeoMappApp http://www.geomapapp.org | 30 |
| 3.2. | Las tres componentes de un sismograma de la estación de Pueblo Juárez, Colima, BBPJ. | 31 |
| 3.3. | FR obtenidas de la estación JUBA para el grupo G-I con su respectivo <i>stacking</i> | 32 |
| 3.4. | Estaciones de RESCO en la zona del Volcán de Colima. Imágen generada por GeoMap- pApp http://www.geomapapp.org | 34 |
| 3.5. | Resultado del apilamiento del G-III en la estación JUBA. A la izquierda, $H = 39.8$ km, κ $= 1.8$. A la derecha se muestran los resultados para otra discontinuidad en el mismo acimut. | 35 |
| 3.6. | Grupo G-I, JUBA. Nótese que en las fases Ps y Pa2 no hay diferencia en los tiempos de arribo. | 36 |
| 3.7. | Perfil de FR del grupo G-II para la estación JUBA. | 36 |
| 3.8. | Perfil de FR del grupo G-III para la estación JUBA. | 37 |
| 3.9. | Perfil de FR del grupo G-IV para la estación JUBA. | 37 |
| 3.10. | Izquierda: El Moho a $H = 36.90$ km debajo de MNGR, $\kappa = 1.95$. Derecha: La profundi- dad de una discontinuidad de velocidades importante a 19.70 km. | 38 |
| 3.11. | Perfil de FR del grupo G-I para la estación MNGR. | 39 |
| 3.12. | Perfil de FR del grupo G-II para la estación MNGR. | 39 |
| 3.13. | Perfil de FR del grupo G-III para la estación MNGR. | 40 |
| 3.14. | Perfil de FR del grupo G-IV para la estación MNGR. | 40 |
| 3.15. | Apilamiento de las señales en la estación EFRE para el G-IV. | 41 |
| 3.16. | Perfil de FR del grupo G-I para la estación EFRE. | 42 |

| | |
|--|----|
| 3.17. Perfil de FR del grupo G-II para la estación EFRE. Nótese la presencia de una fase con posible correspondencia a Pa1. | 42 |
| 3.18. Perfil de FR del grupo G-III para la estación EFRE. | 43 |
| 3.19. Perfil de FR del grupo G-IV para la estación EFRE. | 43 |
| 3.20. Apilamiento de las señales en la estación SOMA para el G-I. | 44 |
| 3.21. Perfil de FR del grupo G-I para la estación SOMA. | 45 |
| 3.22. Perfil de FR del grupo G-II para la estación SOMA. | 45 |
| 3.23. Perfil de FR del grupo G-III para la estación SOMA. Nótese la presencia de una fase con posible correspondencia a Pa1. | 46 |
| 3.24. Perfil de FR del grupo G-IV para la estación SOMA. Nótese la presencia de una fase con posible correspondencia a Pa1. | 46 |
| 3.25. Apilamiento de las señales en la estación INCA para el G-II. | 47 |
| 3.26. Perfil de FR del grupo G-I para la estación INCA. | 48 |
| 3.27. Perfil de FR del grupo G-II para la estación INCA. | 48 |
| 3.28. Perfil de FR del grupo G-III para la estación INCA. | 49 |
| 3.29. Perfil de FR del grupo G-IV para la estación INCA. Nótese la clara presencia de una fase con posible correspondencia a Pa1. | 49 |
| 3.30. Apilamiento de las señales en la estación BBPJ para el G-II. | 50 |
| 3.31. Perfil de FR del grupo G-I para la estación BBPJ. | 51 |
| 3.32. Perfil de FR del grupo G-II para la estación BBPJ. | 51 |
| 3.33. Perfil de FR del grupo G-III para la estación BBPJ. | 52 |
| 3.34. Perfil de FR del grupo G-IV para la estación BBPJ. | 52 |
| 4.1. Longitud de corteza muestreada por la fase Ps. | 54 |
| 4.2. Ubicación de todos los rayos para la estación JUBA con su promedio en color naranja. | 54 |
| 4.3. El promedio de arribo de los rayos en todas las estaciones para cada acimut. Se definen seis zonas con resultados muy acotados respecto a la profundidad del Moho. Imágen generada por GeoMappApp http://www.geomapp.org | 55 |

4.4. a) Mapa de contornos generado con las profundidades obtenidas. b) Mapa en 3D con la misma información. Los valores de cada eje representan coordenadas geográficas en notación decimal. Las unidades de profundidad están en km. 56

5.1. Mapa de contornos generado con las profundidades obtenidas. Los valores de cada eje representan coordenadas geográficas en notación decimal. Las unidades de profundidad están en km. 67

5.2. Mapa en 3D generado con las profundidades obtenidas. Los valores de cada eje representan coordenadas geográficas en notación decimal. Las unidades de profundidad están en km. 68

Índice de cuadros

| | | |
|------|---|----|
| 3.1. | Valores del parámetro de rayo considerado para cada grupo de eventos. | 33 |
| 3.2. | Modelo de velocidades para la zona. | 33 |
| 3.3. | Resultados en la estación JUBA . La columna t_{P_s} representa al tiempo de arribo de la onda Ps. Los subíndices H_M , κ_M , H_a y κ_a corresponden al Moho y a la segunda discontinuidad respectivamente. | 35 |
| 3.4. | Resultados en la estación MNGR | 38 |
| 3.5. | Resultados en la estación EFRE | 41 |
| 3.6. | Resultados en la estación SOMA | 44 |
| 3.7. | Resultados en la estación INCA | 47 |
| 3.8. | Resultados en la estación BBPJ | 50 |
| 4.1. | Profundidades y contraste k del Moho de cada una de las zonas definidas. | 57 |
| 4.2. | Profundidades en km de una segunda discontinuidad encontrada. | 59 |
| 5.1. | Información de estaciones utilizadas de banda ancha de RESCO. | 64 |
| 5.2. | Información de todos los eventos utilizados en ésta tesis. | 66 |
| 5.3. | Resultados en la estructura de la corteza para el VC. | 69 |
| 5.4. | Profundidades y contraste k del Moho de cada una de las zonas definidas. | 70 |
| 5.5. | Profundidades en km de una segunda discontinuidad encontrada. | 70 |