



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

# TOMOGRAFÍA SÍSMICA 2D DE ALTA RESOLUCIÓN BAJO LOS MONTES SUBMARINOS O'HIGGINS

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

JORGE ANTONIO SEPÚLVEDA LEMA

PROFESOR GUÍA:  
EDUARDO CONTRERAS REYES

MIEMBROS DE COMISIÓN:

EMILIO VERA SOMMER  
MARIO PARDO PEDEMONTE  
SANTIAGO CASTRO BRAVO

SANTIAGO DE CHILE

S e p t i e m b r e 2012

# Resumen

## TOMOGRAFÍA SÍSMICA 2D DE ALTA RESOLUCIÓN BAJO LOS MONTES SUBMARINOS O'HIGGINS

Se presenta un modelo tomográfico bidimensional de onda compresional la cual exhibe la estructura cortical y mantélica superior de dos montes submarinos (montes O'Higgins) que se formaron hace 8-10 Ma debido a la interacción del punto caliente (*hot spots*) de Juan Fernández con la placa oceánica de Nazca. En las cercanías del edificio volcánico, el basamento oceánico está cubierto por una delgada capa de sedimentos pelágicos y depósitos volcano-clásticos con velocidades de onda compresional  $< 3$  km/s. Lejos de los montes submarinos, el modelo de velocidad muestra una corteza oceánica típica con espesor promedio de 6,5 km y velocidades en la corteza inferior que varían entre 6.5 y 7.1 km/s. La estructura interna de velocidad de los montes O'Higgins varían entre 3.0 y 5.0 km/s, lo cual sugiere que los procesos de formación del edificio volcánico son más bien extrusivos en vez de intrusión cortical. Además, el manto oceánico tiene velocidades de  $\sim 7.8$  km/s lejos de la fosa y de los montes O'Higgins, pero estas decrecen rápidamente bajo los montes y hacia la fosa a valores de 7.3-7.4 km/s. Velocidades en el rango de 7.3-8.0 km/s observadas bajo dorsales oceánicas son comunmente atribuidas a material magmático adosado por debajo del Moho oceánico (*magmatic underplating*). Sin embargo, los montes O'Higgins se encuentran en la región del abombamiento de la litosfera oceánica (*outer rise*) la cual es una región caracterizada por múltiples fallas extensionales. Este fallamiento normal producto de la flexura de la litosfera paralela al eje de la fosa, facilitaría la hidratación del manto oceánico (serpentización). De esta forma es probable que las bajas velocidades mantélicas por debajo de los montes submarinos sea una combinación de efectos de serpentización y magmatismo *underplating*.

# Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer a todas las instituciones que participaron en el proyecto SPOC durante el año 2001, que sin ellas, esta tesis no habría sido posible, entre las instituciones participantes están las instituciones Alemanas (GEOMAR, BGR, GFZ-Potsdam y FU Berlin) y las instituciones Chilenas (Universidad de Chile, Universidad Católica de Valparaíso, SHOA, IGM, SERNAGEOMIN y SIPETROL).

Al Departamento de Geofísica por completo y en especial a mi profesor guía Eduardo Contreras Reyes, que sin su apoyo y perseverancia no habría terminado este trabajo, a Emilio Vera Sommer que sin su mentoría a través de estos años no habría tenido las herramientas, ni el ánimo de seguir por el camino de la Geofísica.

A Golder Associates S.A, en especial a mi colega y amigo Philippe Martin, por apoyarme en esta importante etapa de mi vida.

Quisiera agradecer a mis amigos de la Facultad, por su importante apoyo durante todos los años de estudio y trabajo, gracias a Eduardo, Sergio, Andrei y Felipe, por estar ahí y reforzar la idea: hay que terminar la tesis a toda costa.

Por último quisiera agradecer a mi familia, en especial a mi Padre, Madre y hermana Anita por su cariño y apoyo incondicional. A Daniela y José Agustín por los caminos que faltan por recorrer y a mi hija Antonia por su sinceridad y amor incondicional.

# Índice General

<b>1. Introducción</b>	<b>4</b>
<b>2. Marco Tectónico</b>	<b>5</b>
2.1. Geodinámica . . . . .	5
2.2. Marco Tectónico Regional . . . . .	8
<b>3. Adquisición y Descripción de Datos</b>	<b>10</b>
3.1. Introducción . . . . .	10
3.2. Adquisición de datos . . . . .	13
<b>4. Tomografía sísmica 2D</b>	<b>14</b>
4.1. Datos Sísmicos . . . . .	14
4.2. Esquema para tomografía con datos de tiempos de viaje . . . . .	27
4.3. Modelo de referencia y parámetros de inversión . . . . .	27
4.4. Incertidumbres en el modelo de velocidad final . . . . .	30
4.5. Test de resolución . . . . .	32
4.6. Test de Ambigüedad (Velocidad-Profundidad) . . . . .	34
<b>5. Discusión y Conclusiones</b>	<b>35</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>38</b>
<b>A. Matlab: Programa principal y Subrutinas</b>	<b>41</b>
A.1. Programa principal . . . . .	41
A.2. Subrutinas . . . . .	44

# Capítulo 1

## Introducción

Los puntos calientes (*hot spots*) oceánicos están asociados con volcanismo activo, una traza de montes submarinos progresivamente aumenta su edad a medida que se aleja del punto caliente. Las estructuras de corteza y manto superior por sobre el punto caliente, son en parte el producto de transferencia de material magmático desde el manto profundo hacia la superficie terrestre. Los modelos de plumas magmáticas permiten la predicción de la composición y sugieren que las estructuras sísmicas de la corteza y del manto superior reflejan el pulso magmático de un punto caliente [White and McKenzie, 1989; Kelemen and Holbrook, 1995]. Además, los volcanes oceánicos representan grandes cargas sobre la litosfera oceánica la cual es deformada debido al peso del edificio volcánico (e.g., [Watts et al., 1985, 1997]), y a través de la flexura se pueden estudiar propiedades termales y mecánicas de la litosfera en el largo plazo.

El grupo de montes submarinos O'Higgins está ubicado a 120 km al Oeste de la fosa chilena, en la parte más oriental del Ridge de Juan Fernández (RJF) antes de ser subductado bajo el continente. Este grupo de montes submarinos se formó hace 8-10 Ma debido a la interacción entre la placa oceánica de Nazca (de 27 Ma de edad al momento de la formación volcánica) y el punto caliente Juan Fernández ( $\sim 34^{\circ}\text{S}/83^{\circ}\text{W}$ ). En la actualidad, el monte submarino O'Higgins y el Guyot O'Higgins se ubican en los  $32^{\circ}50'\text{S}/73^{\circ}38'\text{W}$  y  $32^{\circ}52'\text{S}/73^{\circ}48'\text{W}$  respectivamente (Figura 3.1 y 3.2). En el año 2001, durante el mes de Diciembre, se adquirieron datos de sísmica de gran ángulo, a través de un experimento sísmico marino utilizando 22 OBS/OBH (*Ocean Bottom Seismometers/Hydrophones*) y (*Airguns*) en la superficie como fuente de energía, a lo largo de una línea de nombre P04, cruzando los montes submarinos O'Higgins. Este trabajo consiste en la presentación de resultados de una interpretación tomográfica 2-D para esta línea. Se presentarán imágenes tomográficas de los edificios volcánicos y se discutirá el origen magmático de estos montes submarinos.

## Capítulo 2

# Marco Tectónico

### 2.1. Geodinámica

El experimento sísmico fue llevado a cabo durante el mes de Diciembre del año 2001, se ubicó geográficamente en el ridge de Juan Fernández específicamente sobre los montes submarinos O'Higgins, que están ubicados en la porción central de la Placa tectónica de Nazca.

La placa de Nazca subducta bajo Sudamérica a una tasa actual de 6,6 cm/año [Angermann et al., 1999], pero probablemente se ha movido a una tasa promedio de 8,5 cm/año durante varios millones de años [DeMets et al., 1990]. La placa de Nazca se formó al Norte del Ridge de Juan Fernández (RJF) en la dorsal Pacífico-Nazca (*East Pacific rise*) hace más de 35 Ma [Tebbens et al., 1997], mientras que el Sur del RJF, la placa de Nazca fue creada en la dorsal Nazca-Antártica dentro de los 35 Ma [Herron et al., 1981]. La edad de la placa oceánica de Nazca a lo largo de la fosa Chilena varía de 0 Ma en la Triple unión de Chile (45,5°S) a un máximo de 50 Ma en las cercanías de los 20°S [Tebbens et al., 1997; Mueller et al., 1997]. Al Norte de esta latitud el margen continental cambia su orientación desde NNE a NO, característica conocida como el codo de Arica. Más hacia el Norte, la edad de la placa decrece a lo largo de la fosa hasta unos 28 Ma a los 5°S. Zonas de fracturas cortan la dorsal de Chile (la parte Sur del centro de expansión Nazca-Antártico) en varios segmentos, resultando en cambios abruptos de estados termales a lo largo del límite de la placa. Estos segmentos que limitan las zonas de falla son más o menos paralelos al rumbo de la fosa (Figura 2.1(a)).

La parte Sur de la fosa Chilena entre las latitudes 34°S y 45,5°S se encuentra colmada de sedimentos liberados por los ríos y rápida erosión de los glaciares de Los Andes [Thornburg et al., 1990; Bangs y Cande 1997]. Dentro de la fosa, hay migración de turbiditas hacia el Norte y la profundidad del fondo marino se vuelve más profundo con la edad de la placa (Figura 2.1(c)). La Figura 2.1(b) muestra la profundidad del suelo marino y el techo de la placa oceánica en el eje de la fosa entre las latitudes 20°S y 48°S, la profundidad del fondo marino es de tan solo 3 km en la vecindad de la dorsal de Chile, donde la edad de la placa es de 0 Ma y aumenta hasta más de 7,0 km a los 23°S con una edad de 40 Ma. La profundidad del

fondo marino incrementa rápidamente desde 3,0 km hasta los 5,8 km a la latitud 33°S (Figura 2.1(b)). El rango de espesor de relleno de la fosa entre las latitudes 34°S y 45°S es de 1,5 a 2,5 km mientras que al norte del RJF el espesor sedimentario es sólo cercano a los 500 metros [Von Huene et al., 1997]. Más al Norte la fosa se profundiza progresivamente hasta 8 km en las costas de Antofagasta cercana a la latitud 22°S, y tiene solo un delgado (casi despreciable) relleno sedimentario. El RJF se comporta como una barrera que no permite el transporte de turbidita de Sur a Norte [Von Huene et al., 1997].

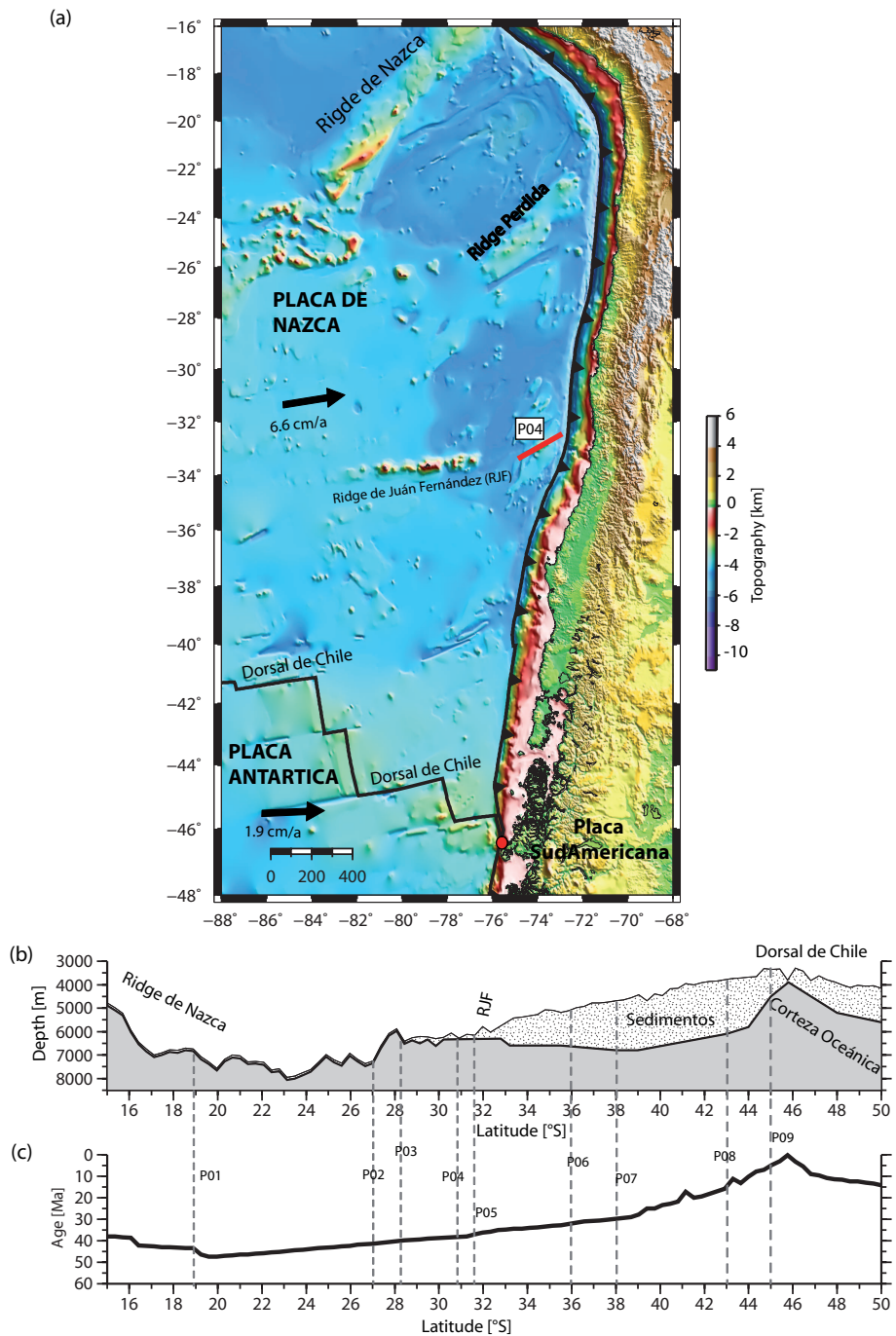


Figura 2.1: (a) Arreglo Geodinámico de las placas de Nazca, Antártica y Sudamericana (modificada de [Contreras-Reyes and Osses, 2010]). Estas placas se juntan en la triple unión de Chile, donde la dorsal de Chile está actualmente subduciendo a la latitud 46,4°S. La placa de Nazca es segmentada por varias zonas de fracturas, resultando en una fuerte variabilidad de la edad de la placa subductada. Los mapas batimétricos están basados en datos batimétricos GEBCO [Sandwell and Smith, 1997] (b) Profundidad del eje de la fosa a lo largo de la fosa chilena. (c) Edad de la placa oceánica de Nazca y Antártica en el eje de la fosa.



## 2.2. Marco Tectónico Regional

Del grupo de montes submarinos O'Higgins (Figura 3.1 y 3.2), el guyot O'Higgins y el monte submarino O'Higgins forman dos de los más prominentes domos volcánicos del grupo. Se ubican a 120 km hacia el Oeste de la fosa chilena, donde la subducción de la placa de Nazca ocurre con una tendencia de  $N80^{\circ}E$  y una tasa de convergencia de 8,5 cm/año bajo la placa Sudamericana [DeMets et al., 1990]. El mapeo del fondo marino basado en altimetría satelital [Sandwell and Smith, 1997] revela una cadena de montañas de 900 km (RJF) formada por 11 montes submarinos que se extienden hacia aproximadamente al Este desde el hot-spot actual a los  $34^{\circ}S/83^{\circ}W$  en dirección aproximada Oeste-Este. La cadena aparece como una dorsal continua al Oeste de los  $76,5^{\circ}W$ . Este segmento de la dorsal muestra una gravimetría de aire libre, característica de una respuesta de carga flexural de la corteza oceánica [Sandwell and Smith, 1997]: una anomalía positiva a través de la cresta del ridge está rodeada por anomalías negativas a lo largo de ambos flancos, lo cual indica estructuras tipo *moat*. Estas estructuras son flexuras del piso oceánico debido a la carga producida por un edificio volcánico, habitualmente están rellenas con sedimentos volcanoclásticos.

Hacia el Este sólo se observan elevaciones batimétricas aisladas originadas en episodios de actividad volcánica esporádica, que marcan el movimiento de la placa sobre el punto caliente. Como el ridge de Juan Fernández no fue formado en las proximidades de un centro de expansión, es de dimensiones modestas [Kopp et al., 2004], a diferencia del sistema dorsal de Nazca [Hampel et al., 2004] o la dorsal Cocos-Carnegie [Sallares et al., 2003] donde el magmatismo se reforzó por la contribución del centro de expansión cercano. [Walther, 2003].

Anomalías gravimétricas positivas cercanas a 170 Mgal sobre los conos magmáticos del grupo O'Higgins están localizadas sobre los centros volcánicos. Según datos magnéticos, el monte submarino O'Higgins fue formado hace 9 Ma [Yáñez et al., 2001]. La edad actual del piso oceánico en donde se formó el monte es del Mioceno (35,5 - 36,5 Ma) [Yáñez et al., 2001]. Anomalías magnéticas también indican la existencia del monte submarino Papudo, ya subducido a los  $\sim 32,7^{\circ}S/72,6^{\circ}W$ , el cual posee dimensiones similares al Guyot O'Higgins [Yáñez et al., 2001]. De los montes que todavía no han subducido, el Monte O'Higgins es el más antiguo de la dorsal de Juan Fernández (9 Ma) [von Huene et al., 1997].

La presencia del RJF marca un cambio fundamental en el ángulo de subducción de la placa oceánica, caracterizado por la subhorizontalidad hacia el Norte, en la placa de Nazca (*flat slab*) ubicada aproximadamente entre las latitudes  $28^{\circ}S-33^{\circ}S$  [Pardo et al., 2003]. Además, esta región coincide con la zona de inactividad volcánica cuaternaria y ausencia de valles centrales. Al Norte y al Sur de esta zona de subhorizontalidad de la placa oceánica existe volcanismo activo, indicativo de una subducción normal [Barazangi and Isacks, 1976; Cahill and Isacks, 1992].

El origen del segmento subhorizontal de la placa en subducción es aún desconocido. Generalmente se asocia este tipo de geometría con elevaciones de la batimetría, provenientes de la subducción de cadenas montañosas o zonas de fracturas [Nur and Ben-Avraham, 1981; Pilger, 1981]. Se postula una relación entre la horizontalidad del plano de Wadatti-Benioff y la flotabilidad (*buoyancy*) de la placa oceánica, dada por la notable actividad sísmica somera en un rango de profundidad de 50 a 75 km en el Chile Central [Pardo et al., 2003]. [Cahill e Isacks, 1992] estudiaron datos telesísmicos en torno a la zona de transición de la geometría del plano de Wadatti-Benioff, la cual está marcada por el borde tectónico a la latitud 33°S, en donde el plano de Wadatti-Benioff es horizontal al norte del borde tectónico e inclinado al sur; con un manto aproximado de 25°-30° [Barazangi and Isacks, 1976].

El punto de convergencia entre el RJF y el margen continental no se ha mantenido estático a lo largo del tiempo. Estudios paleomagnéticos enfocados a la cinemática de la placa oceánica de Nazca, muestran que la zona de convergencia se ha ido desplazando lentamente hacia el Sur a partir del Eoceno [Yáñez et al., 2001].

A lo largo del eje de la fosa, el RJF actúa como una gran barrera acumulando una gran cantidad de sedimentos al Sur del *flat slab*, en cambio al Norte del RJF se tiene una menor cantidad de volumen de sedimentos [Flueh et al., 1998]. Una baja cantidad de sedimentos acumulados en la fosa produce una fuerte erosión tectónica sobre la placa continental en contraste de una fosa cubierta por un alto volumen de sedimentos [von Huene et al., 1997; Ranero et al., 2006].

## Capítulo 3

# Adquisición y Descripción de Datos

### 3.1. Introducción

Durante el mes de Diciembre de 2001 se efectuó el cuarto crucero del buque científico Alemán R/V SONNE correspondiente al proyecto SO161 SPOC (Procesos de Subducción frente a Chile), el cual fue realizado en estrecha cooperación entre las instituciones Alemanas (GEOMAR, BGR, GFZ-Potsdam y FU Berlin) y las instituciones Chilenas (Universidad de Chile, Universidad Católica de Valparaíso, SHOA, IGM, SERNAGEOMIN y SIPETROL). Durante el crucero se adquirieron datos sísmicos de refracción de gran ángulo, gravimetría, magnetometría, batimetría multihaz y sismicidad natural. De los datos sísmicos de refracción de gran ángulo se extrae un perfil para el presente trabajo. La zona de trabajo para este perfil está ubicada aproximadamente entre los  $32,31^{\circ}\text{S}/72,72^{\circ}\text{W}$  y  $33,38^{\circ}\text{S}/74,76^{\circ}\text{W}$  (Figura 3.1 y 3.2).

Este perfil está alineado al eje de la dorsal de Juan Fernández (Figura 3.2) el cual cruza los Montes de O'Higgins. Este corresponde al perfil número 4 (P04) de los perfiles sísmicos de refracción de gran ángulo realizado durante el crucero y estudiado previamente por [\[Kopp et al., 2004.\]](#).

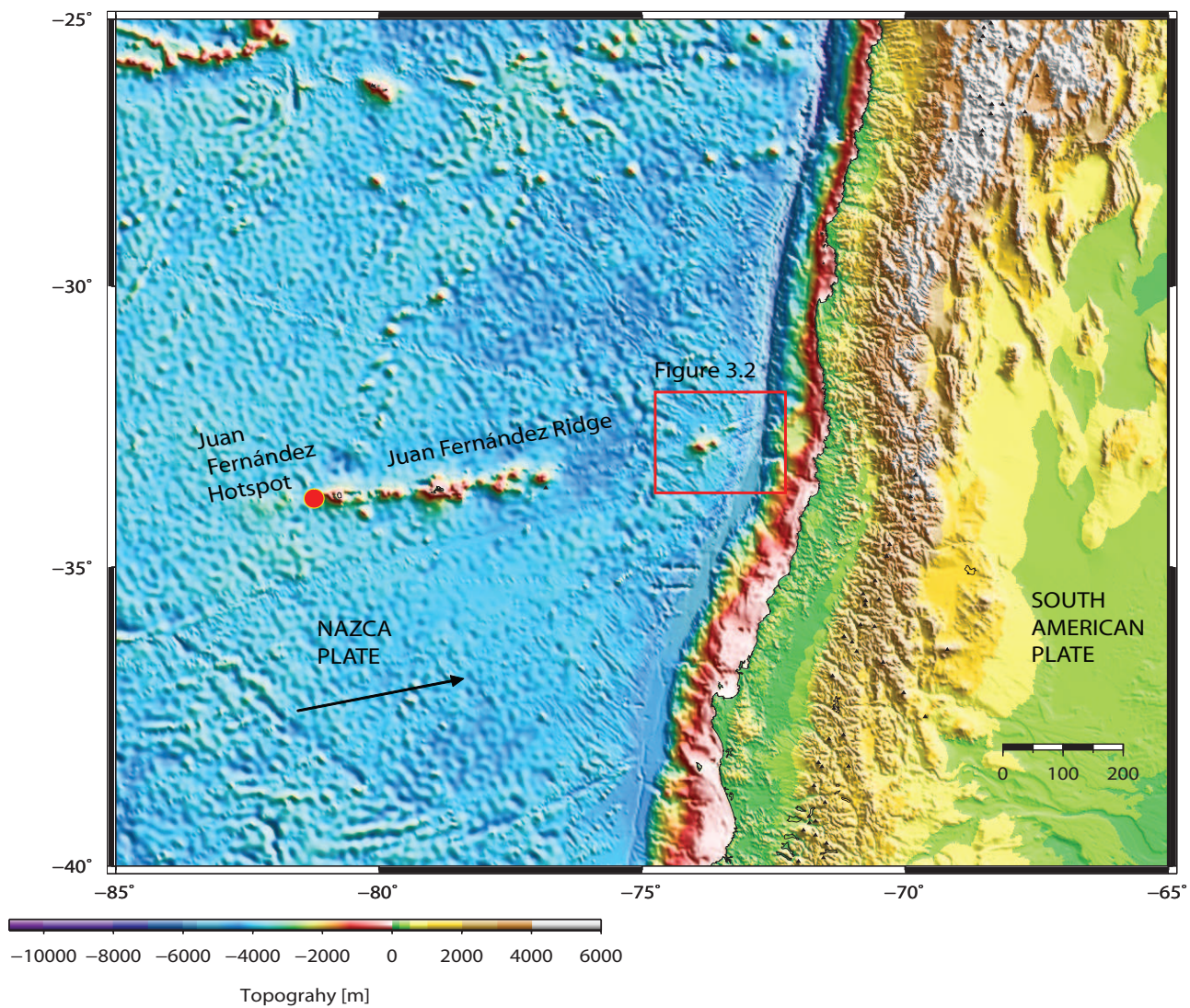


Figura 3.1: Arreglo tectónico mostrando las placas de Nazca y Sudamericana. El ridge de Juan Fernández (R.JF) es una cadena de volcanes submarinos de aproximadamente 900 km de largo, formado por un hot-spot ubicado en la actualidad en la cercanías de la isla de Juan Fernández.

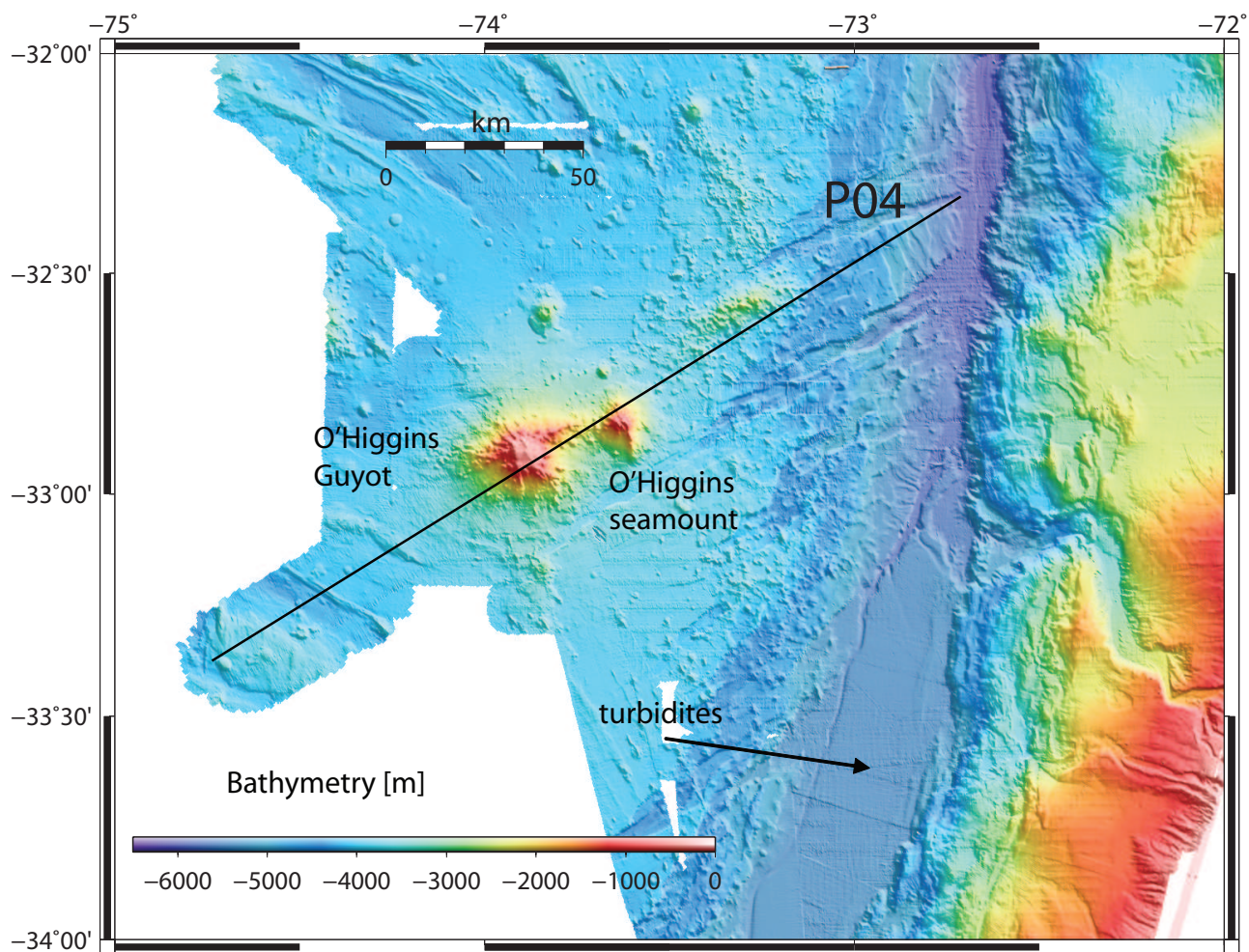


Figura 3.2: Batimetría de alta resolución de la porción mas hacia el Este del Ridge de Juan Fernández. La línea negra (P04) denota la línea sísmica de gran ángulo utilizada en este trabajo de tesis.

## 3.2. Adquisición de datos

En la Figura 3.2 se muestra el perfil P04 usado en el presente estudio, con un largo aproximado de 210 km y en el cual se emplearon 22 OBS/OBH (*Ocean Bottom Seismometers/Hydrophones*). El sentido de movimiento del barco durante el experimento; el buque R/V SONNE viajó de Suroeste a Noreste. El buque viajó aproximadamente a una velocidad constante de  $\sim 9$  km/hr, el periodo de disparo fue de 60 segundos con un intervalo espacial de  $\sim 150$  m. Para cada disparo se registraron varias fases de las ondas sísmicas que emanan de la fuente.

El tiempo y la posición de cada disparo fueron registrados con alta precisión a través de un sofisticado sistema GPS (*Global Position System*), el que dio origen a un archivo que registró los disparos. Por otro lado, los sensores marinos (OBH/OBS) registraron continuamente la señal sísmica y cada uno de estos tenía incorporado un reloj interno y al momento de depositar los sensores en el fondo del mar sus coordenadas fueron guardadas con alta precisión, de modo de identificar la distancia horizontal entre el buque y cada sensor (*offset*) en el momento en que se efectuó cada disparo. De este modo se determinó para cada número de traza la distancia horizontal fuente-receptor (*offset*) para cada OBH/OBS.

Para este experimento el número de trazas registrado por cada OBH/OBS fue de 1314, mientras que el largo registrado de cada traza es de 20 segundos. El intervalo de muestreo para la señal sísmica varía entre 4 y 5 milisegundos dependiendo de cada OBH/OBS.

## Capítulo 4

# Tomografía sísmica 2D

### 4.1. Datos Sísmicos

Una vez que se obtienen los registros sísmicos para cada uno de los OBH/OBS, se utilizaron subrutinas del software Matlab (Apéndice A) para generar subrutinas de lectura de datos en formato SEG-Y, ploteo, picado y guardado de tiempos observados (Ondas Refractadas y ondas Reflejadas).

Se registraron refracciones de la corteza oceánica ( $P_g$ ), reflexiones del Moho ( $P_mP$ ) y refracciones del manto superior ( $P_n$ ) de excelente calidad. Las Figuras 4.1 a la 4.12, muestran los registros sísmicos incluyendo la identificación de cada fase y el tiempo predichos basados en el modelo final mostrado en la Figura 4.13(B). Estos datos sísmicos están caracterizados por una forma simple del campo de ondas con reflexiones del Moho con formas simples y fuertes refracciones en el manto. (Figuras 4.1 a 4.12)

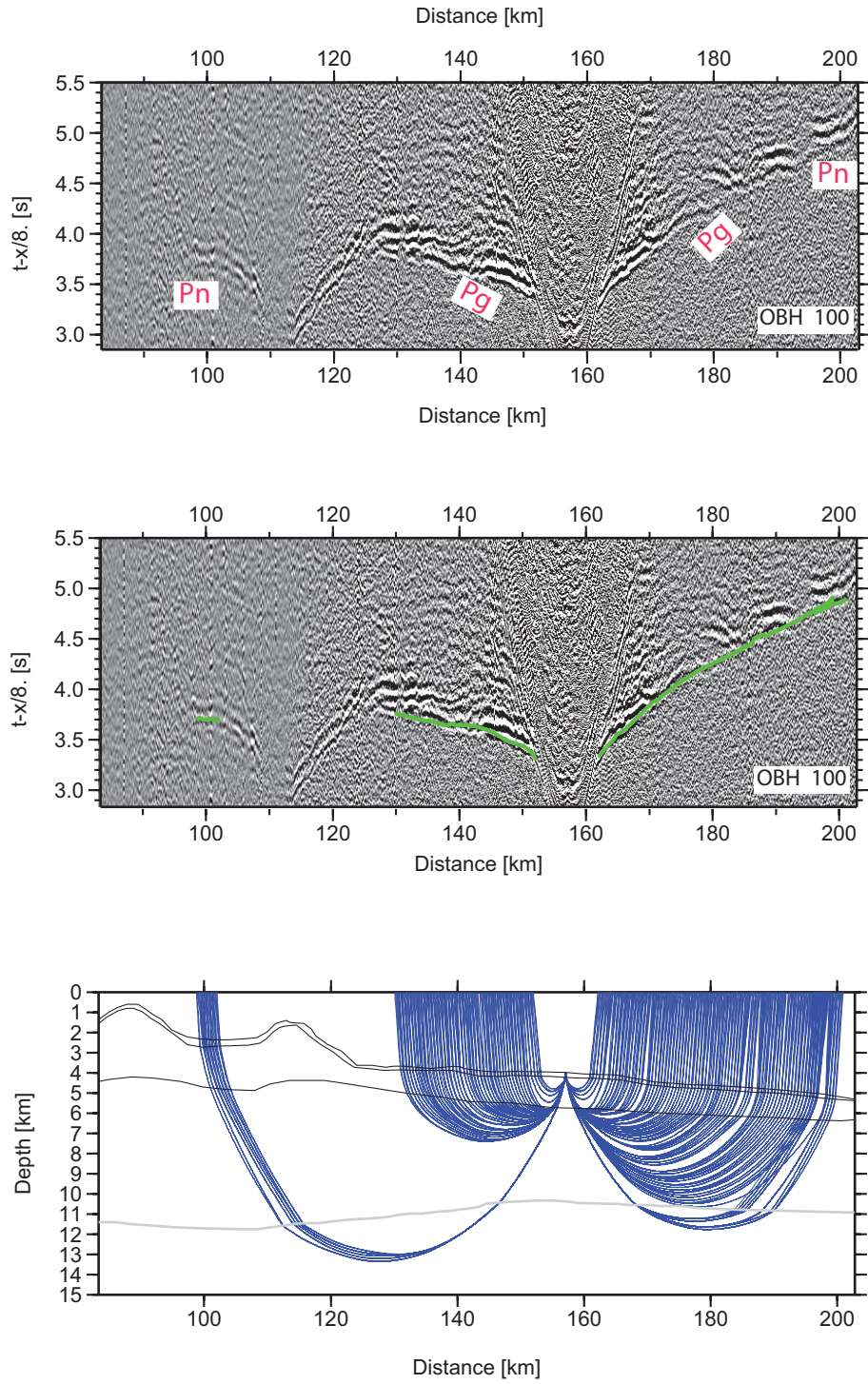


Figura 4.1: *Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 100, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.*



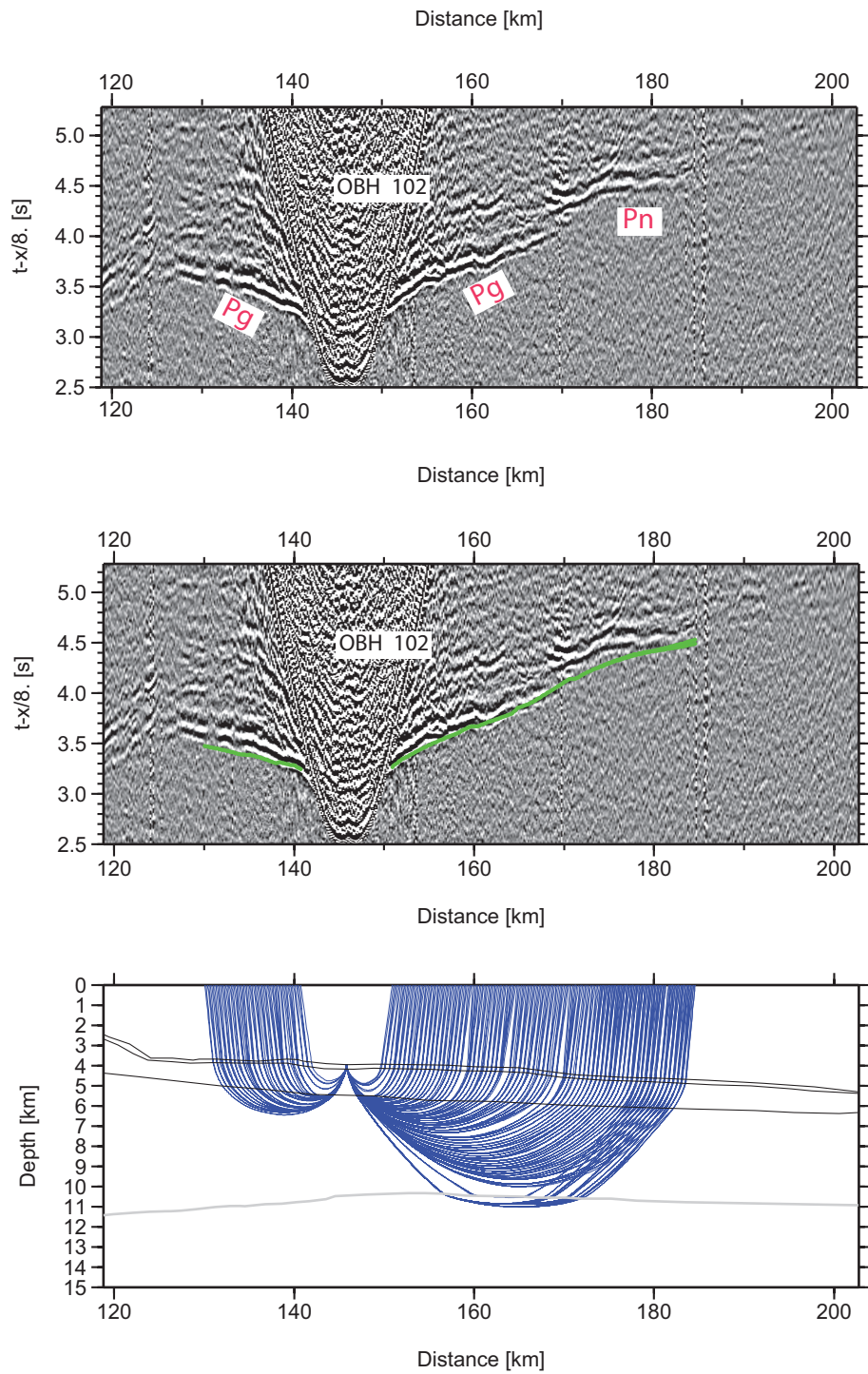


Figura 4.2: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 102, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

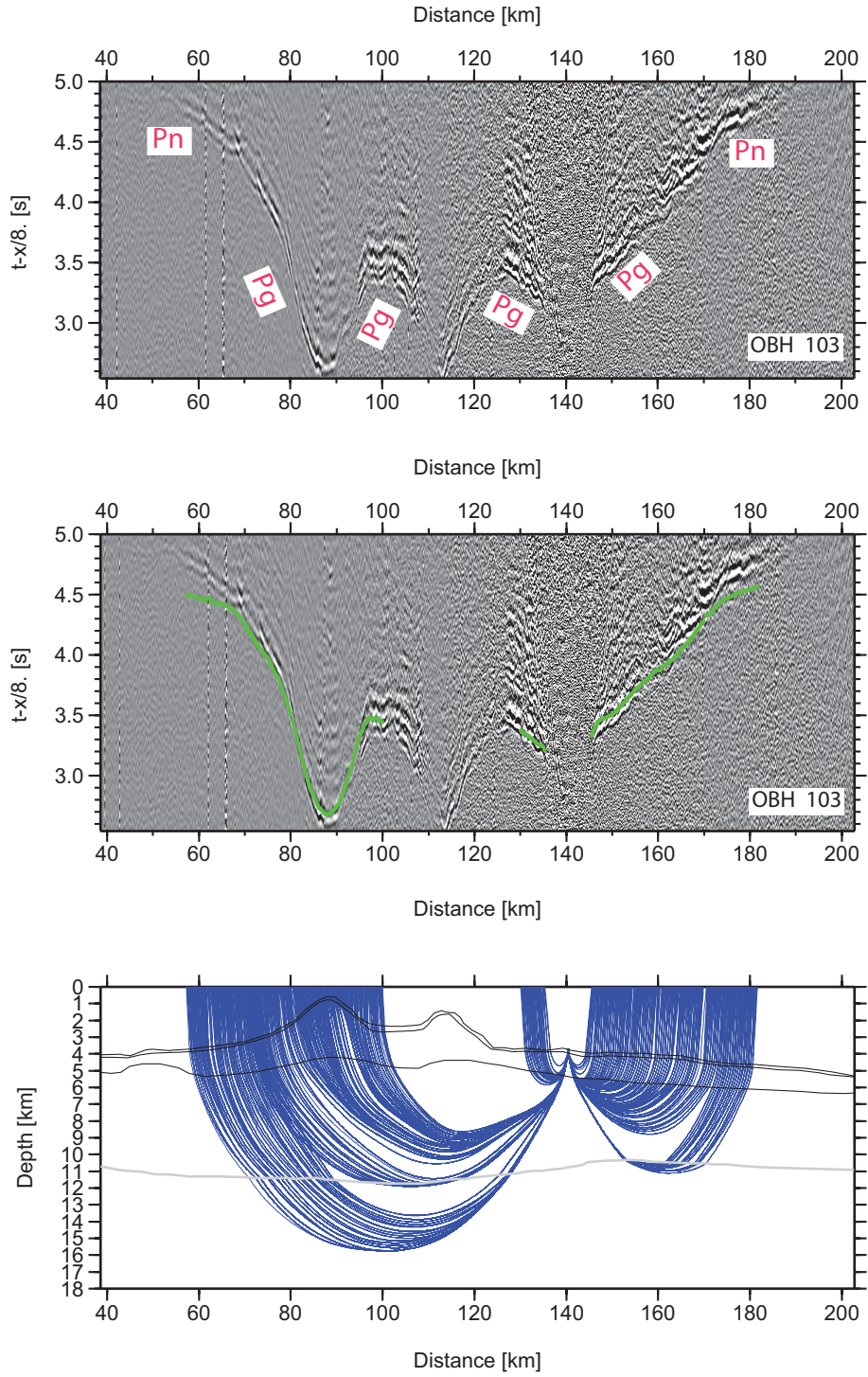


Figura 4.3: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 103, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

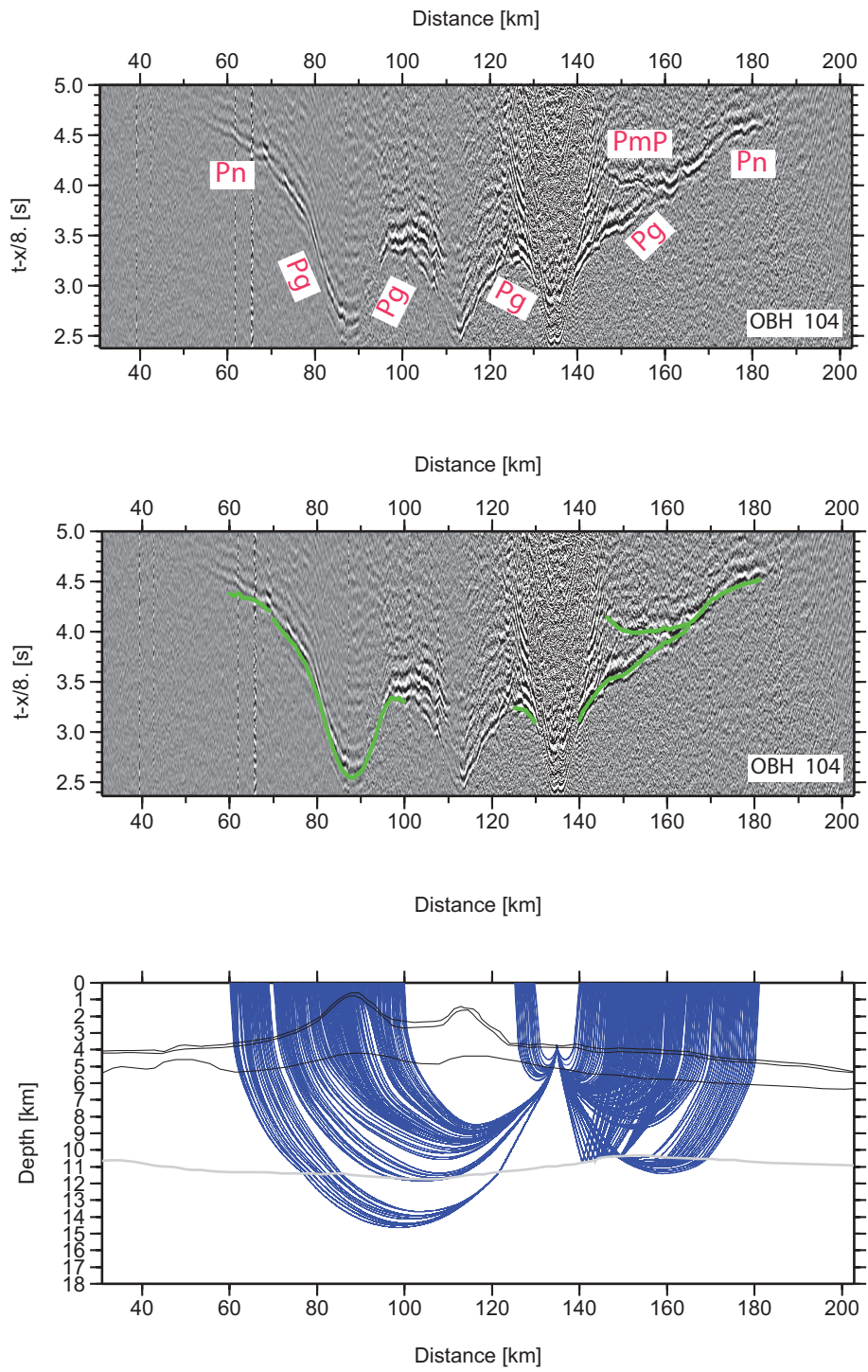


Figura 4.4: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 104, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

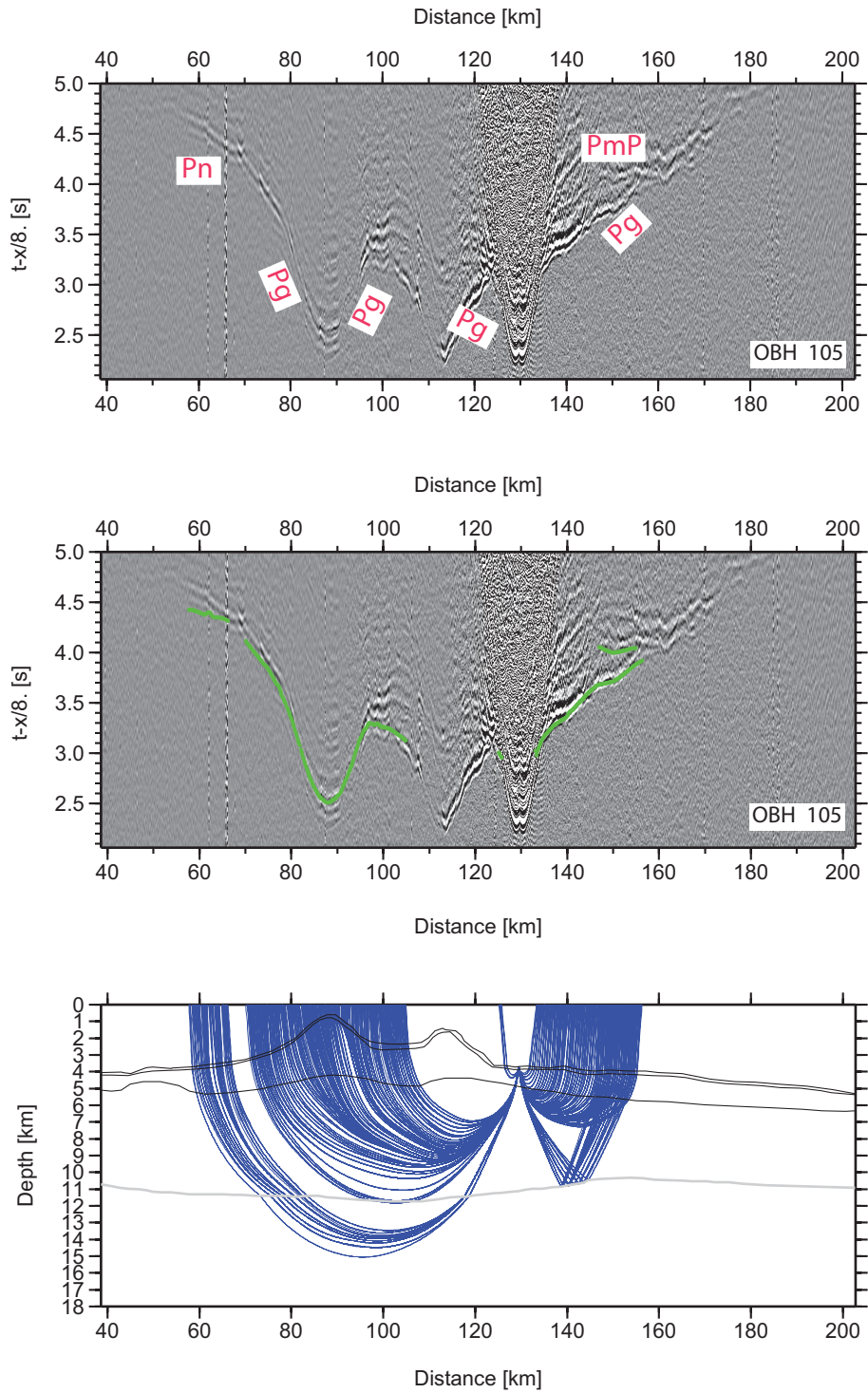


Figura 4.5: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 105, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

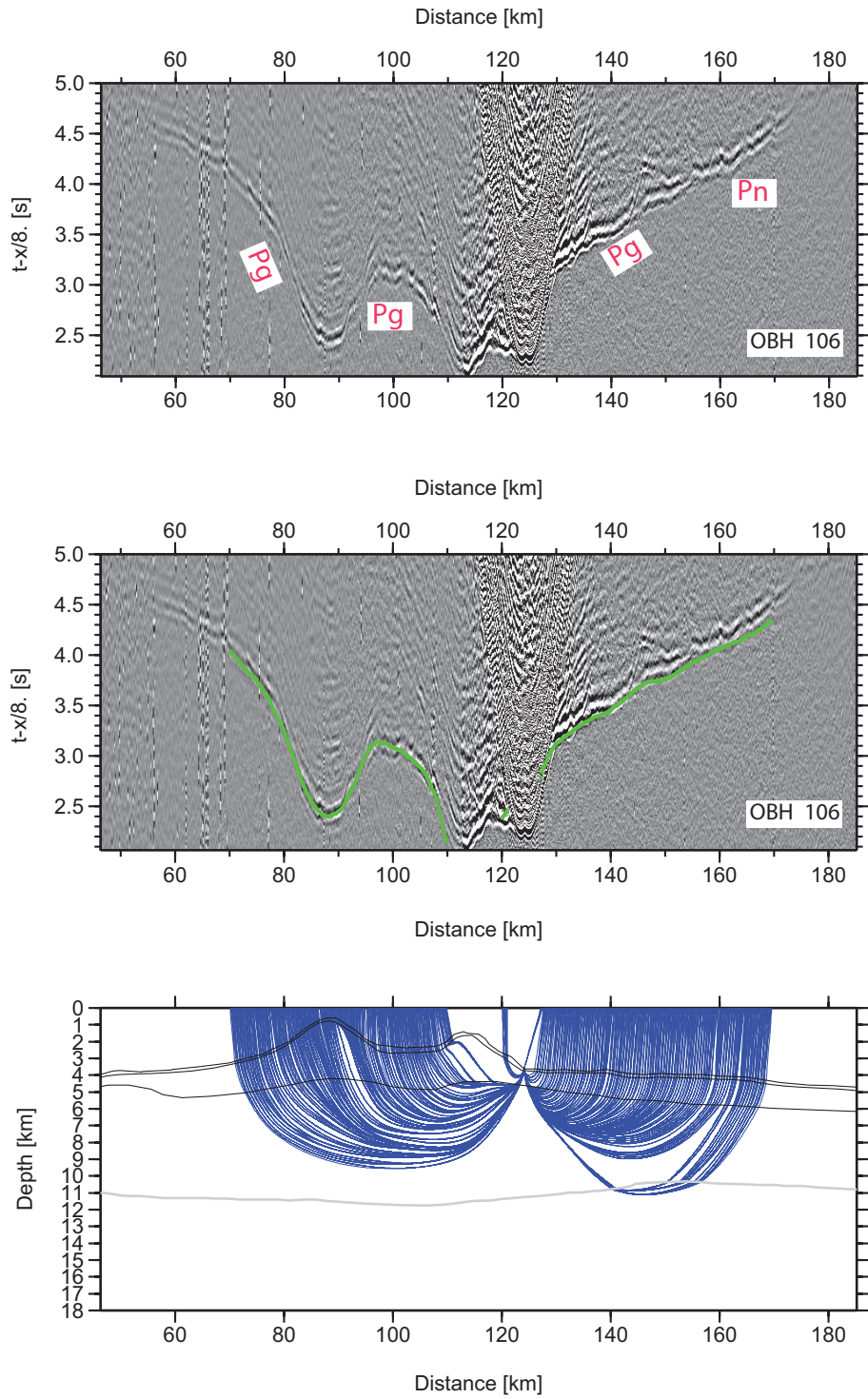


Figura 4.6: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 106, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

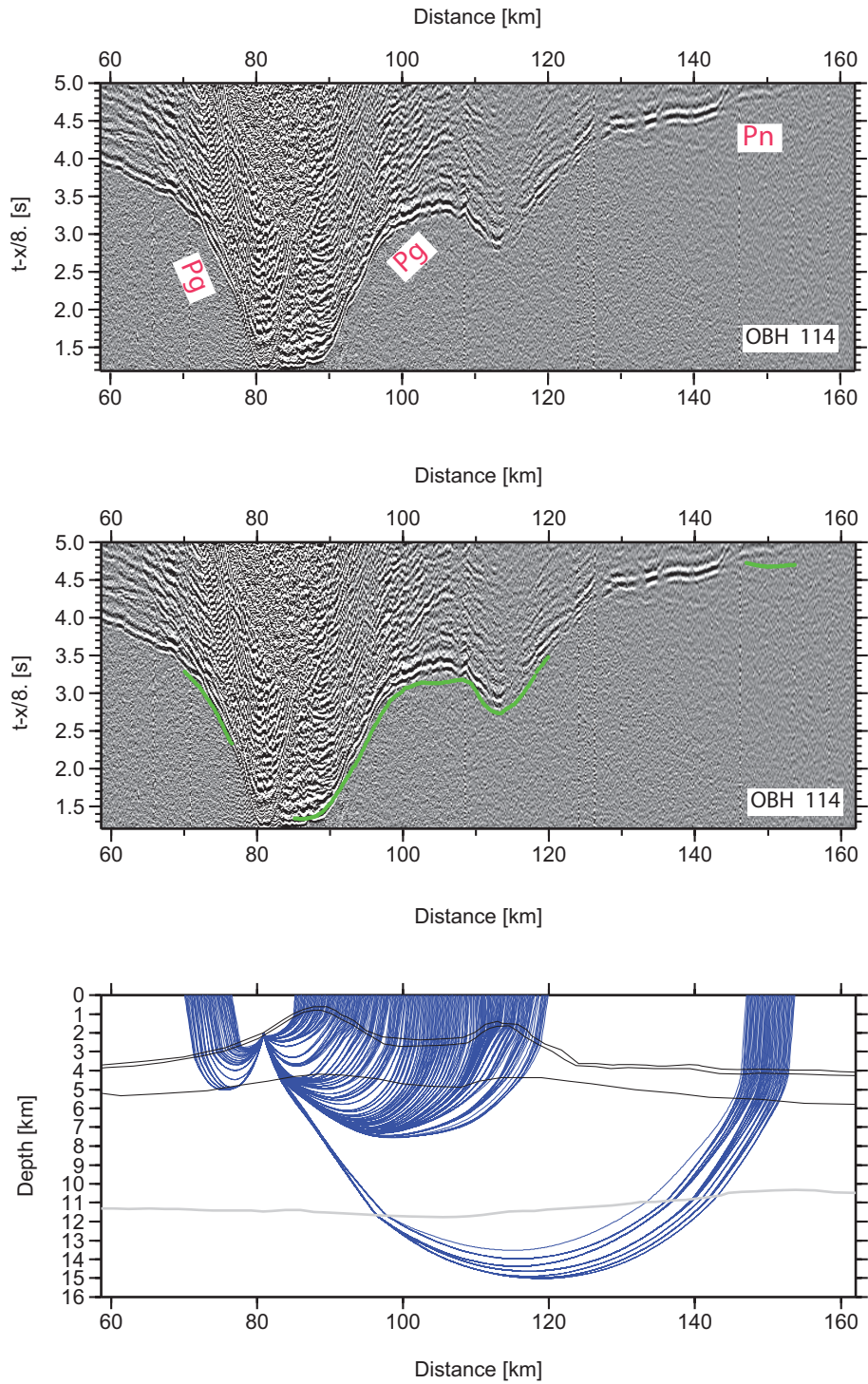


Figura 4.7: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 114, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

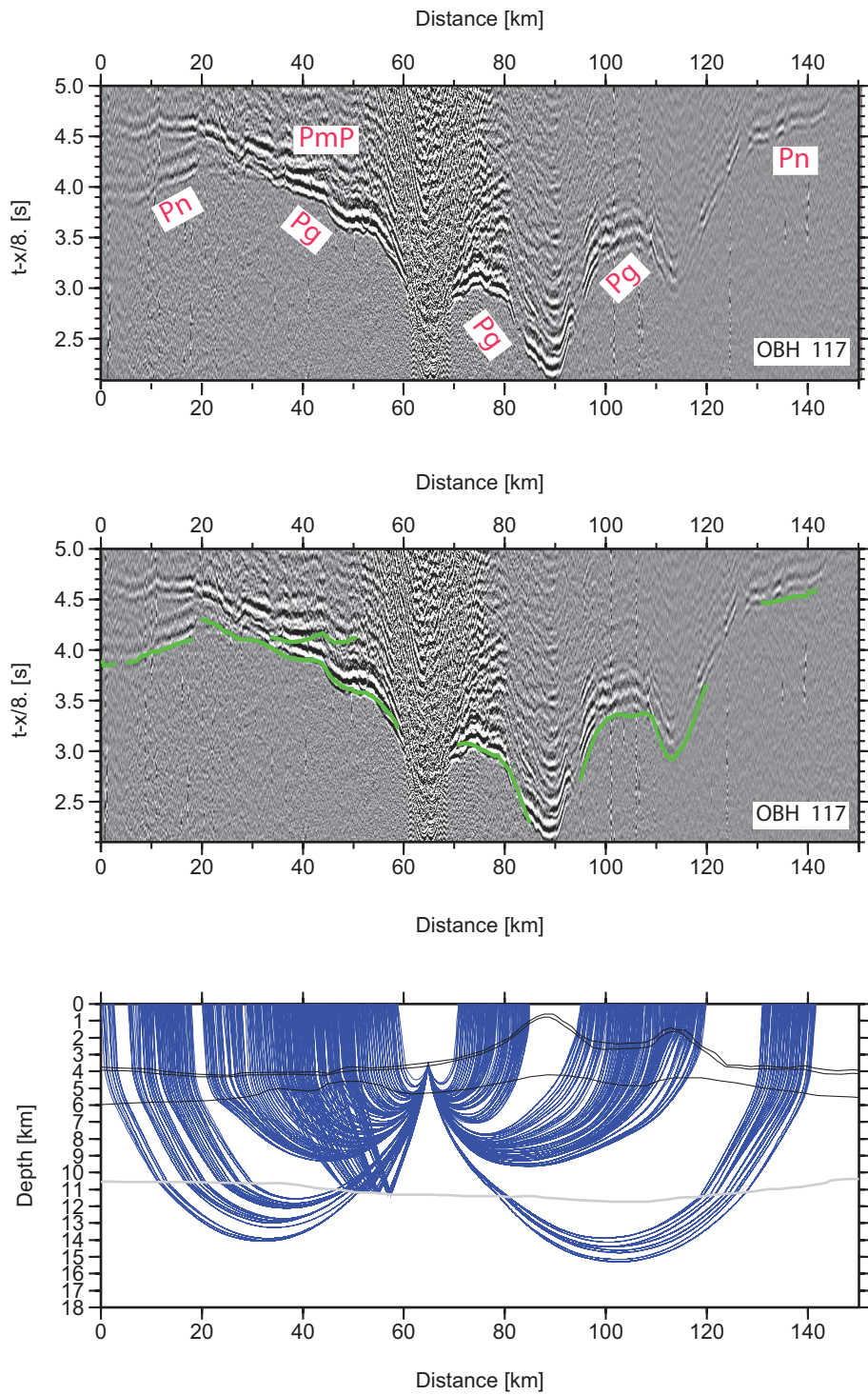


Figura 4.8: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 117, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

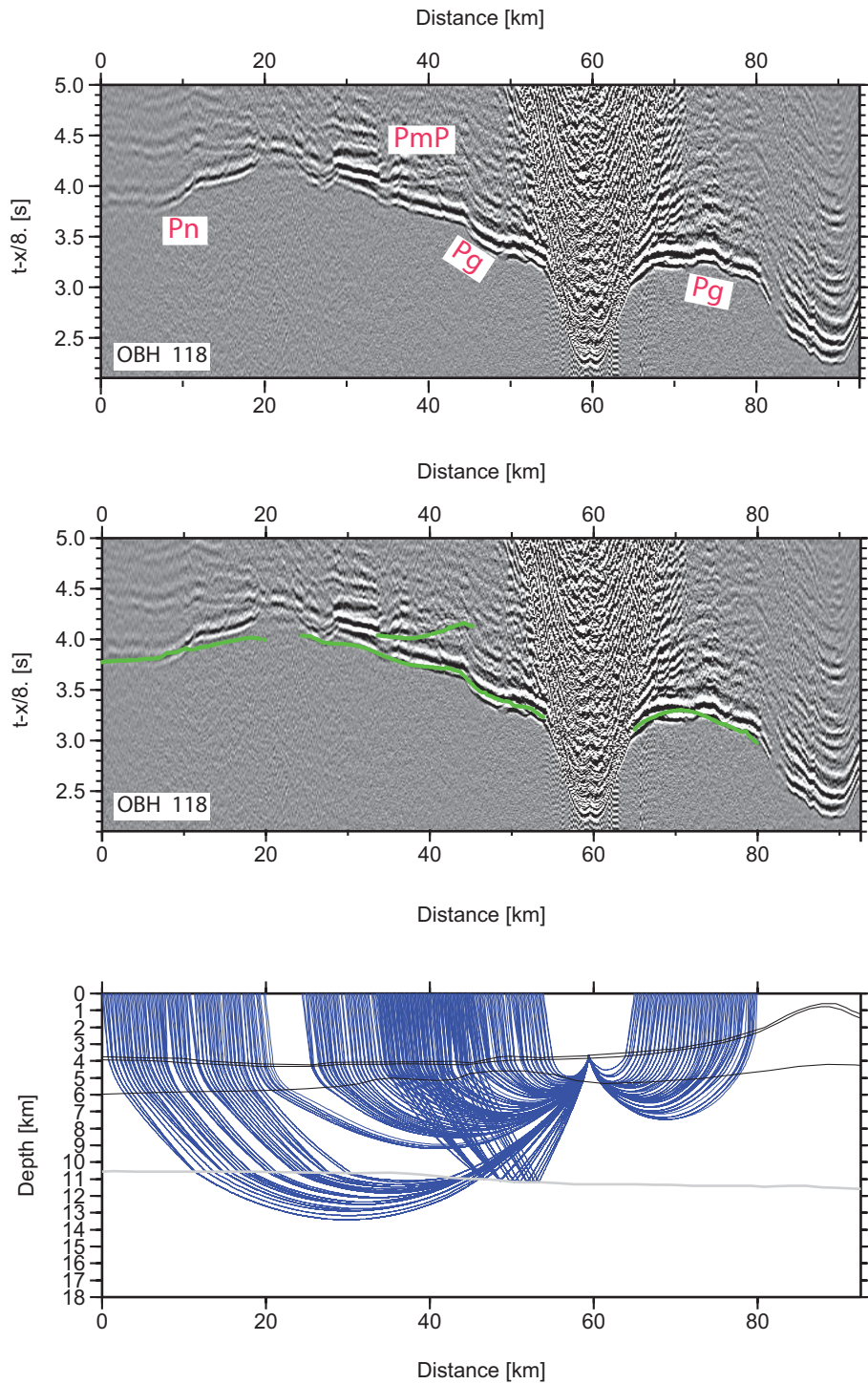


Figura 4.9: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 118, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.



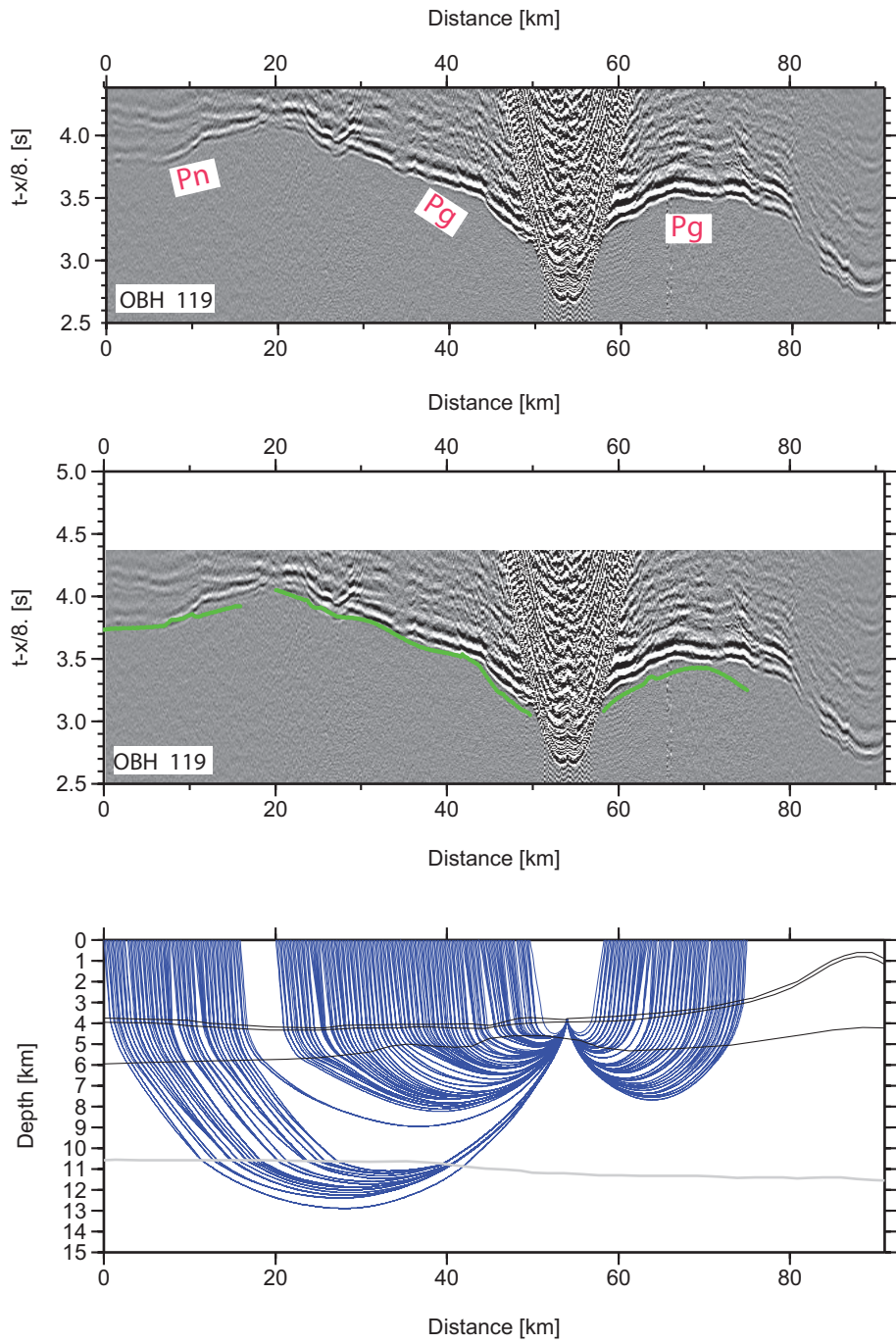


Figura 4.10: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 119, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

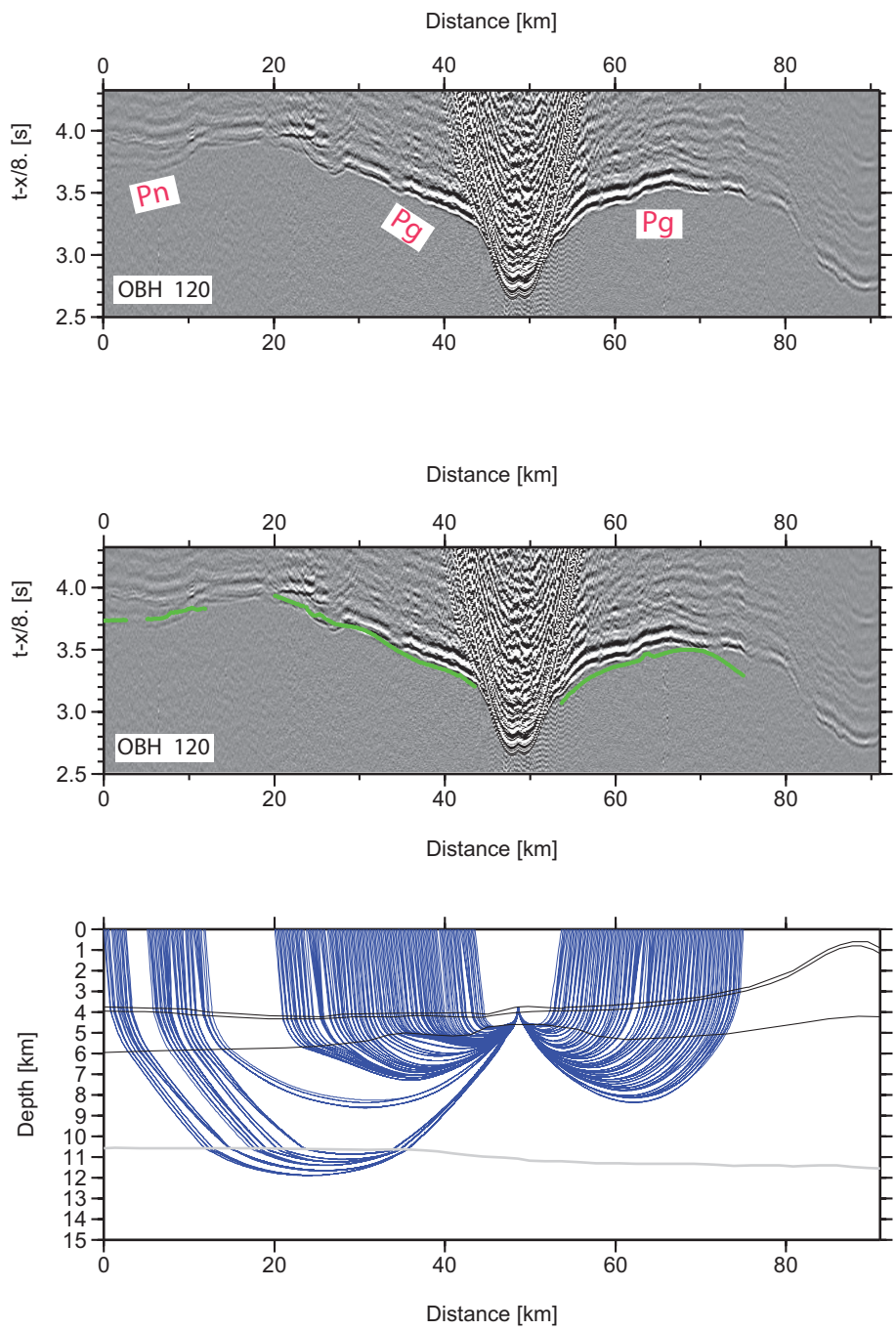


Figura 4.11: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 120, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

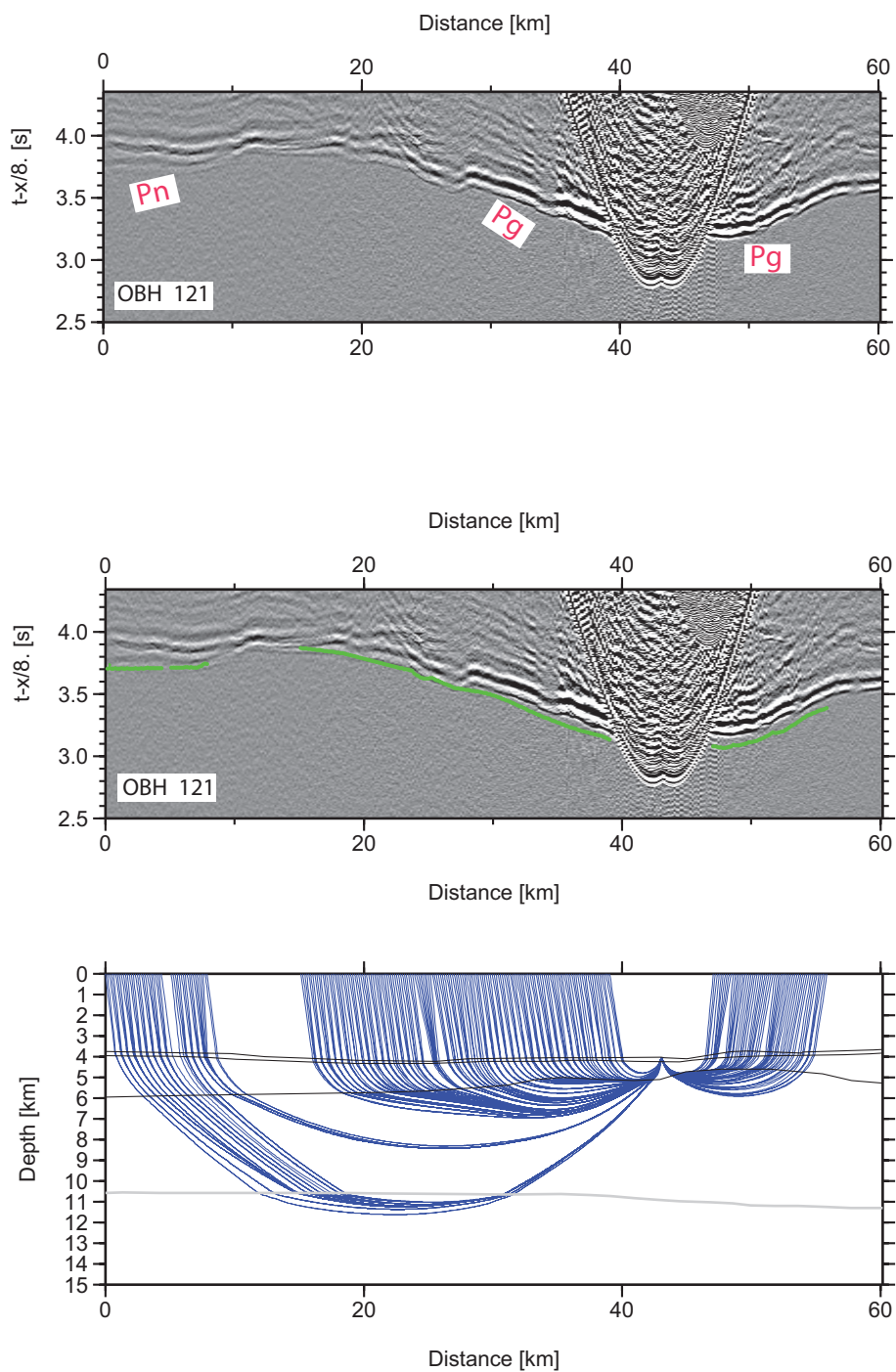


Figura 4.12: Datos Sísmicos de gran ángulo obtenido de OBH 121, con tiempos de llegada predichos en color verde y trazado de rayos en azul.

## 4.2. Esquema para tomografía con datos de tiempos de viaje

Como método de inversión se usó la técnica de [Korenaga et al., \[2000\]](#), la cual permite usar tiempos de viaje de reflexión y refracción sísmica simultáneamente, para así generar un campo de velocidad 2D. Los tiempos de viaje y rayos son calculados usando un esquema de trazado de rayo híbrido, basado en metodología gráfica y refinamiento local para cada rayo. [[Van Avendonk et al., 1998](#)].

El modelo de velocidad consistió de las siguientes capas: Agua, Relleno Sedimentario, Corteza Oceánica y Manto Oceánico superior, para determinar el modelo de velocidad en profundidad, la profundidad del agua fue tomada desde la batimetría multicanal, la cual se mantiene fija durante la inversión.

Para obtener la estructura de velocidad de la corteza oceánica y del relleno sedimentario se invirtieron las fases  $P_g$ , para determinar la estructura de velocidad de la corteza oceánica y la profundidad del Moho se invirtieron las fases  $P_mP$ . Así, las velocidades de la corteza y la profundidad al Moho permanecen fijas para el siguiente paso de la inversión, donde las velocidades del manto superior son derivadas usando las llegadas de la fase  $P_n$ .

El acercamiento híbrido aplicado, usa las primeras y segundas llegadas para restringir el modelo de velocidad sin la necesidad de pasar por alto, por ejemplo, los arribos secundarios tales como fases de la corteza inferior el cual se transforma en arribo secundario cuando los arribos  $P_n$  adelantan a las  $P_g$ . El error del picado de los datos es asumido de ser la mitad del período de una llegada.

## 4.3. Modelo de referencia y parámetros de inversión

El modelo 2D de referencia fue obtenido de [\[Kopp et al., 2004\]](#). Como las fases del manto son omitidas para la inversión de la corteza, el modelo de entrada igual contiene velocidades de corteza inferior por debajo del límite corteza manto (ejemplo, [\[Kopp et al., 2004\]](#)) (ver Figura 4.13 (A)). Los espesores iniciales de la unidad sedimentaria por encima de la corteza oceánica fueron tomados del modelo inicial del texto referido y se asumió una velocidad de 1.6 km/s y un gradiente de velocidad constante de 0.5 km/s/km. Se usó un reflector flotante para modelar el Moho oceánico. El espaciado horizontal de la grilla del modelo usados para la velocidad de inversión es de 0.5 km mientras el espaciado vertical de la grilla varía desde 0.1 km en la parte superior del modelo hasta 1 km en la parte inferior.

Diferentes tests muestran que variando los valores de los largos de correlación hasta en 50 %, no afectan significativamente las formas principales del modelo, debido a la compensación entre los largos de correlación y los pesos de suavizamiento, se trató de usar largos de correlación cortos y pesos de suavizamiento largos para reducir los requerimientos de memoria

del software de [\[Korenaga et al., 2000\]](#), los nodos de profundidad y velocidad son igualmente pesados en las inversiones con tiempos de viaje de refracción y reflexión.

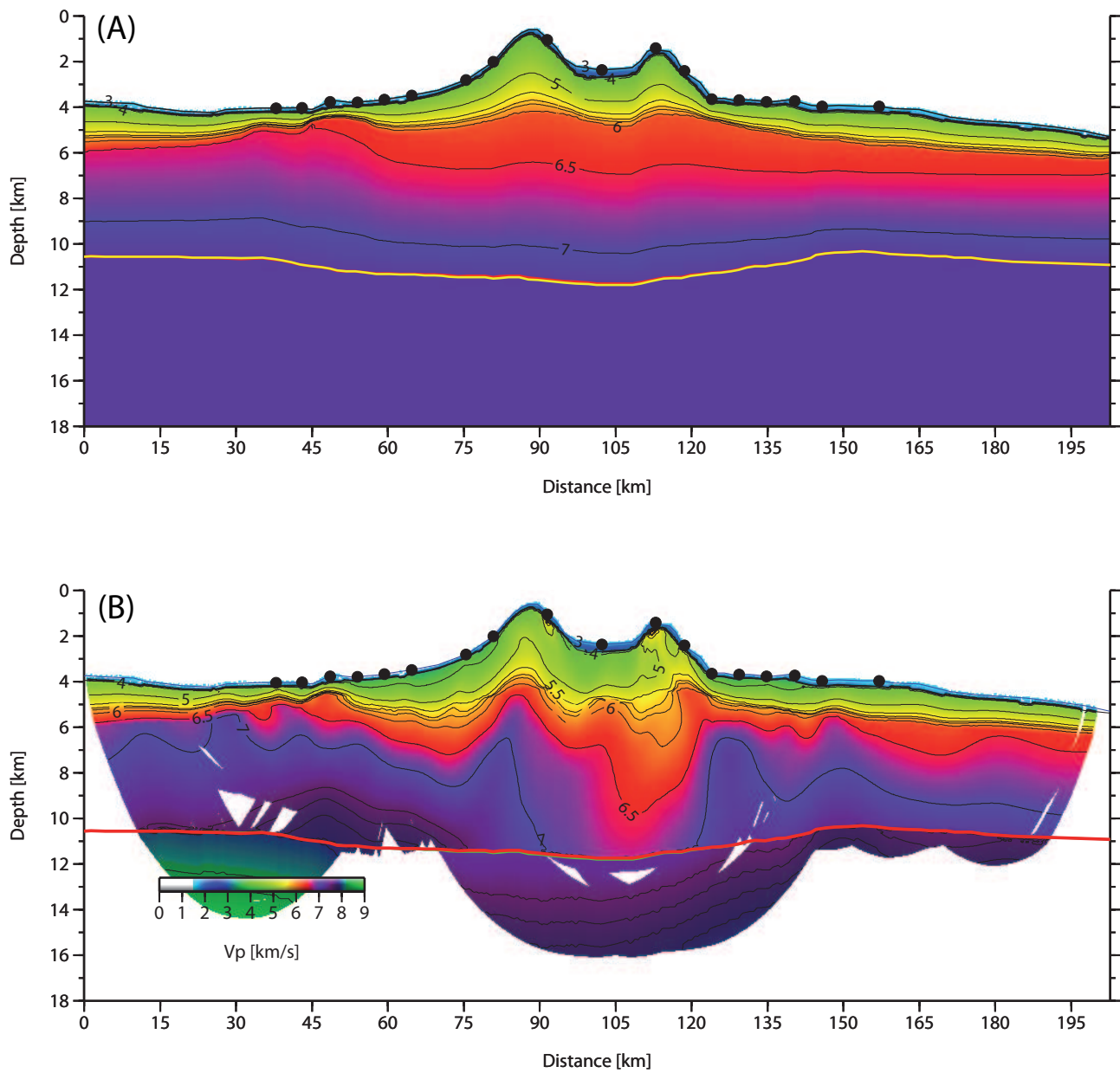


Figura 4.13: (A) Modelo de velocidad inicial usado como input para inversión tomográfica. (B) Modelo de velocidad obtenido de la inversión tomográfica de los tiempos de viaje desde las fases de la corteza y el manto superior, en rojo se ve el reflector entre la corteza y el manto superior (Moho). El resultado del error en la inversión conocido como Time Root Mean Square (TRMS) para ondas  $P_mP + P_g$  fue igual a 0,05237 y para las ondas  $P_n$  fue igual a 0,06437.

#### 4.4. Incertidumbres en el modelo de velocidad final

En orden de estimar las incertidumbres en la velocidad y profundidad del Moho en el modelo final, se evaluó el efecto de perturbar las velocidades y profundidad de reflectores de manera aleatoria en nuestro modelo de referencia sobre la inversión tomográfica, usando la aproximación de Monte Carlo [Korenaga et al., 2000]. Se generaron diez modelos de velocidad inicial aleatorios, a través de sumarle suaves perturbaciones aleatoriamente distribuidas (perturbaciones máximas de  $\pm 0.6$  km/s en la parte superior, y  $\pm 0.4$  km/s en la parte inferior). La geometría inicial del reflector del Moho fue variada aleatoriamente con un rango de  $\pm 1.5$  km.

La desviación estándar de las velocidades se ajusta bien en la porción central del modelo de velocidad con valores más bajos de 0.1 km/s (ver figura 4.14 (C)). Bajo los montes submarinos, los valores de la desviación estándar de la velocidad en la corteza se incrementan a valores de 0.15 km/s mostrando una reducción en la resolución del modelo. Las incertidumbres a la profundidad del Moho son altas  $\pm 0.8$  km hacia los bordes del modelo (ver figura 4.14 (C)), la cual es una zona caracterizada por la ausencia de reflexiones  $P_mP$ , sin embargo, el Moho oceánico está bien ajustado en la parte principal del modelo de velocidad en profundidad. (Figura 4.14 (C) y (D)).

Para las inversiones tomográficas subsecuentes de refracciones del manto, se eligió un procedimiento donde se preservan las estructuras y la información de velocidad por sobre la interfase del Moho obtenida antes (Figura 4.13(B)), la Figura 4.14(D) muestra la suma derivada para todas las llegadas  $P_n$ , el resultado indica una alta densidad de rayo para el manto superior. Para la aproximación de Monte Carlo se construyeron varios modelos iniciales variando la velocidad del manto entre 7.5 y 8.5 km/s. El modelo final obtenido haciendo el promedio individual de las soluciones de Monte Carlo y sus incertidumbres son mostradas en la figuras 4.14 (B).

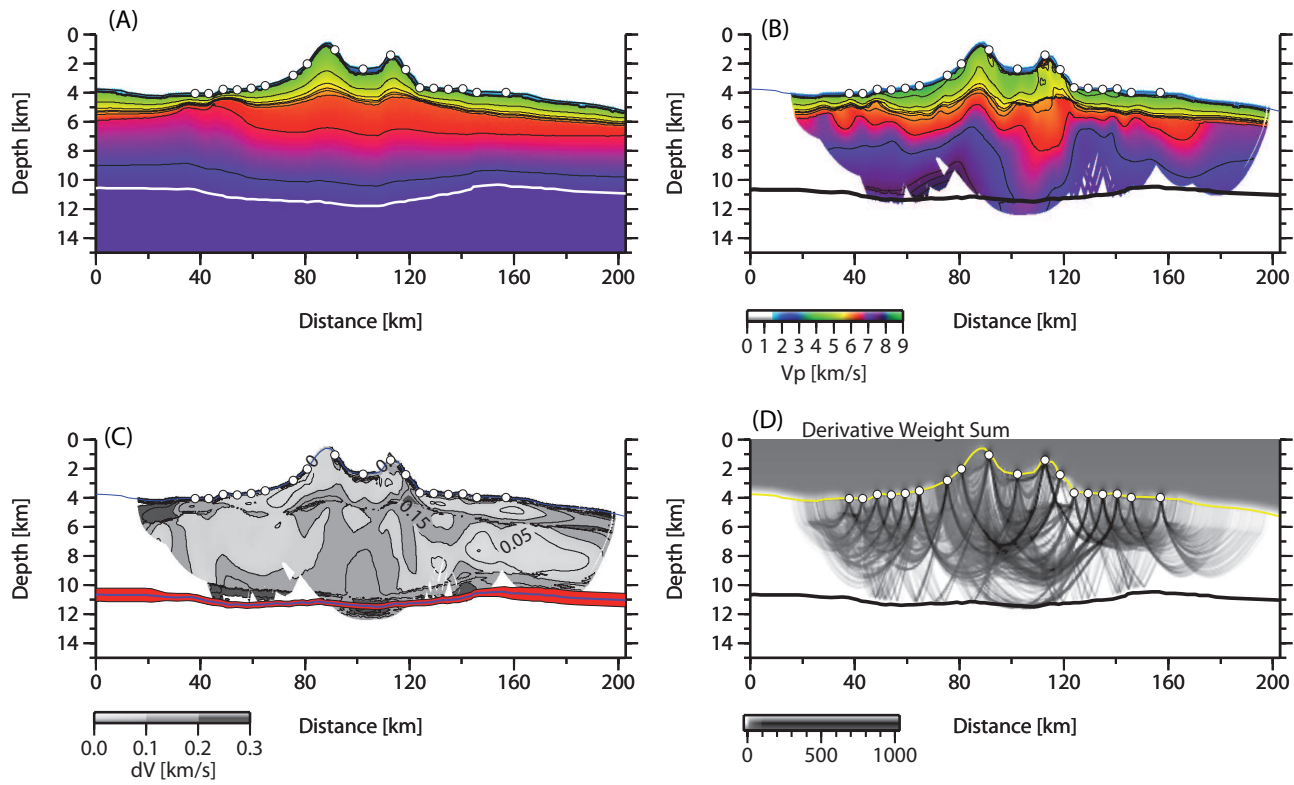


Figura 4.14: Resultado de la inversión tomográfica usando fases  $P_g$  y  $P_mP$ . (A) Modelo de velocidad inicial usado como referencia para el análisis de Monte Carlo y para la inversión de la velocidad. (B) Modelo de velocidad Final derivado del promedio del ensamblaje de los resultados del test de Monte Carlo. (C) Desviación estandar para la velocidad y nodos de la profundidad del Moho (rojo), intervalos de contorno cada 0.05 Km/s. (D) Derivate weight Sum (DWS) para rayos que viajan a través del modelo mostrado en la letra (B).



## 4.5. Test de resolución

Para chequear la resolución del modelo de velocidad obtenido, se crea un modelo sintético que consiste en anomalías circulares localizadas de acuerdo a la Figura 4.15 (A). Las anomalías son impuestas sobre el modelo de velocidad promedio mostrado en la figura 4.13 (B). La máxima amplitud de cada anomalía es  $\pm 0.2$  km/s. Se generaron tiempos de viajes sintéticos con la misma geometría fuente-receptor tal como en el set de datos reales y fue invertido usando un modelo inicial sin perturbaciones para ver qué tan bien las perturbaciones dadas eran recuperadas. El modelo recuperado es mostrado en la figura 4.15 (B) la cual fue obtenida después de cinco iteraciones. El resultado muestra que la mayoría de las anomalías son razonablemente bien reproducidas en su posición, forma y amplitud, excepto en una región que fue en la parte más profunda de la corteza inferior, donde la forma que se recuperó no fue tan exacta. Esta región tiene una baja cobertura de rayo, por lo tanto fue pobremente ajustada. Las anomalías de velocidad recuperadas en la parte superior y laterales del modelo están bien ajustadas, lo que muestra que el modelo en esa zona, y en general, es válido.

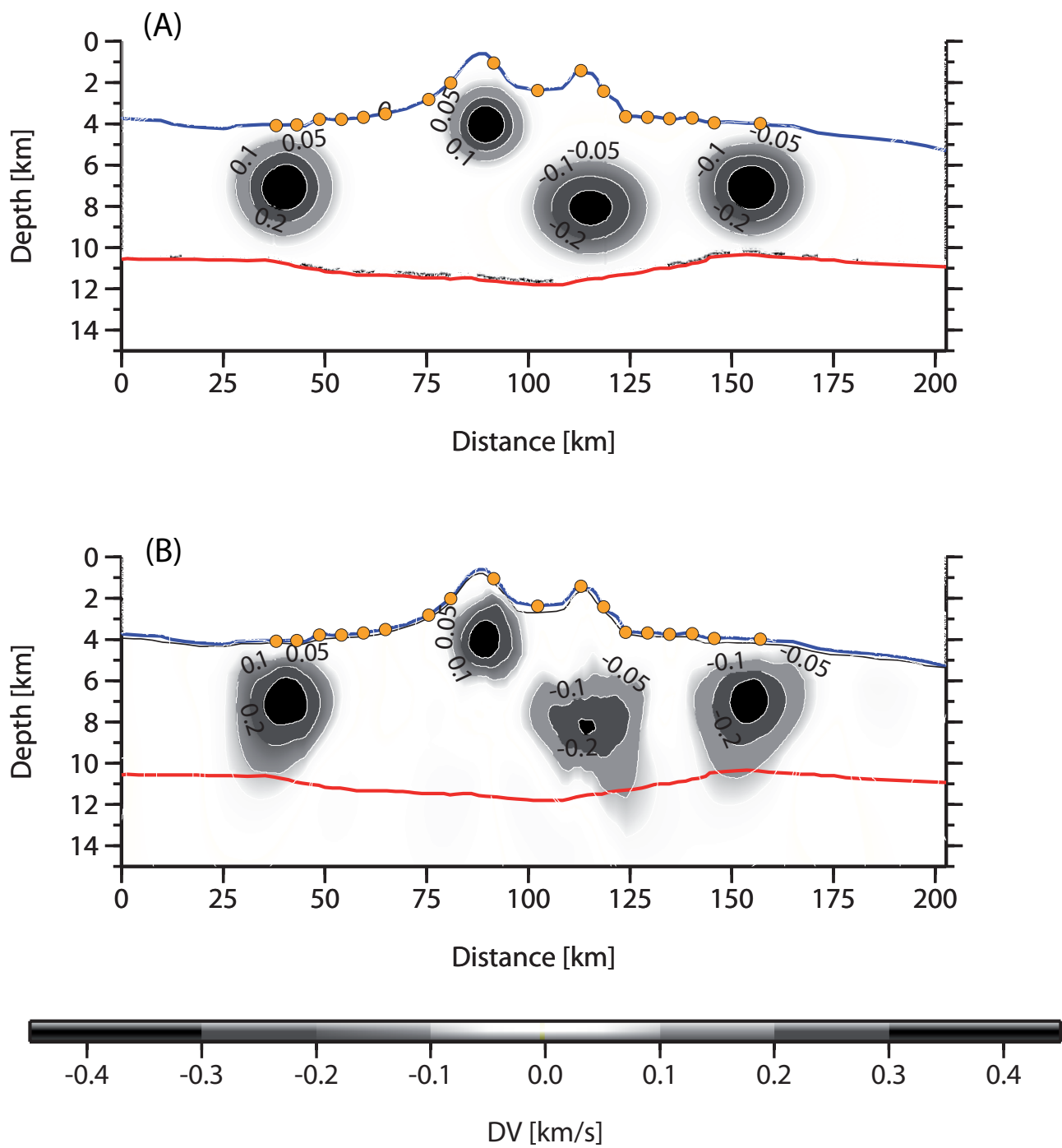


Figura 4.15: Resultado test de Resolución de corteza. (A) Modelos de velocidad sintéticos de referencia, consiste en 4 anomalías ( $\pm 5\%$ ) circulares superpuestas en el modelo final de velocidad mostrado en la figura 4.13 (B). (B) Recuperación de las anomalías, obtenida después de 5 iteraciones.

## 4.6. Test de Ambigüedad (Velocidad-Profundidad)

Con la premisa de chequear el grado de ambigüedad entre la velocidad y la profundidad ( $w$ ) del modelo final, se repitieron las inversiones descritas en la sección 4.3. Para la realización de este test se usó el modelo inicial mostrado en la figura 4.13 (A), pero con diferentes valores para los parámetros de peso de *Kernel*. El resultado obtenido usando  $w = 1$  (igual peso para perturbaciones de velocidad y profundidad),  $w = 10$  (mayor perturbación para las profundidades que para las perturbaciones de velocidades) y  $w = 0.1$  (el cual permite perturbaciones mayores en velocidad que para perturbaciones en profundidad). El resultado de este test es mostrado en la figura 4.16, los modelos obtenidos y los tiempos de viaje son muy similares y la velocidad y diferencias de la profundidad al Moho son menores o similares a las incertidumbres mostradas en la figura 4.13 (B), esto indica que el set de datos tiene suficiente poder de resolución para discriminar entre perturbaciones de velocidad y profundidad a todo nivel de corteza, dentro de las incertidumbres estimadas del modelo.

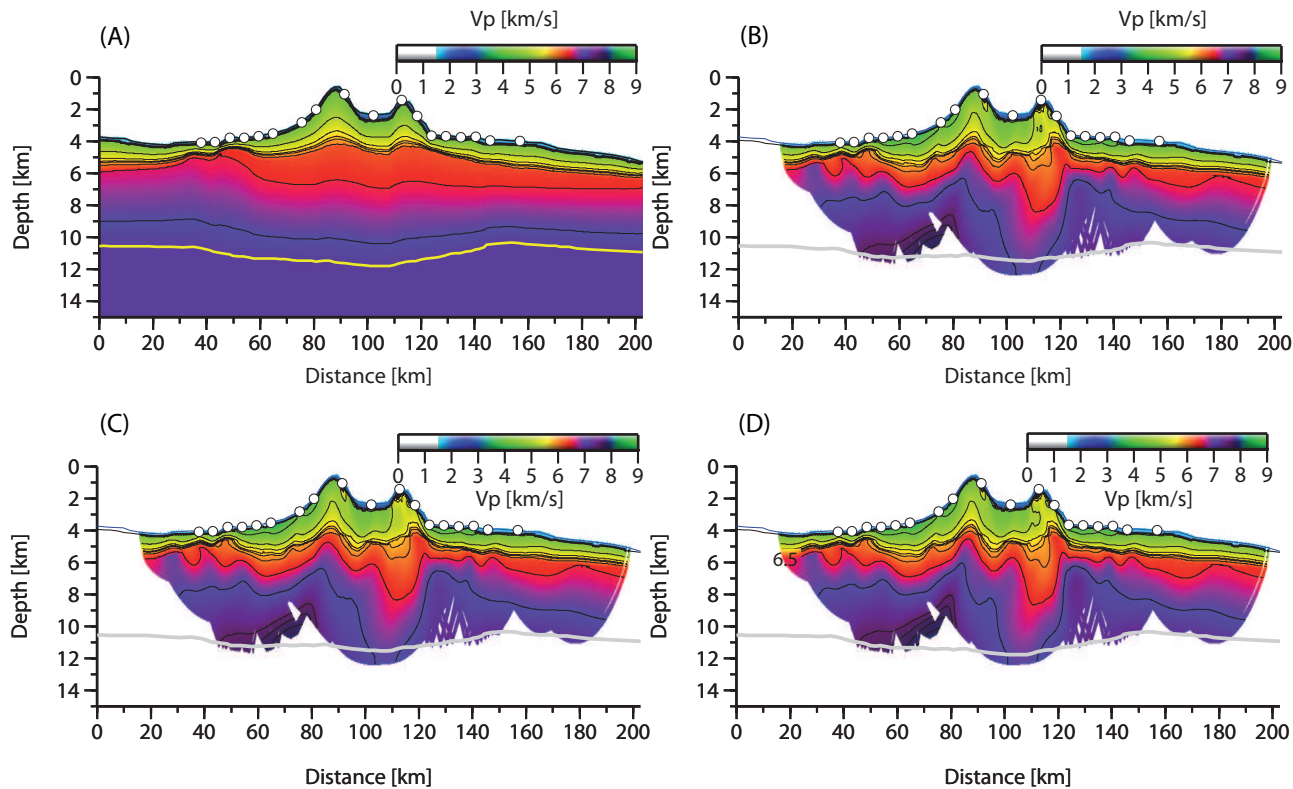


Figura 4.16: Resultado test de Ambigüedad (Velocidad-Profundidad) de Corteza Oceánica, a partir del modelo inicial mostrado en la figura 4.13(A), pero utilizando diferentes valores para los parámetros de pesos de *Kernel* (B)  $w = 1$ , (C)  $w = 10$ , (D)  $w = 0.1$ .

## Capítulo 5

# Discusión y Conclusiones

El Guyot O'Higgins y el pequeño monte submarino O'Higgins son dos volcanes conectados por una pequeña sima. Se encuentran aproximadamente a 4 km de profundidad, el Guyot O'Higgins y el monte submarino O'Higgins se erigen a 3.5 y 2.9 km por sobre el nivel promedio del fondo marino, respectivamente [Kopp et al., 2004]. Los resultados obtenidos muestran un origen magmático dominado por procesos extrusivos del grupo de montes submarinos O'Higgins (Figura 5.1). Estos montes que se encuentran cercanos a la fosa frente a las costas de Valparaíso, fueron formados durante un periodo sometido a actividad magmática, resultando en edificios volcánicos de tamaño modesto (Guyot O'Higgins tiene un volumen de  $668 \text{ km}^3 \pm 10\%$  y el monte submarino O'Higgins  $177 \text{ km}^3 \pm 10\%$  por sobre el promedio de profundidad del fondo oceánico) [Kopp et al., 2004]. El tamaño modesto de estos montes puede ser explicado en términos de la ubicación del punto caliente de Juan Fernández con respecto del centro de expansión del Pacífico Oriental ( $> 2000 \text{ km}$ ). Esto significa que el RJF fue formado en un ambiente plenamente intraplaca sin influencia del magmatismo del centro de expansión.

El hecho de que el punto caliente de Juan Fernández se encuentre lejos del centro de expansión implica un contraste considerable de edad entre los montes submarinos y la corteza oceánica adyacente, el cual es de aproximadamente 27 Ma [Yáñez et al., 2001]. Esto significa que la corteza oceánica de Nazca al momento de pasar por el punto caliente era considerablemente madura, fría y rígida lo cual podría impermeabilizar alguna cantidad importante de magma, facilitando la formación de *underplating* por debajo del Moho oceánico en vez de permitir intrusión cortical [Contreras-Reyes et al., 2010]. Intrusión cortical es comúnmente observada en dorsales oceánicas formadas en puntos calientes cercanos a centros de expansión como por ejemplo Louisville frente a Tonga [Contreras-Reyes et al., 2010] y Nazca frente a Perú [Hampel et al., 2004]. En el caso de la dorsal de Nazca, la cual fue formada en el punto caliente de Isla de Pascua en las cercanías del centro de expansión del Pacífico Oriental, la corteza es anormalmente gruesa llegando a espesores de 20 km [Hampel et al., 2004]. Consistentemente con este modelo, el caso del RJF muestra un espesor cortical típico de  $\sim 6,5 \text{ km}$ .

En las cercanías de las estructuras volcánicas, el fondo marino está cubierto por una del-

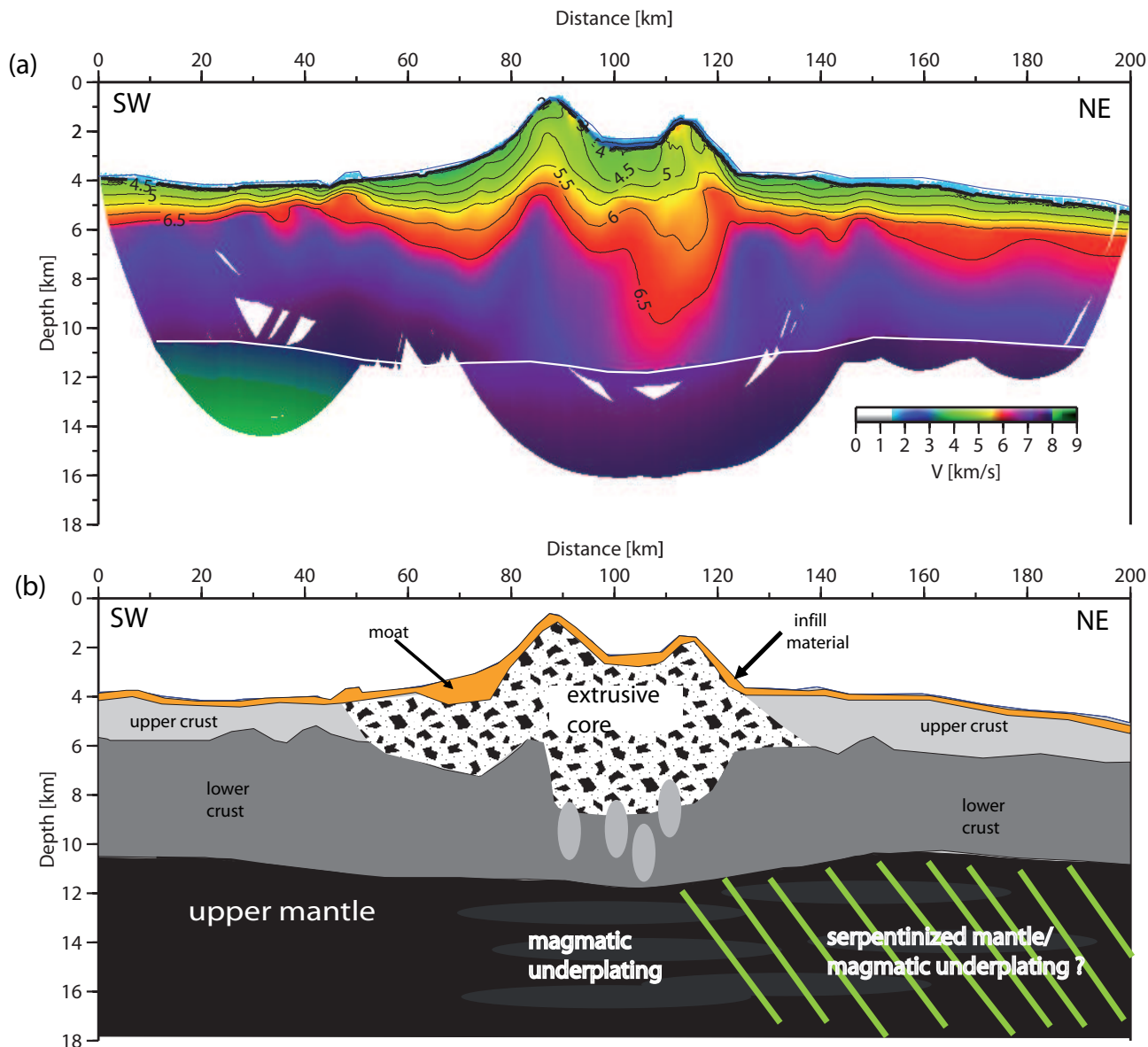


Figura 5.1: (a): Modelo de velocidad obtenido a partir de inversión tomográfica de los tiempos de viajes de ondas sísmicas desde la corteza oceánica y del manto superior a través del perfil sísmico de la Figura 4.13(B). (b) Interpretación basado en el modelo de velocidades tomográfica de detalle. Las estructuras geológicas están basadas siguiendo los siguientes valores de velocidad:  $>1.5-2.0$  Km/s para depósitos Volcanoclásticos,  $>7.2-7.6$  km/s para Underplating Magmático,  $>8.0$  km/s para manto superior,  $5.0-6.4$  km/s para extrusión volcánica; y  $>2.0-6.0$  km/s para el centro extrusivo. Se asumen rangos de velocidad de corteza superior y corteza inferior, como  $4.0-6.4$  km/s y  $6.4-7.2$  km/s respectivamente.

gada capa de sedimentos pelágicos, que son vistas en datos sísmicos de reflexión [Reichert et al., 2002] y de las bajas velocidades ( $<3$  km/s) mostradas en la Figura 5.1(a), se aprecia una estructura de corteza homogénea con velocidades altamente elevadas características de los núcleos de los volcanes. La estructura interna de velocidad de los montes O'Higgins (3.0-5.0 km/s) sugiere que los procesos de formación son más bien extrusivos en vez de intrusión cortical que poseen velocidades típicamente mayores a 6 km/s [Weigel and Grevemeyer, 1999; Contreras-Reyes et al., 2010].

Debido a que no se observan reflexiones provenientes de discontinuidades por debajo del Moho, se puede interpretar que la base de la unidad de manto serpentizado y/o *underplating*, estaría a gran profundidad o bien estaría asociado a la presencia de un gradiente de velocidad continuo (suave) entre material que forma el *underplating* y el Manto no hidratado.

Los resultados obtenidos muestran que el manto oceánico tiene velocidades de  $\sim 7.8$  km/s lejos de la fosa y de los montes O'Higgins, pero estas decrecen rápidamente bajo los montes y hacia la fosa a valores de 7.3-7.4 km/s. Velocidades en el rango de  $7.3 < V_p < 8.0$  km/s observadas bajo dorsales oceánicas son comúnmente atribuidas a material magmático adosado por debajo del Moho (*underplating*) (e.g., [Caress et al., 1995]). Sin embargo, el RJF se encuentra en la región del abombamiento de la litosfera oceánica (*outer rise*) el cual es una región caracterizada por múltiples fallas extensionales [Ranero et al., 2003]. Este fallamiento normal producto de la flexura de la litosfera paralela al eje de la fosa se aprecian en la parte Noreste del área de estudio, produciendo hidratación en el manto (serpentización) [Kopp et al., 2004]. De esta forma es probable que las bajas velocidades mantélicas por debajo de los montes submarinos sea una combinación de efectos de serpentización y magmatismo *underplating*.

# Bibliografía

- [1] Angermann, D., Klotz, J., Reigberg, C. *Space-Geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector*. Earth and Planetary Science Letters, Volume 171, Issue 3, págs. 329 - 334, 1999.
- [2] Bangs, N.L. and Cande, S.C. *Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin*. Tectonics, 16(3), págs. 489 - 503, 1997.
- [3] Barazangi, M. and Isacks, B.L. *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America*. Geology, V.4, págs. 686 - 692, 1976.
- [4] Cahill, T. and Isacks, B.L. *Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate*. Journal Geophysics Research, 97(B12), págs. 17.503 - 17.529, 1992.
- [5] Caress, D.W., McNutt, M.K., Detrick, R.S. and Mutter, J.C. *Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands*. Nature, 373, págs. 600 - 603, 1995.
- [6] Contreras-Reyes, E. and Osses, A. *Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region*. Geophysical Journal International , 182, págs. 97 - 112, 2010.
- [7] Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Watts, A.B., Planert, L., Flueh, E.R., Peirce, C. *Crustal intrusion beneath the Louisville hotspot track*. Earth and Planetary Science Letters, Volume 289, Issue 3-4, págs. 323 - 333, 2010.
- [8] Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. *Current plate motions*. Geophysical Journal International, 101, págs. 425 - 478, 1990.
- [9] Flueh, E.R., Vidal, N., Ranero, C.R., Hojka, A., von Huene, R., Bialas, J., Hinz, K., Cordoba, D., Danobeitia, J. and Zelt, C. *Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaiso, Chile*. Tectonophysics, Volumen 288, Numero 1, págs. 251 - 263, 1998.

- [10] Hampel, A., Kukowski, N., Bialas, J., Huebscher, C. and Heinbockel, R. *Ridge subduction at an erosive margin: The collision zone of the Nazca Ridge in southern Perú*. Journal Geophysics Research, 109(B02101), págs. XXX - XXX, 2004.
- [11] Herron, E.M., Cande, S.C. and Hall, B.R. *An active spreading center collides with a subduction zone: a geophysical survey of the Chile Margin triple junction*. Geol. Soc. Am. Mem., 154, págs. 683 - 701, 1981.
- [12] Kelemen, P.B., and Holbrook, W.S. *Origin of thick, high-velocity igneous crust along the U.S. East Coast Margin*. Journal Geophysics Research, 100(B6), págs. 10.077 - 10.094, 1995.
- [13] Koop, H., Flueh, E.R., Papenberg, C. and Klaeschen, D. *Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and Juan Fernández ridge: Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration*. Tectonics, 23, TC2009, págs. 01 - 21, 2004.
- [14] Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M, Kelemen, P.W., Detrick, R.S., Larsen, H.C., Hopper, J.R., Dahl-Jensen, T. *Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography*. Journal Geophysics Research, 105(B9), págs. 21.591 - 21.614, 2000.
- [15] Mueller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G. *Digital isochrons of the world's ocean floor*. Journal Geophysics Research, 102(B2), págs. 3.211 - 3.214, 1997.
- [16] Nur, A. and Ben-Avraham, Z. *Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America*. Geol. Soc. Am. Memoir, 154, págs. 729 - 740, 1981.
- [17] Pardo, M., Monfret, T, Vera, E., Eisenberg, A., Yañez, G., Triep, E. *Cambio en la subducción de la placa de Nazca, de plana a inclinada, bajo Chile central y Argentina: Datos sísmológicos preliminares*. Paper presented at the 10<sup>th</sup> Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile, 2003.
- [18] Pilger Jr., R.H. *Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes*. Geological Society of America Bulletin, B.92, págs. 448 - 456, 1981.
- [19] Ranero, C.R., von Huene, R., Weinrebe, W. and Reichert, C. *Tectonic processes along the Chile Convergent Margin in Frontiers in Earth Sciences*. Vol.3, *The Andes: Active subduction Orogeny* by O. Oncken et al., págs. 91 - 121, 2006.
- [20] Reichert, C., Schreckenberger, B. and Shipboard Science Party *Subduction processes off Chile. SPOC (SONNE Cruise SO-161 Leg 2 - 3) BGR Report, Bundesanst fuer Geowiss. und Rohstoffe (BGR), Hannover, Germany. 2002.*



- [21] Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E.R and Bialas, J. *Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction*. Journal Geophysics Research, 108(B12), págs. 2.564, 2003.
- [22] Sandwell, D.T. and Smith, W.H.F. *Global Sea Floor Topography from Satellites Altimetry and Ship Depth Soundings*. Science, VOL. 277, Num. 5334, págs. 1.956 - 1.962, 1997.
- [23] Tebbens, S.F., Cande, S.C., Kovacs, L., Parra, J.C., LaBrecque, J.L. and Vergara, H. *The Chile ridge: A Tectonic framework*. Journal Geophysics Research, 102(B6), págs. 12.035 - 12.059, 1997.
- [24] Van Avendonk, H.J.A., Harding, A.J., Orcutt, J.A. and McClain, J.S. *A two-dimensional tomographic study of the Clipperton transform fault*. Journal Geophysics Research, 103(B8), págs. 17.885 - 17.899, 1998.
- [25] von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E.R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Weinrebe, W. and CONDOR Scientists. *Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile*. Tectonics, 16(3), págs. 474 - 488, 1997.
- [26] Walther, C.H.E. *The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica*. Journal Geophysics Research, 108(B3), págs. 2.136, 2003.
- [28] Watts, A.B., ten Brink, U., Buhl, P., Brocher, T. *A multi-channel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain*. Nature, 315, 6.015, págs. 105 - 111, 1985.
- [28] Watts, A.B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J.P. and Henstock, T.J. *A seismic study of lithospheric flexure at Tenerife, Canary Islands*. Earth Planet Sci. Letts., 146, págs. 431 - 448, 1997.
- [29] Weigel, W. and Grevenmeyer, I. *The Great Meteor seamount: Seismic structure of a submerged interplate volcano*. J. Geodyn., 28, págs. 27 - 40, 1999.
- [30] White, R. and Mckenzie, D. *Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts*. Journal Geophysics Research, 94(B6), págs. 7.685 - 7.729, 1989.
- [31] Yañez, G.A., Ranero, C.R., von Huene, R. and Díaz, J. *Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin*. Journal Geophysics Research, 106, págs. 6.325 - 6.345, 2001.

# Apéndice A

## Matlab: Programa principal y Subrutinas

Para picar los datos de los registros de datos sísmicos de gran ángulo, desarrollé un software programado en lenguaje Matlab, que sirvió para abrir, filtrar, clipiar, plotear y picar los datos en formato SEG-Y de los diferentes OBS/OBH. Esta herramienta fue muy útil debido a que los registros son archivos muy grandes en tamaño y necesitaban el desarrollo de estas herramientas informáticas para ver en detalle las llegadas en tiempo de los diferentes ondas refractadas y reflejadas que fueron adquiridas durante la investigación.

### A.1. Programa principal

```
MatPicker
Picador de datos SEG-y
jsepulveda, Agosto 2009
LEO ARCHIVO BINARIO CON DATOS SEG-Y.
clear all
close all
archivo = ReadSegy(uiigetfile('*.sgy'));
archivo = archivo';
traza = archivo;
(m,n) = size(traza);
nbOfTraces = m;
nbOfSamples = n;
ssample = input('Ingrese dt de muestreo (s): ');
for i=1:nbOfTraces
timeTr (i) = ssample*nbOfSamples; end
FILTRO PASA BANDA
siono = input('Desea utilizar la herramienta FILTRO? (1) SI (2) NO: ');
if siono == 1
```

```

f1 = input('Ingrese frecuencia (Hz) para filtro pasa banda (f1):');
if isempty(f1)
f1 = 2; end
f2 = input('Ingrese frecuencia (Hz) para filtro pasa banda (f2):');
if isempty(f2)
f2 = 4;
end
f3 = input('Ingrese frecuencia (Hz) para filtro pasa banda (f3):');
if isempty(f3)
f3 = 10;
end
f4 = input('Ingrese frecuencia (Hz) para filtro pasa banda (f4):');
if isempty(f4)
f4 = 12;
end
for i=1:nbOfTraces
traza(i,:) = sfiltro(traza(i,:),ssample,f1,f2,f3,f4);
end
end
FIN PASA BANDA
VISUALIZACION AGC
siono = input('Desea utilizar la herramienta AGC? (1) SI (2) NO: ');
if siono == 1
wagc = input('Ingrese ventana AGC para visualizacion AGC (N datos):');
if isempty(wagc)
wagc = 0.25;
end
traza = sagc(traza,wagc);
end
FIN VISUALIZACION AGC

```

```

        CLIPEO
siono = input('Desea utilizar la herramienta CLIP? (1) SI (2) NO: ');
MaximoTraza = max(max(traza))
MinimoTraza = min(min(traza))
if siono == 1
nclip = input('CLIP = ? ');
if isempty(nclip)
nclip = 500;
end
traza = sclip(traza,nclip,nbOfTraces,nbOfSamples);
end
FIN CLIP
PLOTEO
kk = 1;
i = 1;
while kk==1
trazamin = input('Ingrese traza minima a Plotear (1):');
if isempty(trazamin)
trazamin = 1;
end
trazamax = input('Ingrese traza maxima a Plotear (100):');
if isempty(trazamax)
trazamin = 100;
end
splot(traza,nbOfSamples,nbOfTraces,timeTr,trazamin,trazamax,i);
PICADO DE DATOS
siono = input('Desea PICAR los tiempos de llegada? (1) SI (2) NO: ');
if siono == 1
spickstesis;
end
kk = input('Desea seguir plotando mas trazas? (1) SI (2) NO: ');
i = i+1;
end
FIN PICADO DE DATOS

```

## A.2. Subrutinas

```
FILTRO (pasa Banda)
function (trazaf) = sfiltro(traza,dt,f1,f2,f3,f4)
y = traza;
ny = length(y);
dt = dt;
nfft = 2nextpow2(ny);
fnyq = 1/(2*dt);
nnyq = (nfft + 2)/2;
f = linspace(0,fnyq,nnyq);
yfor = fft(y,nfft);
VECTOR RAMPA
for i=1:f1-1
v(i) = 0;
end
for j=f1:f2-1
v(j) = j/(f2-f1)+(1-f2/(f2-f1));
end
for k=f2:f3-1
v(k) = 1;
end
for k=f3:f4-1
v(k) = k/(f3-f4)+(1-f3/(f3-f4));
end
for m=f4:nnyq
v(m) = 0;
end
vp=(v v(nnyq:-1:1));
for i=1:2*nnyq-2
filtro(i) = vp(i)*((yfor(i)));
end
filtrot = (0.5/pi)*fftshift(fft(v));
w = conv(y,filtrot);
VUELTA A TIEMPO, CORTE A ORIGINAL DE MUESTRAS, NORMALIZACION
y2 = real(iff(filtro,nfft));
y2 = y2(1:ny);
y2max = max(abs(y2));
```

```

y2 = y2/y2max;
trazaf = y2;
FILTRO (Auto Gain Control AGC)
function (trazaagc) = sagc(traza,np);
(nx,nt) = size(traza);
inn = (fliplr(traza(:,1:np)) traza fliplr(traza(:,nt-np:nt)));
inn = inn.2;
f = ones(np,1)/np;
out = conv2(inn,f');
start = round(np+np/2);endd=start+nt-1;
outt = out(:,start:endd);
trazaagc = traza./(sqrt(outt)+.000001);
CLIPEO
function (trazac) = sclip(traza,nclip,nbOfTraces,nbOfSamples)
trazac = traza*nclip;
I = find(trazac >2);
J = find(trazac <-2);
trazac(I) = 1;
trazac(J) = -1;
PLOTTEO
function splot(traza,nbOfSamples,nbOfTraces,timeTr,trazamin,trazamax,i)
PLOT = input('Ingrese QUE TIPO DE PLOTTEO DESEA: WIGGLE TRACE (1) SIMPLE
(2) INVERSA (3) IMAGE (4):');
if isempty(PLOT)
PLOT = 1;
end
if PLOT == 1
for j=trazamin:trazamax
tt = linspace(0,timeTr(j),nbOfSamples);
yy = zeros(1,nbOfSamples);
ii = find(traza(j,:) >0);
jj = find(traza(j,:) <= 0);
yy(j,ii) = traza(j,ii);
yy(j,jj) = 0;
yy(j,1) = 0;
yy(j,nbOfSamples)=0;
figure(i)
plot(traza(j,:)+j,linspace(0,timeTr(j),nbOfSamples),'k');

```

```

hold on
fill(yy(j,:)+j,tt,'k');
axis ij
axis((trazamin-1 trazamax+1 0 timeTr(1)));
grid on
ylabel('Tiempo (s)');
xlabel('Numero de Geofono');
end
end
if PLOT == 2
for j=trazamin:trazamax
figure(i)
plot(traza(j,:)+j,linspace(0,timeTr(j),nbOfSamples),'k');
hold on;
axis ij
axis((trazamin-1 trazamax+1 0 timeTr(1)));
grid on
ylabel('Tiempo (s)');
xlabel('Numero de Geofono');
end
end
if PLOT == 3
traza = traza * -1;
for j=trazamin:trazamax
tt = linspace(0,timeTr(j),nbOfSamples);
yy = zeros(1,nbOfSamples);
ii = find(traza(j,:) < 0);
jj = find(traza(j,:) >= 0);
yy(j,ii) = traza(j,ii);
yy(j,jj) = 0;
yy(j,1) = 0;
yy(j,nbOfSamples)=0;
figure(i)
plot(traza(j,:)+j,linspace(0,timeTr(j),nbOfSamples),'k');
hold on;
fill(yy(j,:)+j,tt,'k');
axis ij
axis((trazamin-1 trazamax+1 0 timeTr(1)));

```

```

grid on
ylabel('Tiempo (s)');
xlabel('Numero de Geofono');
end
end
if PLOT == 4
it=1:1:nbOfSamples-1;
i=1
for j=trazamin:trazamax
traza2 = traza(it,j);
traza3(:,i) =traza2;
xx(:,i) = traza2+j;
tt(:,i) = linspace(0,timeTr(j),nbOfSamples);
i=i+1;
end
colormap(gray)
pcolor(xx,tt,traza3)
shading interp
ylabel('Tiempo (s)');
xlabel('Numero de Geofono');
end
siono = input('Desea abrir archivo de picadas? (1) SI (2) NO: ');
if siono==1
archivo = load(uigetfile('*.*txt'));
x = archivo(:,1);
y = archivo(:,2);
plot(x,y,'r');
end
PICADO DE DATOS
function picks = spickstesis
alt = input('que fase desea picar? (1) Refracciones (2) Reflexiones :');
if alt==1
it=1;
while it==1
fid = fopen('picksrefrac.txt','A');
button = 1;
i=1;
while button == 1,

```



```

(x,t,button) = ginput(1);
x = round(x);
plot(x,t,'+r');
aux(i,1) = x;
aux(i,2) = t;
i=i+1;
end
aux = sortrows(aux,1);
I = find(diff(aux(:,1)) < 0);
s = sprintf('6.2f 6.4f',aux(I,:));
fprintf(fid,'s',s);
fclose('all');
it = input('Desea seguir picando? (1) si (2) no :');
if isempty(it)
it = 1;
end
end
end
if alt==2
it=1;
while it==1
fid = fopen('picksreflex.txt','A');
button = 1;
i=1;
while button == 1,
(x,t,button) = ginput(1);
x = round(x);
plot(x,t,'+r');
aux(i,1) = x;
aux(i,2) = t;
i=i+1;
end
aux = sortrows(aux,1);
I = find(diff(aux(:,1)) < 0);
s = sprintf('6.2f 6.4f',aux(I,:));
fprintf(fid,'s',s);
fclose('all');
it = input('Desea seguir picando? (1) si (2) no :');

```

```
if isempty(it)
it = 1;
end
end
end
```