

UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
ESCUELA DE POSTGRADO

**CARACTERIZACIÓN SÍSMICA  
DEL MONTE SUBMARINO  
O'HIGGINS**

EDUARDO ELISEO CONTRERAS REYES

2003

UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
ESCUELA DE POSTGRADO

CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DEL MONTE  
SUBMARINO O'HIGGINS

EDUARDO ELISEO CONTRERAS REYES

PROFESOR GUÍA

EMILIO VERA S

PROFESORES DE COMISIÓN

GONZALO YÁÑEZ C

VALERIE CLOUARD

PROFESOR INVITADO

ALDO GIAVELLI S

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

SANTIAGO DE CHILE

Noviembre 2003

RESUMEN DE LA TESIS PARA  
OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN  
CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA  
POR: Eduardo Contreras Reyes  
FECHA: Noviembre 2003  
PROF. GUÍA: Sr. Emilio Vera S.

## CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DEL MONTE SUBMARINO O'HIGGINS

Este trabajo tiene como principales objetivos estudiar la corteza oceánica y la anomalía de espesor cortical bajo el Monte Submarino O'Higgins ( $32^{\circ}50'S/73^{\circ}38'W$ ) y discutir el origen de la raíz cortical asociada.

El conocer el espesor cortical a través de la caracterización sísmica del Monte O'Higgins, es de gran importancia para resolver interrogantes tectónicas tales como la cuantificación de la flotabilidad (*buoyancy*) de la litósfera oceánica, y su relación con la horizontalización de la subducción de la placa de Nazca en Chile Central. Como un tema estrechamente ligado, este estudio apunta también a la caracterización del "underplating" o material mantélico diferenciado con características similares a corteza oceánica inferior, que se adosaría por debajo de ésta cuando la placa atraviesa el punto caliente (*hotspot*) de Juan Fernández.

En este trabajo se analiza un perfil sísmico de refracción de gran ángulo perpendicular al eje de la dorsal de Juan Fernández que cruza el Monte O'Higgins, y que fue adquirido utilizando un arreglo de OBH/S (*Ocean Bottom Hydrophone/Seismometer*) durante el proyecto SPOC (Procesos de Subducción Frente a Chile), abordado del buque científico alemán R/V SONNE en Diciembre de 2001.

El procesamiento y análisis de los registros sísmicos (OBH/S), permite determinar un modelo bidimensional e inhomogéneo de estructuras de velocidades de propagación de onda P. Bajo el Monte O'Higgins, velocidades típicas del manto superior (8 km/s) se alcanzan a una profundidad de  $\sim 14$  km por debajo del nivel del mar, mientras que al noroeste del perfil, donde se presenta una batimetría suave y una corteza oceánica clásica, esto ocurre a una profundidad de solo  $\sim 10$  km. Bajo el Monte O'Higgins, la transición a velocidades típicas del manto superior muestra entonces una deflexión con una amplitud de  $\sim 4$  km que se extiende lateralmente con una longitud de onda de  $\sim 140$  km.

El modelo sísmico resultante se compara con un modelo flexural tridimensional proyectado a lo largo del perfil. Para espesores elásticos razonables de la corteza oceánica de esta región de entre 5 y 12 km, la carga que representa el Monte O'Higgins, no es capaz de generar una deflexión con la amplitud y longitud de onda mostrada por el Moho sísmico. Esta diferencia puede ser explicada mediante una taza de "underplating" bajo la corteza oceánica de entre 10 % y 17 % para espesores elásticos de 5 y 12 km respectivamente.

# Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer al apoyo de mis amigos de la Facultad, por su importante apoyo durante todos los años de estudio y trabajo vividos.

Quisiera agradecer a todas las instituciones que hicieron posible la realización de este trabajo de tesis. A Sipetrol S.A quien financió parte importante del trabajo y las gestiones de Aldo Giavelli y Ricardo Fuenzalida. Al Departamento de Geofísica y en especial a Diana Comte por haberme ayudado al momento de comenzar el trabajo. Con gran aprecio al Centro de Modelamiento Matemático (CMM) y el interés mostrado por el Profesor Axel Osess para el desarrollo de este trabajo. También al proyecto FONDEF D00I-1104 y al instituto GEOMAR de la Universidad de Kiel por su colaboración en facilitar los principales datos utilizados en este trabajo.

A mi profesor guía Emilio Vera, por su dedicación y sus comentarios iluminadores que fueron de vital importancia para la realización del trabajo.

Un especial agradecimiento a mis profesores de comisión: Gonzalo Yáñez y Valerie Clouard, quienes fueron una importante y crucial guía. Como así también el incondicional apoyo desde los inicios del trabajo de mi buen amigo Ricardo Zapata.

Quisiera mencionar a mis amigos que fueron un gran aporte: Javier, Carolina, Andre, Sergio, Juan Francisco, Jorge y Adrián. A todos ellos, muchas gracias por su compañía y apoyo.

Por último quisiera agradecer a mi familia, en especial a mi madre por su cariño incondicional y constante.

# Índice General

<b>1. Introducción</b>	<b>9</b>
1.1. Antecedentes . . . . .	9
1.2. Objetivos . . . . .	12
1.3. Marco Tectónico . . . . .	12
<b>2. Adquisición y Descripción de Datos</b>	<b>15</b>
2.1. Introducción . . . . .	15
2.2. Adquisición de datos . . . . .	15
2.3. Instrumentación . . . . .	19
2.3.1. OBH: Hidrófono de fondo marino. . . . .	19
2.3.2. OBS: Sismómetro de fondo marino. . . . .	19
2.3.3. Fuente sísmica . . . . .	20
2.4. Registros finales . . . . .	22
<b>3. Metodología de Trabajo</b>	<b>30</b>
3.1. Introducción . . . . .	30
3.2. Ecuaciones cinemáticas para un rayo sísmico. . . . .	31
3.3. Estrategia numérica. . . . .	32
3.3.1. Discretización para un medio bidimensional. . . . .	32
3.3.2. Discretización de velocidad de propagación sísmica . . . . .	34
3.4. Trazado de rayos y cálculo de tiempos de travesía. . . . .	37
<b>4. Procesamiento y Análisis de Datos</b>	<b>41</b>
4.1. Modelamiento sísmico unidimensional al noroeste del perfil P03 . . . . .	41
4.1.1. Modelo sísmico 1-D . . . . .	41
4.1.2. Modelamiento sísmico 1-D al noroeste del perfil . . . . .	44
4.2. Modelo sísmico 2D del perfil P03 . . . . .	52

4.2.1. Ajustes de curvas camino-tiempo . . . . .	52
4.2.2. Modelo sísmico final . . . . .	62
4.3. Discusión sobre la existencia de una raíz cortical bajo el Monte O'Higgins . . .	67
<b>5. Análisis de Resultados y Conclusiones</b>	<b>70</b>
5.1. Edad de la cadena montañosa Juan Fernández (JFR) . . . . .	70
5.2. Modelo flexural de la litosfera oceánica . . . . .	71
5.2.1. Modelo flexural 3D de la cadena montañosa submarina O'Higgins . . . .	73
5.2.2. Comparación: modelo sísmico v/s modelo elástico . . . . .	80
5.3. Discusión del efecto <i>underplating</i> . . . . .	83
5.3.1. <i>Underplating</i> bajo el Monte O'Higgins . . . . .	83
5.3.2. Estimación de <i>underplating</i> bajo el Monte O'Higgins . . . . .	83
5.4. Implicancias tectónicas . . . . .	86
5.5. Conclusiones . . . . .	87
<b>A. Ecuación Eikonal</b>	<b>88</b>
<b>B. Método Numérico de Runge-Kutta</b>	<b>94</b>
<b>C. Leyes de Óptica Geométrica</b>	<b>96</b>
<b>D. Modelo 2D de Estructura de Velocidades del Perfil Sísmico P03</b>	<b>99</b>
<b>E. Flexura Litosferica</b>	<b>112</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>116</b>

# Índice de Figuras

1.1. Cadena montañosa submarina O'Higgins . . . . .	11
1.2. Margen convergente Chileno . . . . .	13
2.1. Perfil sísmico de refracción de gran ángulo (P03) . . . . .	16
2.2. Distribución de los OBH/OBS a lo largo del Perfil . . . . .	17
2.3. Geometría en la adquisición de datos . . . . .	18
2.4. Hidrófono de fondo marino (OBH) . . . . .	19
2.5. Sismómetro de fondo marino (OBS) . . . . .	20
2.6. Geometría de arreglo de pistolas de aire . . . . .	21
2.7. Registro sísmico del OBH 98 y su ubicación en el perfil sísmico . . . . .	23
2.8. Registro sísmico del OBH 92 y su ubicación en el perfil sísmico P03 . . . . .	24
2.9. Registro sísmico del OBH 89 y su ubicación en el perfil sísmico . . . . .	25
2.10. Registro sísmico del OBH 83 y su ubicación en el perfil sísmico . . . . .	26
2.11. Registro sísmico del OBS 76 y su ubicación en el perfil sísmico . . . . .	27
2.12. Registro sísmico en función del número de traza . . . . .	29
3.1. Trayectoria de una rayo sísmico en el plano x-z . . . . .	32
3.2. Discretización para un medio bidimensional . . . . .	33
3.3. Discretización en trapecios . . . . .	34
3.4. $V(x,z)$ al interior de cada trapecio . . . . .	35
3.5. Gráfica 3D de $V(x,z)$ . . . . .	36
3.6. Trazado de rayos al interior de un trapecio . . . . .	37
3.7. Cálculo de tiempos de travesía . . . . .	38
3.8. Ejemplo: Modelo de estructuras de velocidades 2D . . . . .	39
3.9. Curvas camino-tiempo sintéticas en un medio bidimensional . . . . .	40
4.1. Modelación 1-D . . . . .	43

4.2. Modelo 1-D: OBH 97 . . . . .	45
4.3. Modelo 1-D: OBH 92 . . . . .	46
4.4. Interpretación de modelos 1-D . . . . .	48
4.5. Rama noroeste del OBH 98 . . . . .	49
4.6. Rama noroeste del OBH 97 . . . . .	50
4.7. Rama noroeste del OBH 93 . . . . .	51
4.8. Modelación 2D: OBH 98 . . . . .	54
4.9. Modelación 2D: OBH 97 . . . . .	55
4.10. Modelación 2D: OBH 93 . . . . .	56
4.11. Modelación 2D: OBH 90 . . . . .	57
4.12. Modelación 2D: OBH 89 . . . . .	58
4.13. Modelación 2D: OBH 83 . . . . .	59
4.14. Modelación 2D: OBH 80 . . . . .	60
4.15. Modelación 2D: OBS 76 . . . . .	61
4.16. Modelo 2D de estructuras de velocidades del perfil . . . . .	63
4.17. Datos sísmicos de reflexión: SO161-19 . . . . .	65
4.18. Raíz cortical bajo el Monte O'Higgins . . . . .	69
5.1. Deflexión de la litosfera oceánica . . . . .	72
5.2. Modelo de estructuras de densidades . . . . .	74
5.3. Deflexión litosférica tridimensional ( $T_e = 2.5$ km) . . . . .	76
5.4. Deflexión litosférica tridimensional ( $T_e = 5$ km) . . . . .	77
5.5. Deflexión litosférica tridimensional ( $T_e = 10$ km) . . . . .	78
5.6. Deflexión litosférica tridimensional ( $T_e = 12$ km) . . . . .	79
5.7. Comparación modelo sísmico v/s modelo flexural . . . . .	81
5.8. Punto caliente de Hawai . . . . .	84
5.9. Estimación de <i>underplating</i> . . . . .	85
A.1. Deformación para los frentes de ondas para un medio no homogéneo . . . . .	88
A.2. Frente de Onda para un tiempo $t$ dado . . . . .	90
A.3. Relación geométrica entre el vector posición $\vec{x}$ y $\nabla T$ . . . . .	91
A.4. Trayectoria de un rayo en el plano X-Z y elemento de arco para un rayo . . . . .	92
C.1. Principio de reflexión . . . . .	97
C.2. Principio de refracción : Ley de Snell . . . . .	97
C.3. Onda refractada crítica . . . . .	98

D.1. Modelo $V(x,z)$ - 2D - Perfil P03 . . . . .	101
E.1. Modelo flexural: litosfera oceánica . . . . .	114

# Índice de Tablas

D.1. Nomenclatura de nodos en un trapecio . . . . .	99
D.2. Tabla de nodos del modelo $V(x,z)$ - 2D - Perfil P03 . . . . .	102

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Antecedentes

Los puntos calientes son plumas convectivas de material magmático provenientes del Manto, la fusión parcial de este material caliente a medida que entra en un entorno de baja presión cercano a la superficie genera un área volcánica. El desplazamiento de las placas sobre los puntos calientes deja una huella formada por una fila de volcanes, en donde los más cercanos al punto caliente son activos. El fenómeno de los puntos calientes es muy importante, ya que permite definir un sistema de referencia para el movimiento absoluto de las placas respecto al manto. Debido a su gran profundidad son fenómenos muy estables que permanecen constantes a lo largo del tiempo geológico [Wilson; 1973, Morgan; 1971, 1972]. Sin embargo, según recientes estudios geodinámicos enfocados a los efectos del flujo mantélico sobre la estaticidad de los puntos calientes han puesto en duda la afirmación de "puntos fijos" [Steinberger and O'Connell; 1999, 2000].

En particular la cadena montañosa submarina Juan Fernández tiene su origen en el punto caliente Juan Fernández al oeste de la Isla Alexander Selkirk el cual esta ubicado aproximadamente en  $34^{\circ}S/83^{\circ}W$  [R. Von Huene et al., 1997].

En esta cadena montañosa se puede apreciar: el monte submarino O'Higgins  $32^{\circ}50'S/73^{\circ}38'W$  y el guyot O'Higgins  $32^{\circ}52'S/73^{\circ}48'W$  (figura 1.1). En esta región, durante el mes de Diciembre del 2001 se efectuó el cuarto crucero del buque científico alemán R/V SONNE correspondiente al proyecto SPOC (Procesos de Subducción frente a Chile). En el cual 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 sísmico

de refracción para el presente trabajo de tesis, el cual esta alineando perpendicular al eje de la dorsal Juan Fernández (NW - SE) cruzando el Monte O'Higgins.

Los datos sísmicos de refracción de gran ángulo entregan valiosa información para estudiar el interior de la Tierra, siendo esta técnica muy poderosa, pues permite directamente representar la geometría de las estructuras geológicas. En el presente trabajo se utilizaran datos sísmicos de refracción para estudiar la estructura de la corteza oceánica bajo el monte submarino O'Higgins y comparar está con una corteza oceánica clásica. En general, el grosor promedio de la corteza oceánica es de 6 km, por lo cual resulta interesante estudiar las anomalías de grosor de la corteza oceánica que se generan bajo las cadenas montañosas submarinas. El conocer el espesor cortical es de gran ayuda para resolver interrogantes tectónicas como por ejemplo: cuantificación de la flotabilidad (*buoyancy*) de la litosfera oceánica sobre la astenosfera para validar su contribución a la horizontalización de la placa oceánica en el Chile Central, caracterización del material mantélico que fluye por debajo de la placa (*underplating*) el cual se deposita cuando la placa atraviesa el punto caliente.

Al añadir peso a la litosfera (edificio volcánico), esta debería deformarse. La forma en como responde la litosfera ante una cierta distribución de cargas es lo que se conoce como repuesta flexural litosferica. La caracterización sísmica en esta región también puede ser útil para estudiar la respuesta flexural de la litosfera oceánica entre cargas de superficie (cadena volcánica) y subsuperficie (*underplating*) [Watts et al., 1984]. Este problema es de carácter general ya que se puede correlacionar con situaciones en otros edificios volcánicos.

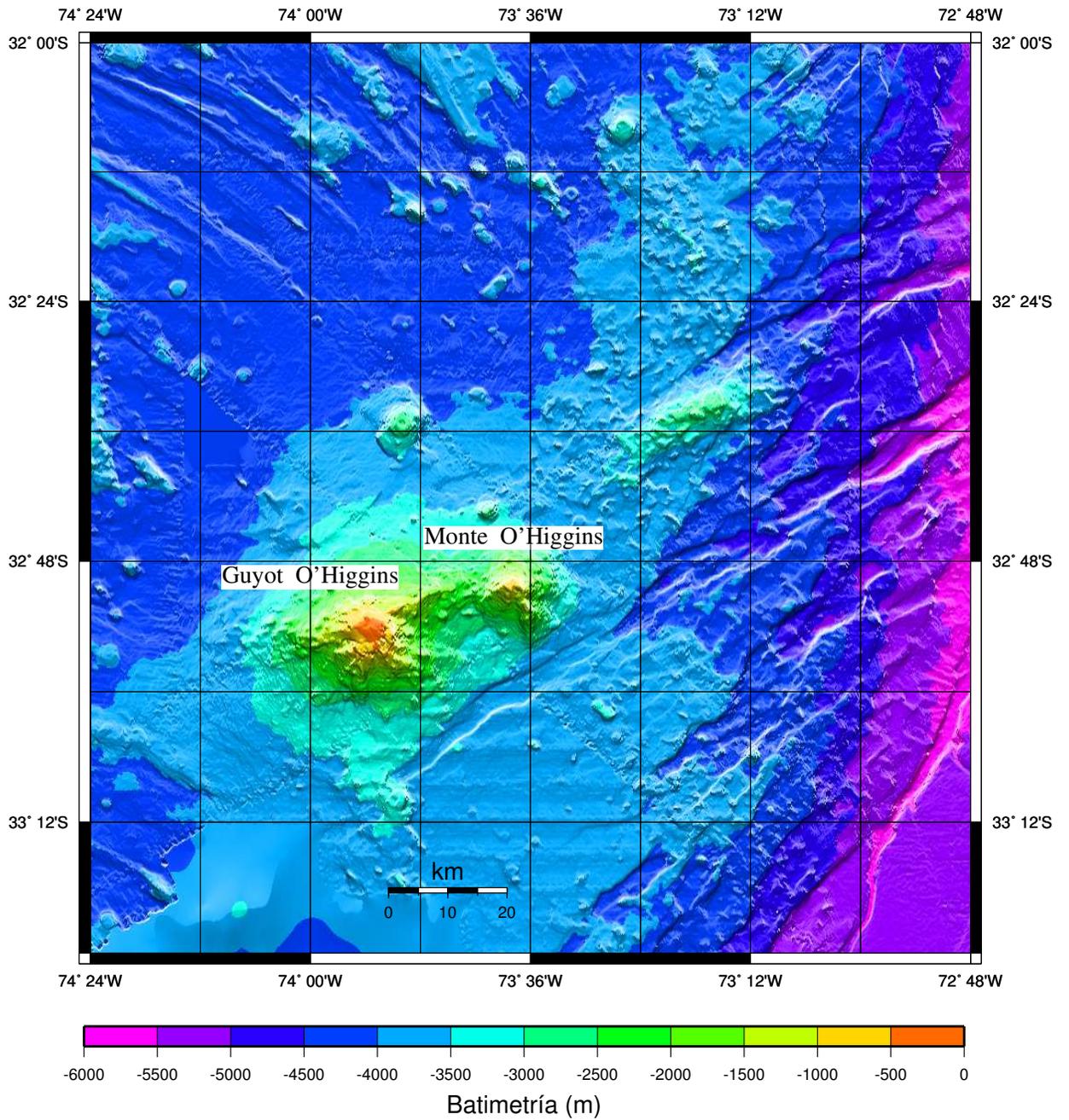


Figura 1.1: Cadena montañosa submarina O'Higgins (Batimetría Multi-beam)

Monte y Guyot O'Higgins. Diversos sistemas de fracturas y fuerte variación de la morfología del suelo marino se observa en torno a la cadena montañosa submarina O'Higgins.

## 1.2. Objetivos

Los principales objetivos del presente trabajo de tesis son:

- Determinación de la distribución de la velocidad de onda P con la profundidad, considerando variación lateral.
- Estudio de la corteza oceánica y la anomalía en cuanto al grosor de la corteza oceánica que genera la cadena de montes submarinos.
- Comparación de la estructura de la corteza oceánica clásica versus corteza oceánica bajo el Monte O'Higgins.
- Discusión del efecto *underplating* producido bajo el Monte O'Higgins.
- Analizar posibles efectos que produce la subducción de una cadena montañosa submarina como Juan Fernández.

## 1.3. Marco Tectónico

La cadena montañosa de Juan Fernández (JFR) posee un largo aproximado de 900 km, la cual tiene su origen en el punto caliente de Juan Fernández ( $34^{\circ}S/83^{\circ}W$ ) al oeste de la Isla Alexander Selkirk (figura 1.2). El JFR está compuesta por 11 montes submarinos principales, entre estos el guyot y el Monte O'Higgins que corresponden a los dos montes más cercanos a la fosa chilena, los cuales forman la cadena montañosa submarina O'Higgins (figura 1.1). El Monte O'Higgins es el más antiguo de la dorsal de Juan Fernández ( $\sim 8.5$  Ma [Von Huene et al., 1997]).

La presencia del JFR marca un cambio fundamental en el ángulo de subducción de la placa oceánica, caracterizado por la subhorizontalización de la placa de Nazca (*flat slab*) ubicada aproximadamente entre los  $28^{\circ} - 33^{\circ}S$  [R.Von Huene et al., 1997]. 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 subhorizontalización de la placa oceánica existe volcanismo activo, en dichas regiones hay evidencias de una subducción normal [Barazangi and Isacks, 1976; Cahill and Isacks, 1992] (figura 1.2).

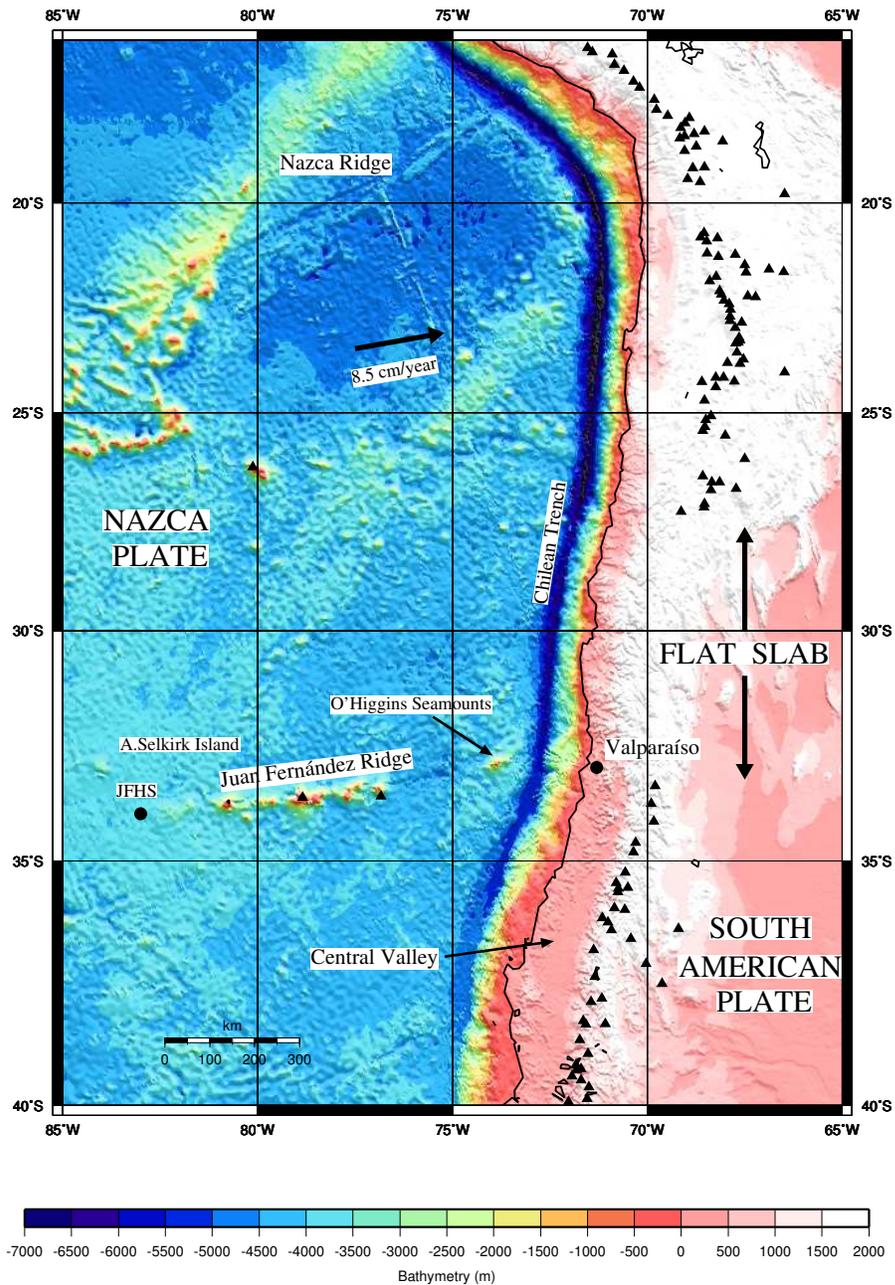


Figura 1.2: Margen convergente Chileno

En la figura se muestra la posición del punto caliente Juan Fernández (JFHS), donde nace la cadena montañosa submarina de Juan Fernández (*Juan Fernández Ridge*), cercano a la fosa se encuentra al Monte O'Higgins. En continente se observa la zona de subhorizontalización de la placa oceánica de Nazca en subducción ( $28^{\circ} - 33^{\circ}S$ ). Al sur y al norte de esa región se aprecian volcanes activos de la era Cuaternaria.

El origen de la horizontalización de la placa en subducción es aún desconocido, generalmente se asocia este tipo de geometría con elevaciones de la batimetría, subducción de cadenas montañosas y zonas de fracturas [Nur and Ben Avraham, 1981; Pilger, 1981]. Se postula una relación entre la horizontalización 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. Cahill and 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 los  $\sim 33^{\circ}S$  (figura 1.2). En donde el plano de Wadatti-Benioff es horizontal al norte del borde tectónico e inclinado al sur; con un manteo aproximado de  $25^{\circ} - 30^{\circ}$  [Barazangi and Isacks, 1976].

Según estudios de anomalías magnéticas en la región de  $32^{\circ} - 34^{\circ}S$ , parte del JFR ya se encuentra subductado y en especial el Monte Papudo en  $\sim 32^{\circ}5S/72^{\circ}5W$  [Yáñez et al., 2001]. Por otro lado, la región de subducción del JFR no se ha mantenido estática 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 de 12 Ma [Yáñez et al., 2001].

A lo largo del eje de la fosa, el JFR actúa como una gran barrera acumulando una gran cantidad de sedimentos al sur del (*flat slab*), en cambio al norte del JFR 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 [Ranero and von Huene, 2000; von Huene et al., 1999].

## Capítulo 2

# Adquisición y Descripción de Datos

### 2.1. Introducción

Durante el mes de Diciembre de 2001 se efectuó el cuarto crucero del buque científico alemán R/V SONNE correspondiente al proyecto SO 161 SPOC (Procesos de Subducción frente a Chile), el cual fue realizado en estrecha cooperación entre las instituciones Alemanas (GEOMAR, BGR, GFZ-Potsdam y FU Berlín) 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 esta ubicada aproximadamente entre los  $32^{\circ}00'S/74^{\circ}48'W$  y  $33^{\circ}36'S/72^{\circ}48'W$  (figura 2.1). Este perfil esta alineado perpendicularmente al eje de la dorsal de Juan Fernández (figura 2.1) el cual cruza el Monte O'Higgins. Este corresponde al perfil número 3 (P03) de los perfiles sísmicos de refracción de gran ángulo realizado durante el crucero y es coindidente con el perfil sísmico de reflexión multicanal (MCS Profile SO161-19) [Flueh et al, 2002].

### 2.2. Adquisición de datos

En la figura 2.1 se muestra el perfil P03 usado en el presente estudio, con un largo aproximado de 220 km y en el cual se emplearon siete sismómetros de fondo marino (OBS) y veinte hidrófonos de fondo marino (OBH). Los siete OBS corresponden a los sensores  $N^{\circ}$  73, 76, 79, 81, 82, 85 y 86, y el resto corresponde a OBH's. El sentido de movimiento del barco durante

la adquisición de datos es de NW a SE.

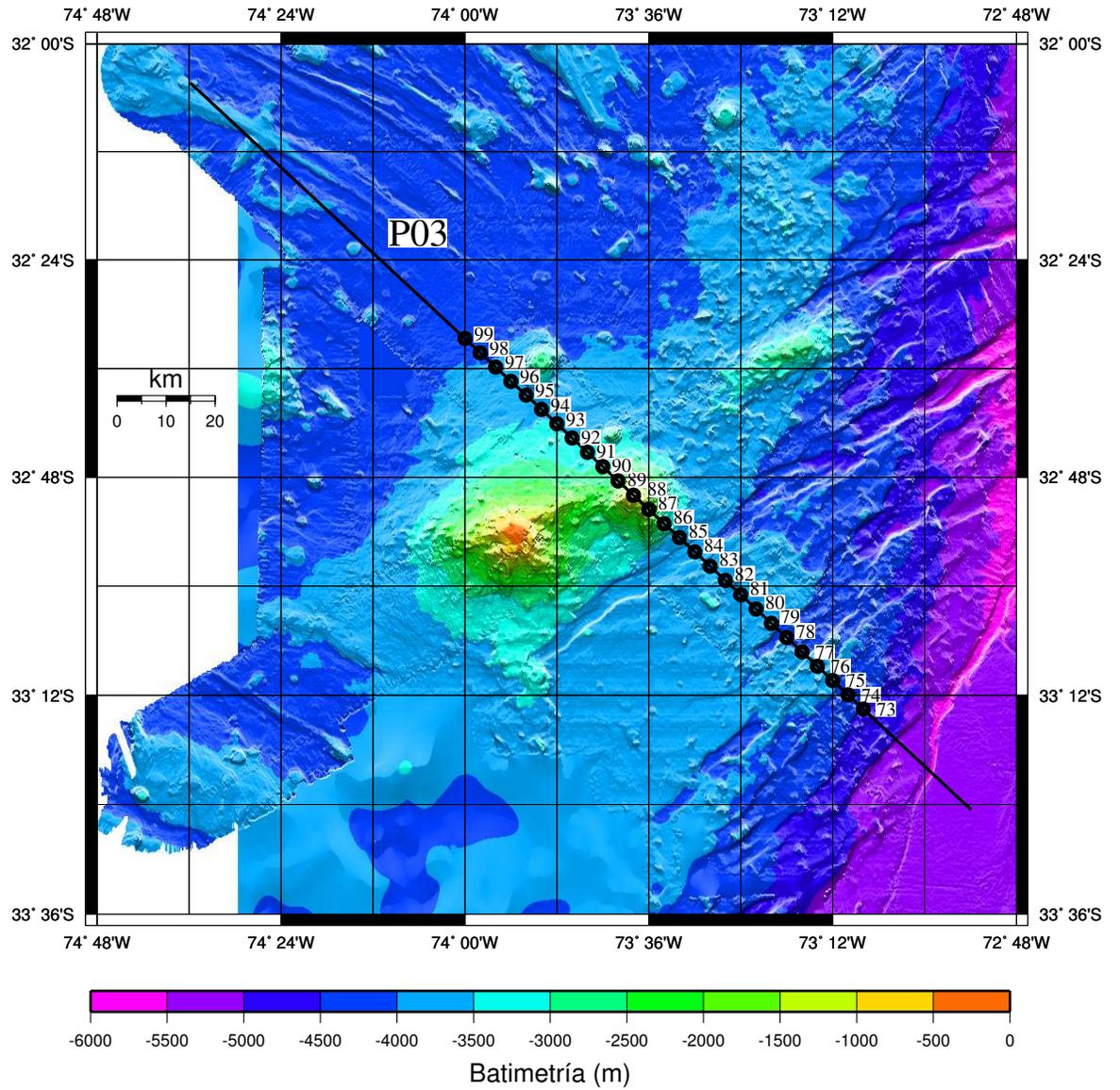


Figura 2.1: Perfil sísmico de refracción de gran ángulo (P03) y batimetría multibeam

El perfil P03 atraviesa el Monte submarino O'Higgins. También se muestra la distribución de los OBH/OBS a lo largo del perfil.

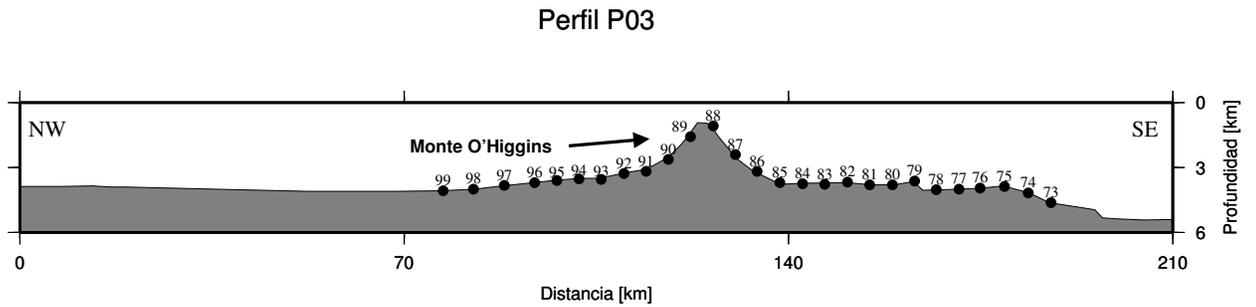


Figura 2.2: **Perfil P03**: Batimetría y distribución de los OBH/OBS a lo largo del perfil sísmico. La ubicación del monte submarino O'Higgins en el perfil es mostrada en la figura.

Durante el experimento; el buque R/V SONNE viaja de NW a SE dentro de él se encuentra la fuente sísmica que corresponde a un cañon de aire (ver subsección 2.2.2), el buque viaja aproximadamente a velocidad constante ( $\sim 9$  km/hr), el periodo de disparo es de 60 segundos con un intervalo espacial de  $\sim 150$  m. Para cada disparo se registran varias fases de las ondas sísmicas que emanan de la fuente por ejemplo, en la figura 2.3 se muestran rayos sísmicos asociados a la onda P, para disparos efectuados en diferentes posiciones del trayecto del barco.

El tiempo y la posición de cada disparo es registrado con alta precisión a través de un sofisticado sistema GPS (*Global Position System*), el que da origen a un archivo que registra los disparos. Por otro lado, los sensores marinos (OBH/OBS) registran continuamente la señal sísmica y cada uno de estos tiene incorporado un reloj interno y al momento de depositar los sensores en el fondo de mar sus coordenadas son guardadas con alta precisión de modo de identificar la distancia horizontal entre el buque y cada sensor (*offset*) en el momento en que se efectúa cada disparo (figura 2.3). De este modo se determina 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 es de 1445, mientras que el largo 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.

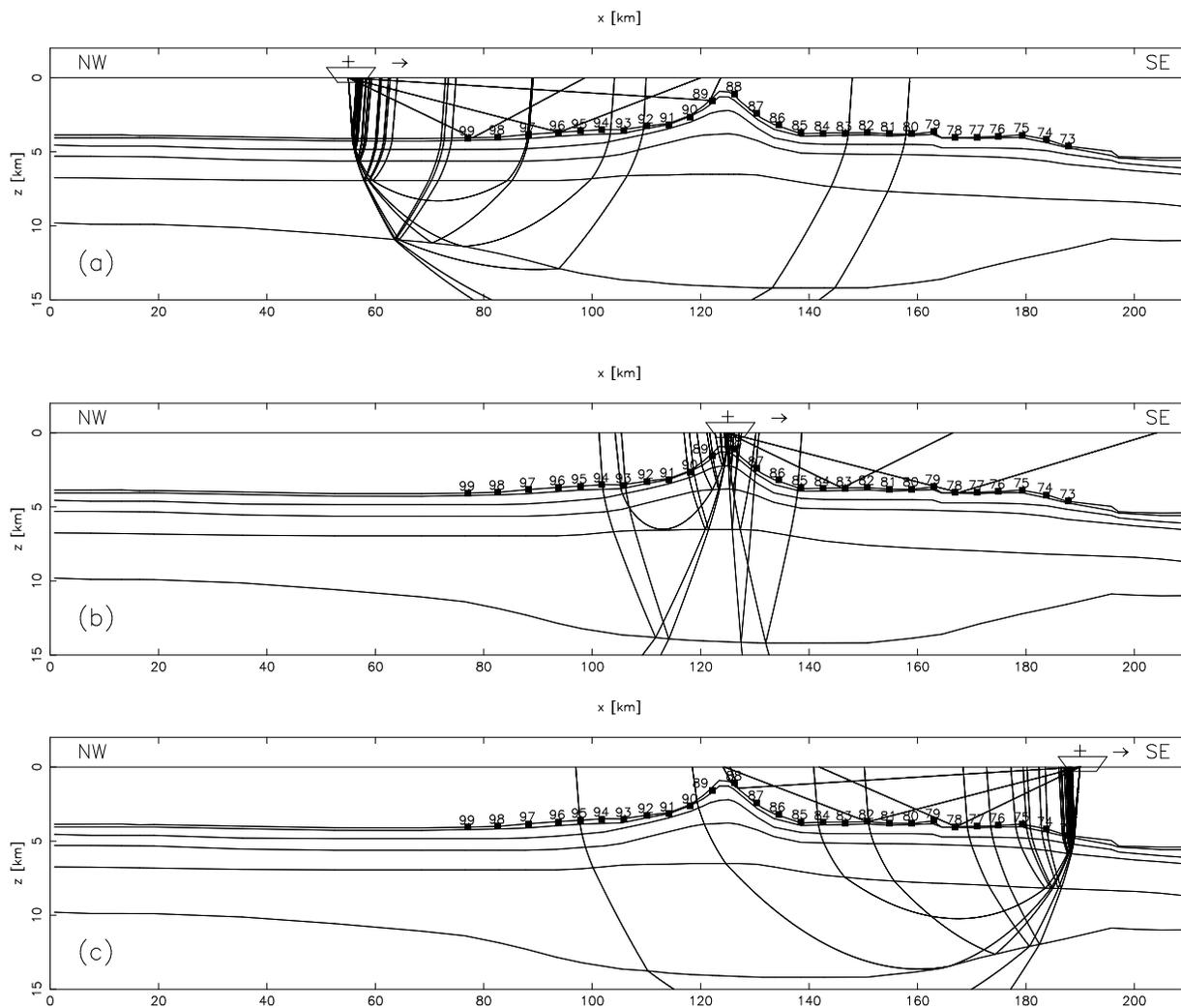


Figura 2.3: Geometría en la adquisición de datos

Representación de rayos asociados a tres disparos a lo largo del perfil. El barco se desplaza en sentido NW-SE con una velocidad de  $\sim 9$  km/hr. El periodo de disparo es de 60 s, con un intervalo espacial de aproximadamente 150 m entre cada disparo.

## 2.3. Instrumentación

### 2.3.1. OBH: Hidrófono de fondo marino.

El modelo de los OBH tipo GEOMAR es mostrado en la figura 2.4, el diseño es descrito en detalle por [Flueh and Bialas, 1996]. Los OBH poseen un sistema de flotabilidad de modo de permanecer a un metro de altura respecto del fondo del mar, de esta forma estos sensores registran ondas P u ondas finalmente convertidas en ondas primarias (P-S-P).

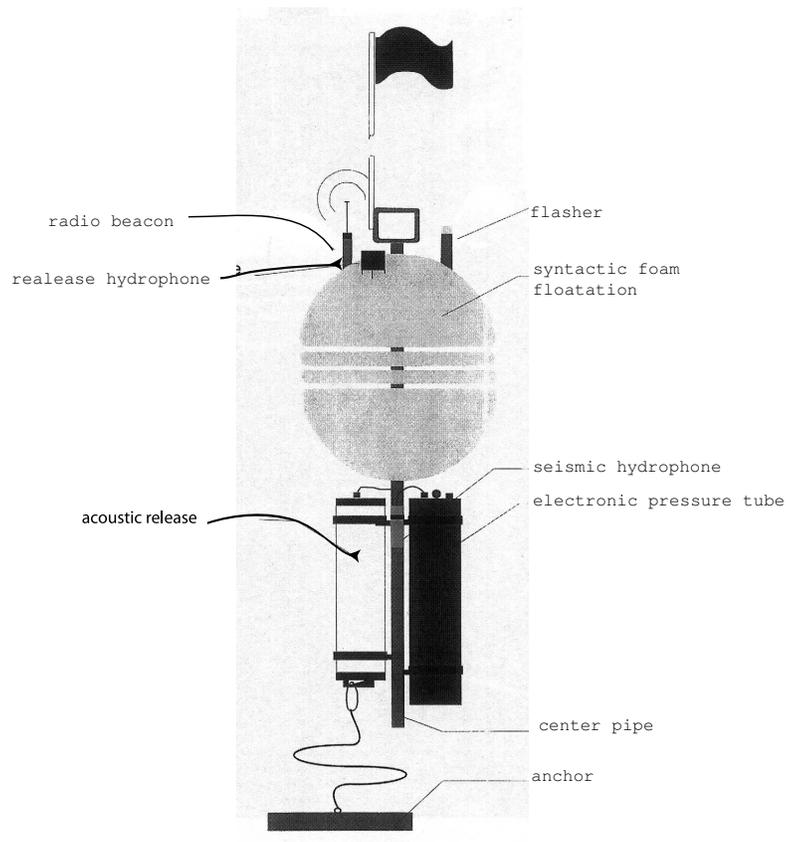


Figura 2.4: **OBH (Hidrófono de fondo marino)**: Modelo OBH tipo GEOMAR [Flueh and Bialas, 1996]. (La figura es extraída y modificada de [Flueh et al, 2002])

### 2.3.2. OBS: Sismómetro de fondo marino.

Los OBS a diferencia de los OBH registran tanto ondas longitudinales (ondas P) como ondas de corte (ondas S), para ello estos sismómetros poseen tres componentes de lectura sísmica:

una componente vertical y dos horizontales. El diseño de los OBS tipo GEOMAR es descrito en detalle en [Flueh and Bialas, 1999].

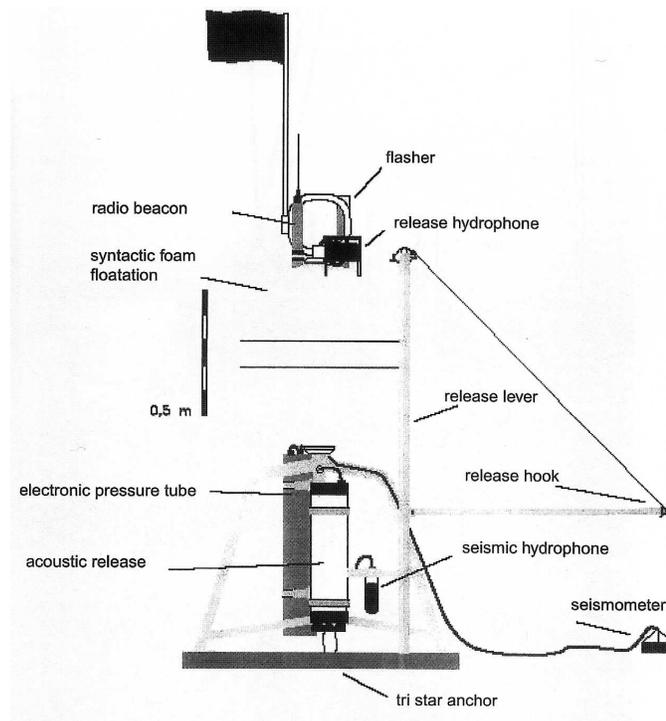


Figura 2.5: OBS (Sismómetro de fondo marino):

Estructura de OBS tipo GEOMAR [Flueh and Bialas, 1999]. (La figura es extraída y modificada de [Flueh et al, 2002])

Para el presente estudio solo se usará el registro correspondiente a la componente vertical de cada OBS del perfil y el registro sísmico de cada OBH. En el cual se estudiarán los tiempos de travesía de las ondas P registradas en los OBH/OBS.

### 2.3.3. Fuente sísmica

Las fuente sísmica usada en este experimento corresponde a un cañon de aire tipo BGR consistente en un arreglo de 20 pistolas de aire agrupadas en dos subarreglos separados en 10 m (figura 2.6). El volumen total del arreglo de pistolas de aires es de 51.2 litros. Cada subarreglo consiste de 3 grupos:

- $4 \times 3.0$  litros + 2.5 litros

- 2.5 litros + 2.3 litros + 2.0 litros
- 2.3 litros + 2.0 litros

La geometría del arreglo de pistolas de aire es mostrado en la figura 2.6.

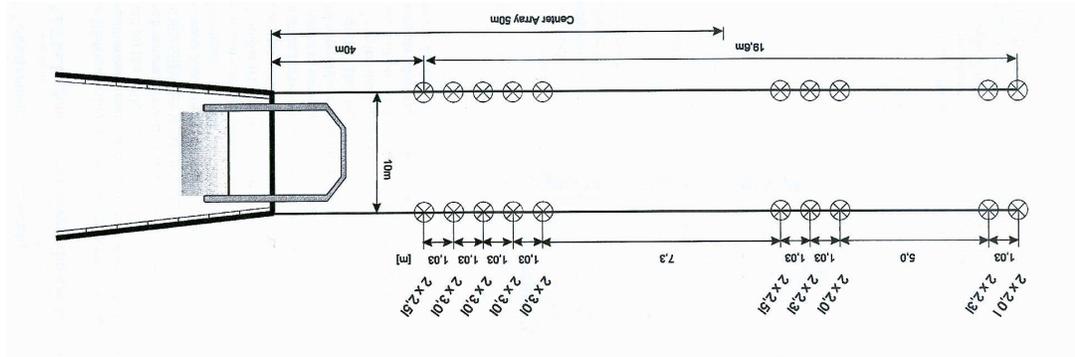


Figura 2.6: **Geometría de arreglo de pistolas de aire [BGR]**: El largo total del arreglo es de 7 m, con un volumen total de 51.2 lt y una presión de aire de 135 [bar] (La figura es extraída y modificada de [Flueh et al, 2002])

La presión de aire fue proveída por un sistema de compresores (SONNE's LMF). La capacidad de cada compresor es de  $25m^3/\text{min}$ . Durante los disparos la presión de aire utilizada fue de 135 [bar]. Para casi todos los disparos realizados por las 20 pistolas de aire, la presión del aire se mantuvo en un rango de 134 - 135 [bar] [Flueh et al, 2002].

Las coordenadas espaciales y temporales de los disparos quedan bien registradas con un GPS (*Meinberg GPS 166*) el cual posee un sistema de corrección de la deriva temporal respecto del tiempo universal (UTC). De esta forma se obtiene un archivo de disparos que es usado para identificar cada traza sísmica y relacionarla con el *offset* (distancia horizontal fuente-receptor).

Por otro lado la banda de frecuencias proporcionada por esta fuente sísmica se encontró principalmente entre 10 y 40 Hz.

## 2.4. Registros finales

Una vez obtenido el registro sísmico y corregido su deriva temporal se procede a una etapa de filtramiento de la señal, la cual consiste en amplificar la señal de ondas de mayor penetración y reduciendo los datos en torno de una velocidad característica-predominante, los tiempos de registro son reducidos con la siguiente expresión:

$$T(x) = T_o(x) - \frac{|x - x_o|}{V_r} \quad (2.1)$$

Donde:

$x$ : offset

$T(x)$ : tiempo reducido en función del offset

$T_o(x)$ : tiempo original de registro en función del offset

$x_o$ : posición del sensor OBH/OBS en el perfil

$V_r$ : velocidad de reducción

En el presente experimento la velocidad de reducción utilizada es de  $V_r = 8$  km/s.

En las figuras 2.4 a 2.8 se muestran los registros sísmicos para los OBH: 98, 92, 89, 83 y el OBS 76 respectivamente ubicados en diferentes puntos a lo largo del perfil.

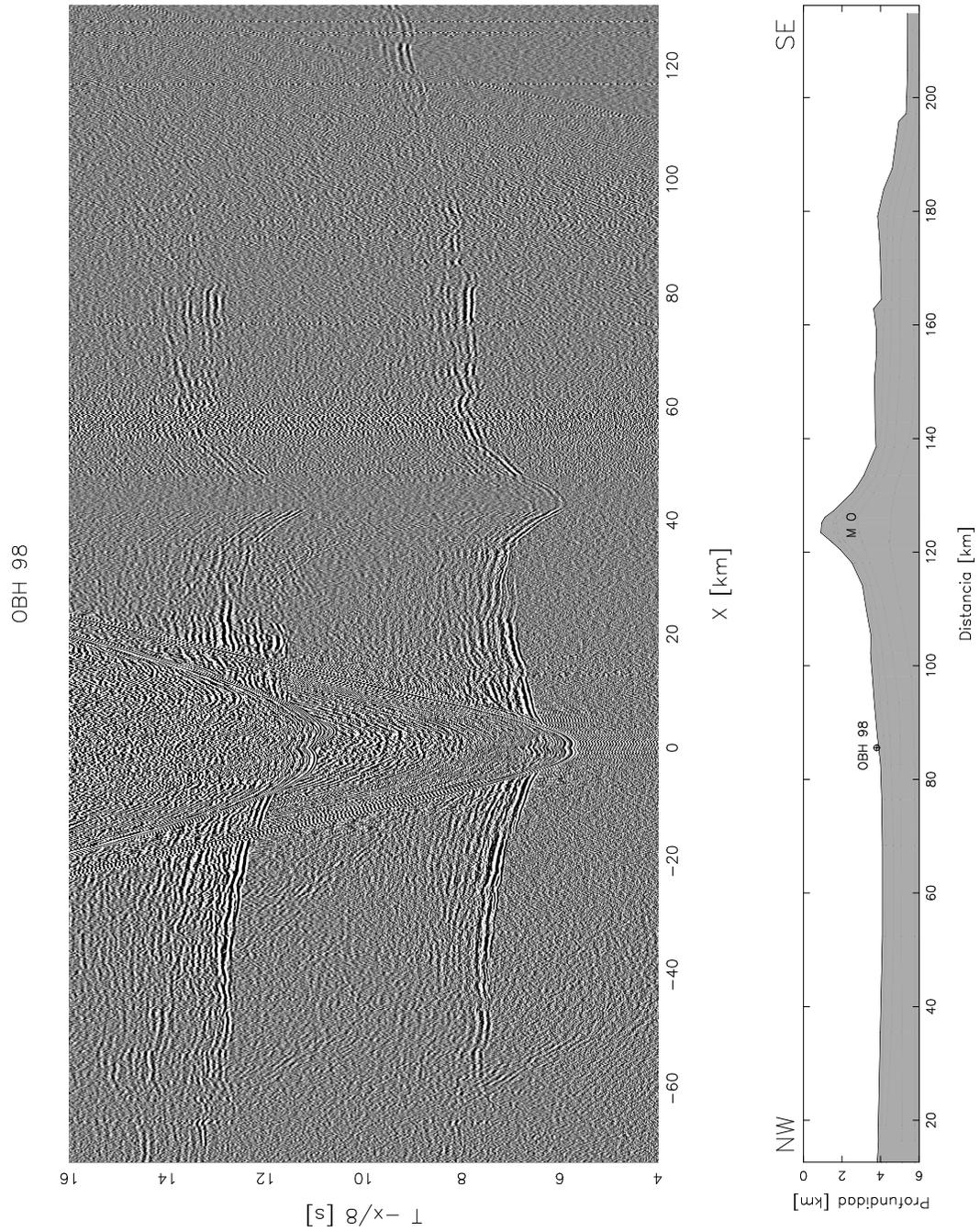


Figura 2.7: Registro sísmico del OBH 98 y su ubicación en el perfil sísmico.

Una fuerte variabilidad de las curvas camino-tiempo se observa en las zonas con mayor variabilidad de la topografía del fondo marino (desde el Monte O'Higgins MO al sureste del perfil P03). Un claro adelanto de las curvas camino-tiempo se observa desde el *offset*  $x \sim 40$  km, el cual está relacionado con la presencia del Monte O'Higgins.

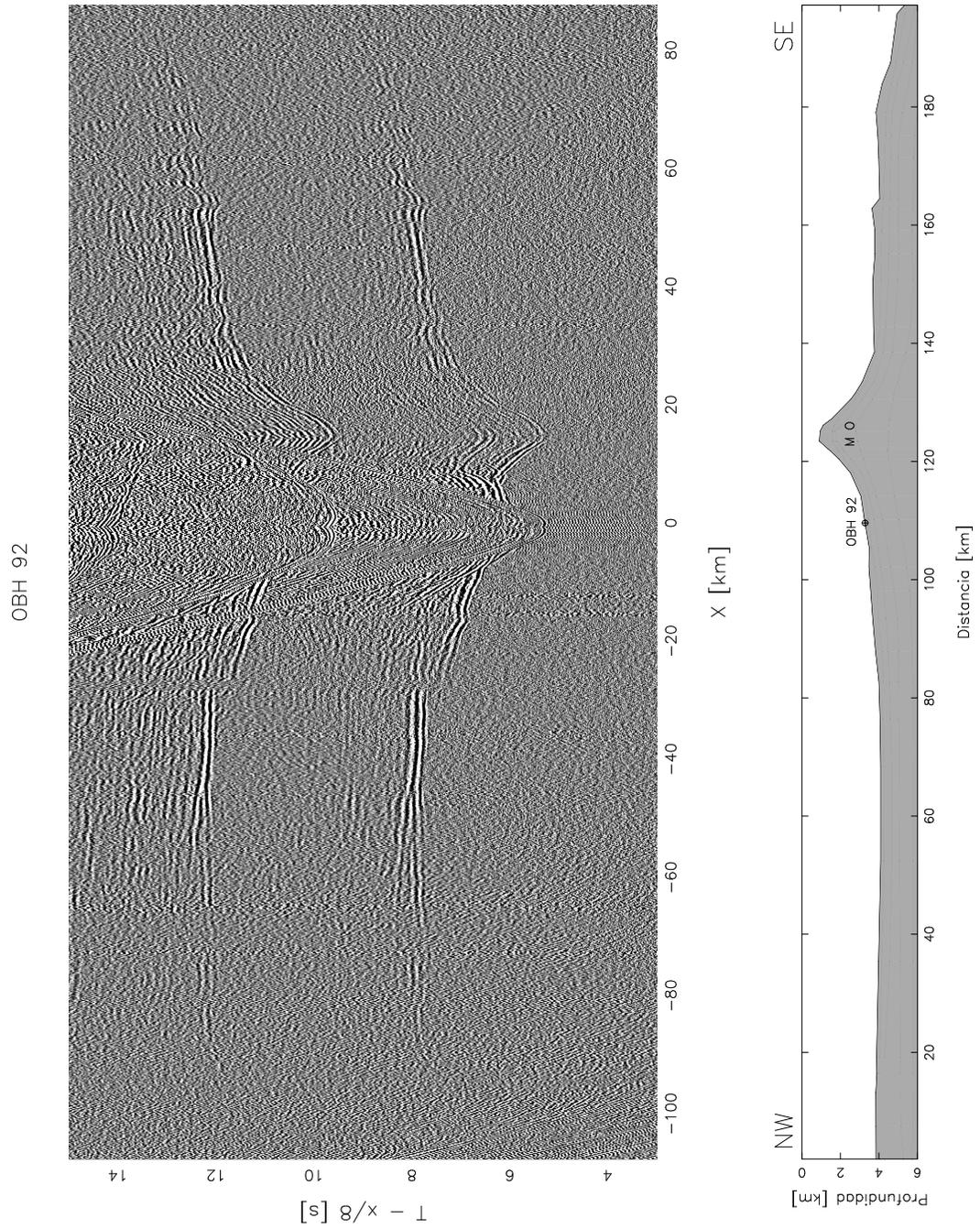


Figura 2.8: **Registro sísmico del OBH 92 y su ubicación en el perfil sísmico P03**

En el registro sísmico se aprecian arribos de ondas Pn (refractadas en el manto superior) hasta distancias fuente-receptor superiores a 100 km (rama NW)

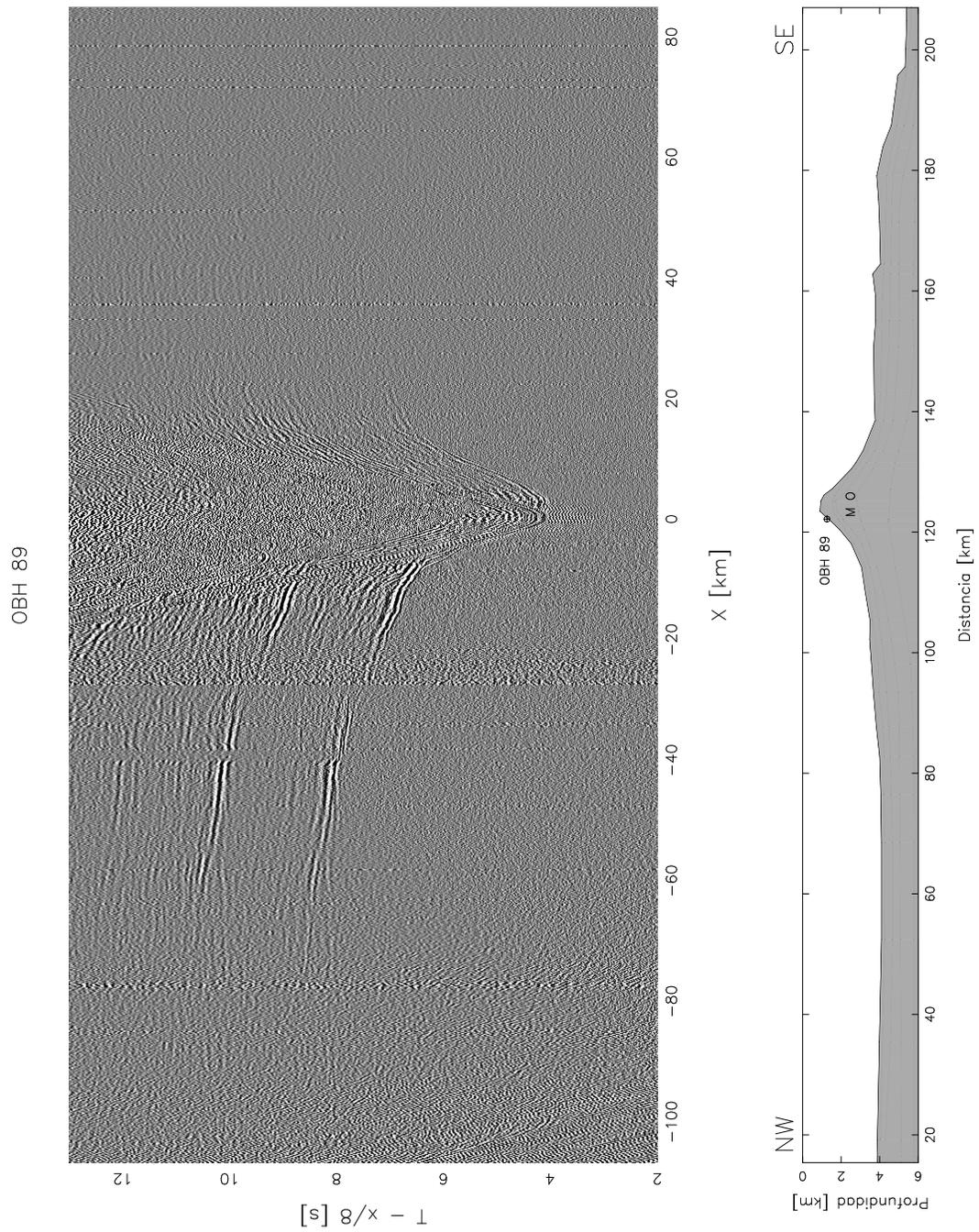


Figura 2.9: **Registro sísmico del OBH 89 y su ubicación en el perfil sísmico.**

Este sensor se ubica cercano a la cúspide del Monte O'Higgins MO. Las ondas que viajan por el MO muestran un adelanto en sus tiempos de llegadas y su espectro se confunde con la onda directa.

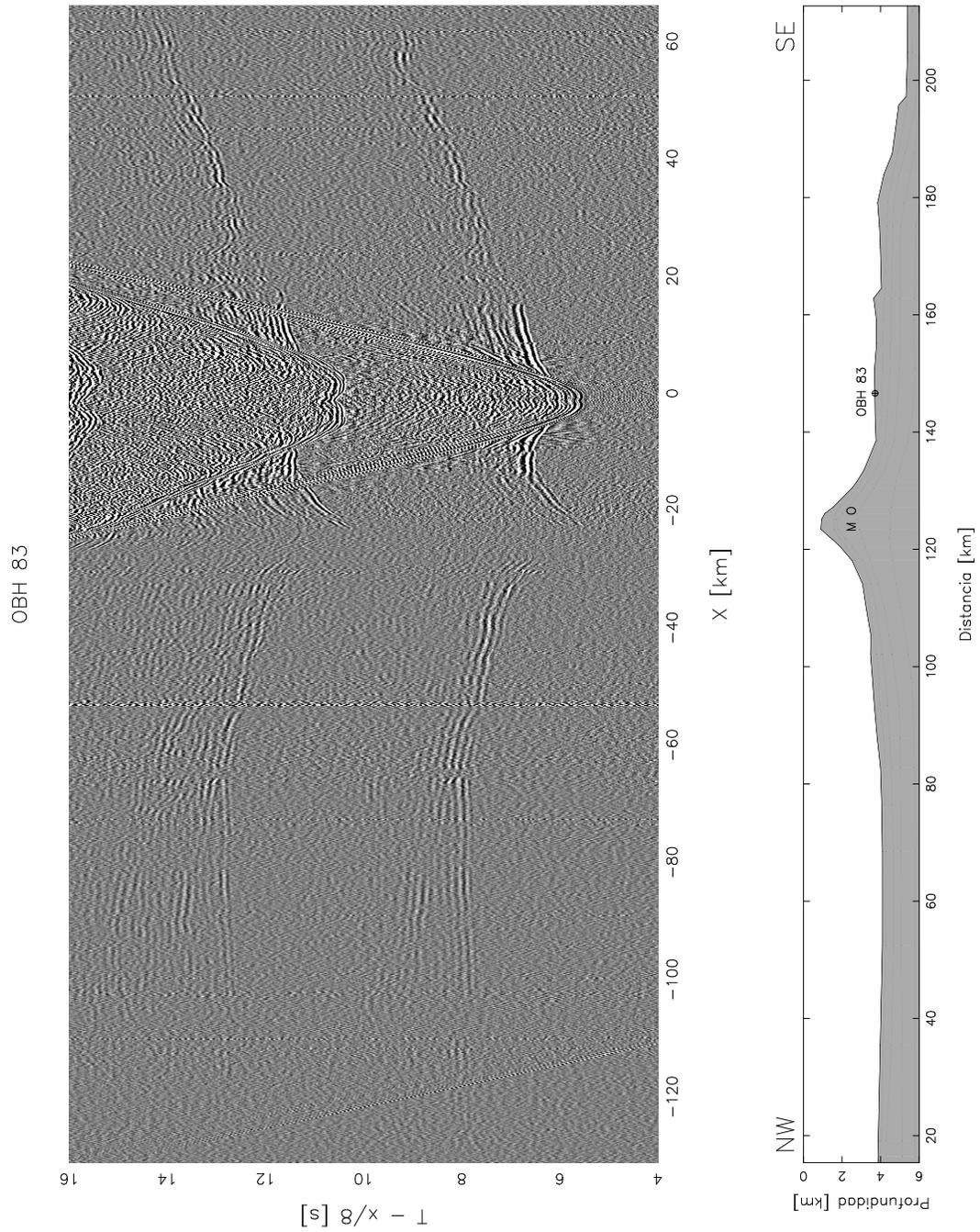


Figura 2.10: **Registro sísmico del OBH 83 y su ubicación en el perfil sísmico.**

Un claro arribo de las ondas Pn se observa en la rama NW del registro, con una distancia emisor-receptor superior a 120 km. En la rama SE se observa una fuerte variación de las curvas camino-tiempo relacionado con la variabilidad de la morfología del suelo oceánico.

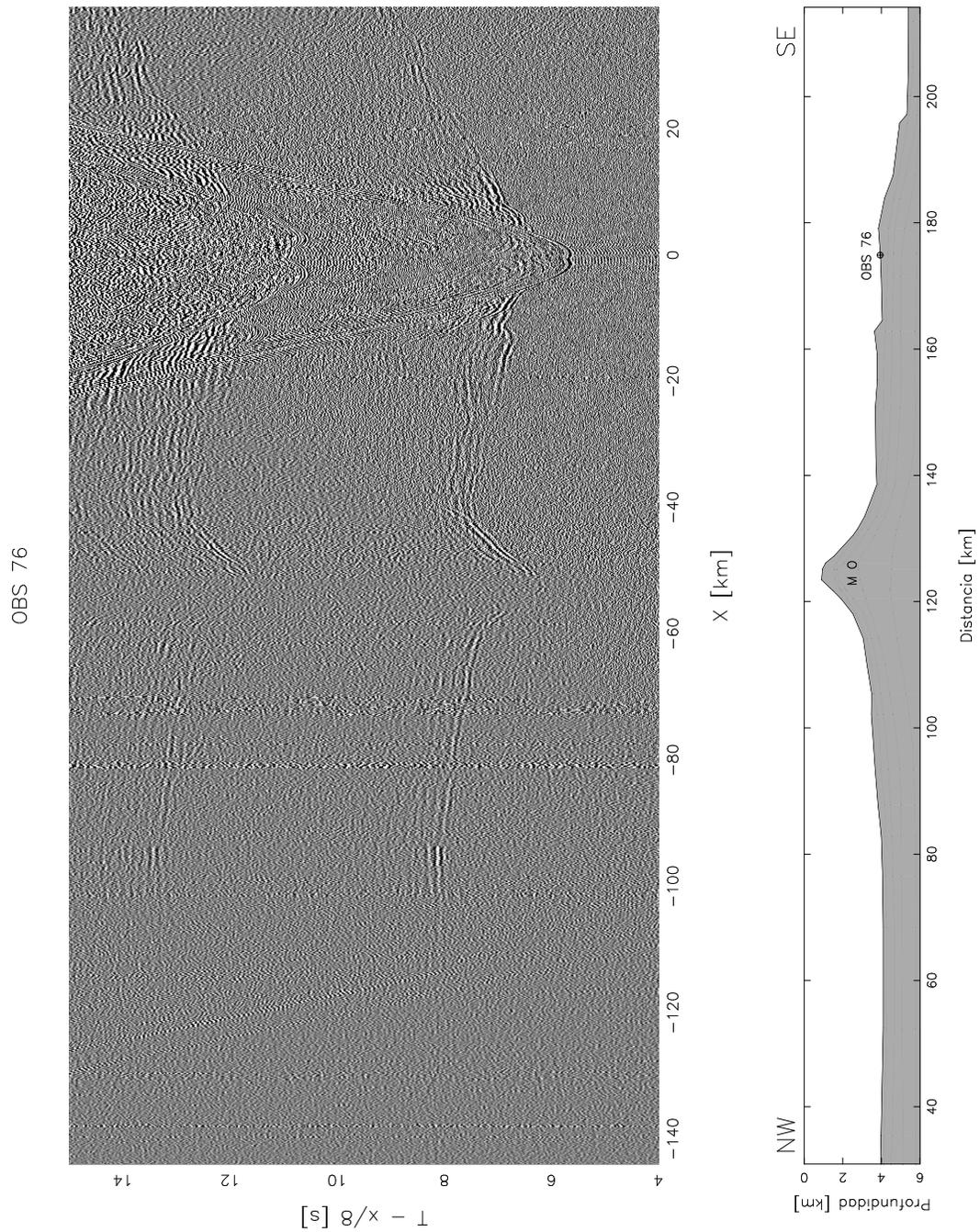


Figura 2.11: **Registro sísmico del OBS 76 y su ubicación en el perfil sísmico**

Un claro arribo de las ondas Pn se observa en la rama NW del registro con una distancia emisor-receptor superior a 110 km. Al sureste del perfil se observa un retardo de las llegadas de las ondas P asociado al aumento del espesor de agua, en las cercanías con la fosa chilena (figura 2.1).

Las figuras 2.7 - 2.11 muestran que en regiones cercanas al Monte O'Higgins y al sureste del monte donde la morfología del fondo marino varía fuertemente, las curvas camino-tiempo también muestran un comportamiento variable. Esto es debido a que el gradiente de velocidad entre agua y corteza oceánica es bastante grande ( $V_p \sim 1.5$  km/s para el agua y  $V_p \sim 6$  km/s para la corteza oceánica). Entonces la precesencia del Monte O'Higgins en ausencia de agua produce un notable adelanto de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas con respecto a las zonas en donde la batimetría se comporta más bien llana. De esta misma forma al sureste del Monte O'Higgins las curvas camino-tiempo son sensibles a la variación topográfica del suelo marino (los tiempos de llegada experimentarán un adelanto ante un suelo marino con pequeños montes y un retraso donde existan pequeñas cuencas submarinas (ver ramas sureste de las figuras 98, 92 y 83)). Los registros sísmicos mostrados en las figuras 2.7 - 2.11 también muestran un retraso general en los tiempo de llegada de las ondas P en la rama SE, asociado al aumento de profundidad del fondo marino (aumento del espesor de agua) en las cercanías con la fosa chilena.

En algunos OBH/OBS se observan arribos de distancia fuente-receptor de mas de 100 km, está señal corresponde a las de mayor penetración (ondas  $P_n$ : refractada en el manto) y  $P_c$  (refractada en la corteza inferior). Estas fases son de vital importancia para estudiar la geometría del Moho.

Para el presente trabajo solo se usarán los tiempos de arribo para las ondas P que corresponde a los **datos observados** y no se incluíra en el análisis su amplitud y formas de ondas. Para realizar el ajuste de los datos observados se desarrollará un trazador de rayos bidimensional que entregue los tiempos de llegada para las distintas fases de las ondas P (curvas camino-tiempo sintéticas) y así compararlas con los datos observados. La generación del trazador de rayos bidimensional se explica en el próximo capítulo.

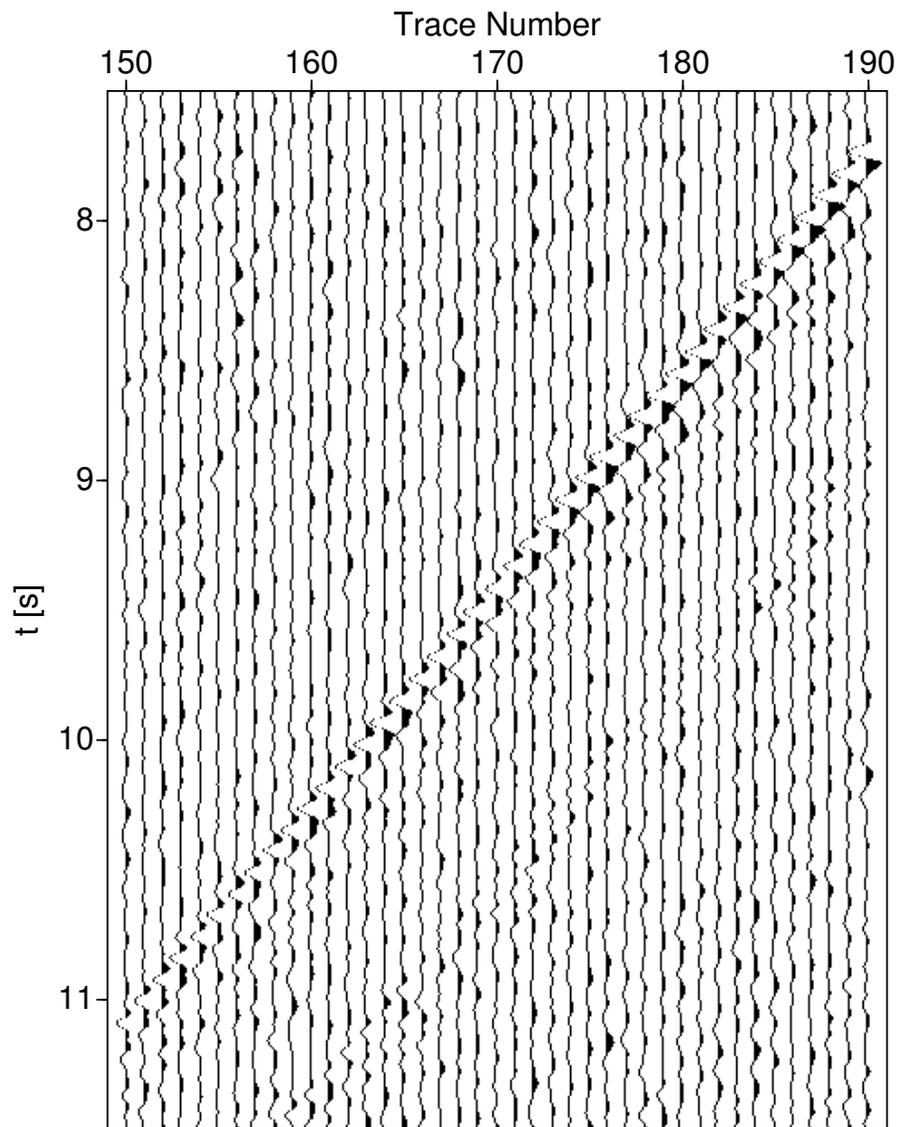


Figura 2.12: **Registro sísmico en función del número de traza**

Para el presente trabajo solo se trataran con los tiempos de llegada de las ondas P y no se incluirá en el análisis su amplitud y formas de ondas.

## Capítulo 3

# Metodología de Trabajo

### 3.1. Introducción

En este capítulo se expondrá la metodología utilizada para la construcción del modelo. Como se expuso en el capítulo anterior los datos observados corresponden a los tiempos de arribo de las ondas P que se obtienen en los registros sísmicos de los sismómetros e hidrófonos de fondo marino (OBH/OBS). Se pretende desarrollar un modelo directo (*forward model*) en un medio bidimensional e inhomogéneo, el cual sea capaz de simular las trayectorias de los rayos sísmicos y que entregue los tiempos de viaje para cada uno de estos. Al conocer las trayectorias de los rayos y su tiempo de travesía (las salidas del modelo) es posible compararlas con los datos observados e identificar las reflexiones y refracciones de las ondas sísmicas en las discontinuidades de las estructuras geológicas.

El sistema de ecuaciones cinemáticas que rigen el comportamiento de un rayo sísmico provienen de una solución aproximada de altas frecuencias de la ecuación de ondas, o teoría de rayos (ver apéndice A). Alternativamente estas mismas ecuaciones se pueden obtener aplicando el Principio variacional de Fermat. Este sistema se reduce a un sistema de ecuaciones diferenciales de primer orden en general no lineales que permite calcular la trayectoria y tiempo de travesía del rayo. Generalmente la resolución de este sistema se lleva a cabo en forma numérica. Uno de los métodos más utilizados a este respecto, es el método de Runge-Kutta de cuarto orden [Sheriff and Geldart, 1983] (ver apéndice B).

Al utilizar el método de Runge-Kutta para integrar las ecuaciones diferenciales que determinan la trayectoria de un rayo sísmico es necesario conocer la velocidad de propagación

( $V=V(x,z)$ ), sus derivadas espaciales y una condición inicial para cada rayo. En la sección 3.3 se expone como se discretiza el medio y se determina  $V=V(x,z)$  para todo punto  $(x,z)$ . En la sección 3.4 se explica como se determinan las reflexiones y refracciones de las ondas sísmicas en las discontinuidades de las capas geológicas.

### 3.2. Ecuaciones cinemáticas para un rayo sísmico.

Consideremos  $z$  la profundidad,  $x$  la variable horizontal y ( $V = V(x, z)$ ) la velocidad de Onda P para un medio bidimensional e inhomogéneo. El sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias de primer orden que determinan la trayectoria de un rayo sísmico en este medio es:

$$\frac{dx}{dt} = V(x, z) \cdot \sin\theta \quad (3.1)$$

$$\frac{dz}{dt} = V(x, z) \cdot \cos\theta \quad (3.2)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{\partial V}{\partial x} \cdot \cos\theta + \frac{\partial V}{\partial z} \cdot \sin\theta \quad (3.3)$$

$$-\pi \leq \theta \leq \pi$$

Donde  $\theta$  es el ángulo que forma el rayo con la vertical (figura 3.1). La demostración a este resultado se explica en el apéndice A. Las ecuaciones 3.1, 3.2 y 3.3 forman un sistema de ecuaciones diferenciales de primer orden con tres ecuaciones y tres incógnitas ( $x(t)$ ,  $z(t)$ ,  $\theta(t)$ ). Las ecuaciones 3.1 y 3.2 permiten determinar la posición del rayo punto a punto y están acopladas con una tercera variable ( $\theta$ ), para determinar como varía la dirección del rayo a medida que se propaga (ecuación 3.3).

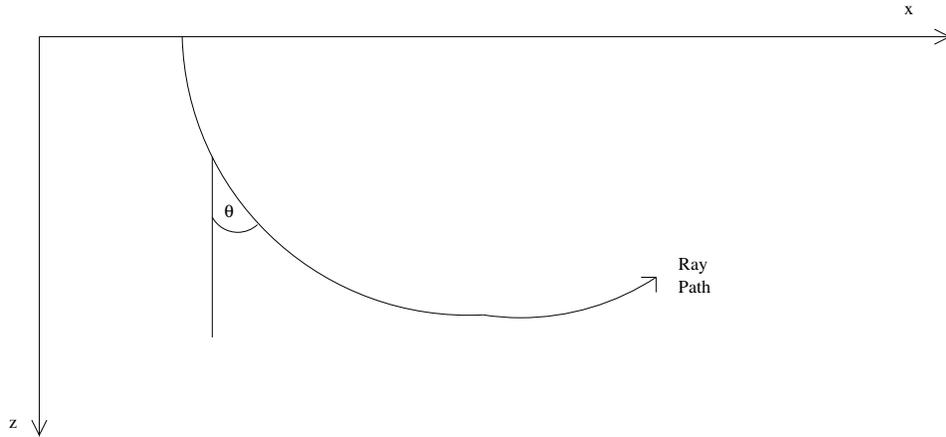


Figura 3.1: **Trayectoria de un rayo sísmico en el plano x-z:** z corresponde a la profundidad y la dirección del rayo queda determinada por el ángulo  $\theta$ , el cual es medido con respecto a la vertical.

### 3.3. Estrategia numérica.

Como se explicó anteriormente el método de solución más socorrido es el de Runge-Kutta (ver apéndice B), para emplear este método es necesario conocer la velocidad del medio ( $V = V(x, z)$ ), sus derivadas espaciales y una condición inicial  $(x_o, z_o, \theta_o)$  para cada rayo. Una vez que estos son conocidos esta técnica integra numéricamente el sistema de ecuaciones 3.1, 3.2 y 3.3. A continuación se explica como se discretiza el medio y la determinación de la velocidad de propagación.

#### 3.3.1. Discretización para un medio bidimensional.

Para modelar el medio se utilizará la discretización propuesta por Zelt and Smith (1992). La figura 3.2 muestra un ejemplo de discretización para un medio bidimensional con heterogeneidad lateral de geometría y velocidad de propagación ( $V = V(x, z)$ ).

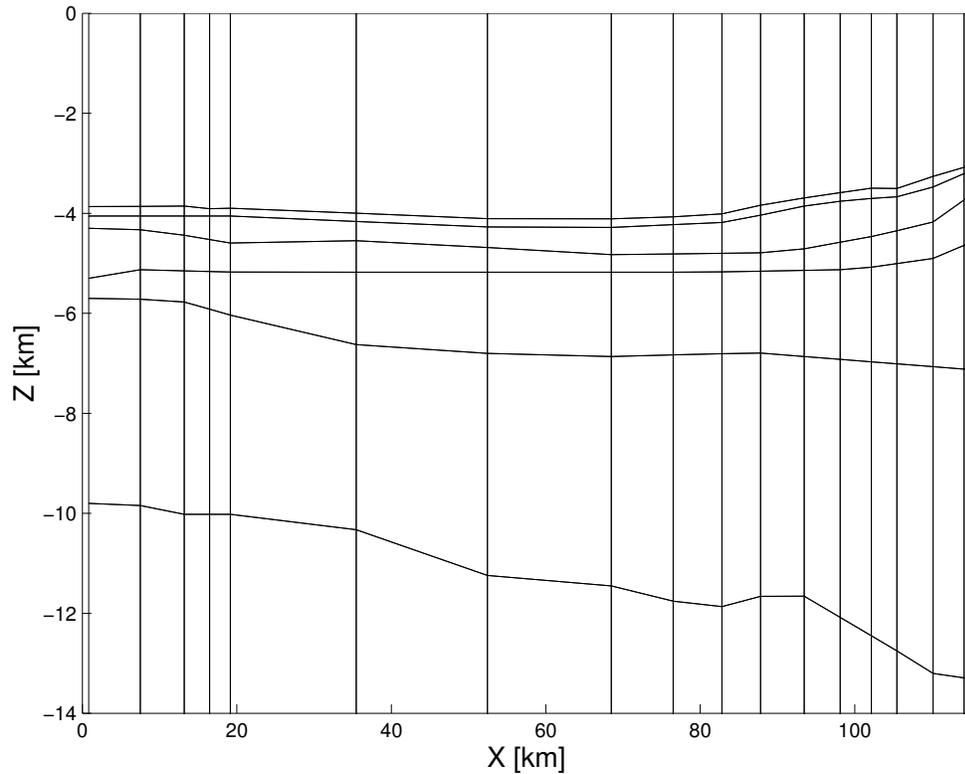


Figura 3.2: **Discretización para un medio bidimensional:** La discretización es modelada por trapecios, los bordes superiores de cada trapecio pueden tener cualquier inclinación, lo que permite modelar complejas estructuras geológicas. Para cada trapecio sus bordes laterales son verticales y sus coordenadas horizontales son iguales para cada estructura geológica.

Como se aprecia las coordenadas horizontales están fijas para todos los trapecios, estas se determinan al escoger cuantos puntos sean necesarios para representar adecuadamente la batimetría o cualquier interfaz en la cual se requiera estudiar su geometría en detalle. Obviamente en las zonas donde las interfaces se comporten más irregular se deben escoger un mayor número de puntos.

### 3.3.2. Discretización de velocidad de propagación sísmica

Para determinar la velocidad de propagación de onda acústica  $V(x, z)$  en cada trapecio se debe conocer la velocidad y las coordenadas en cada nodo del trapecio (figura 3.3).

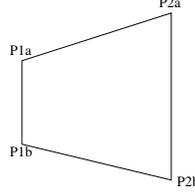


Figura 3.3: Trapecio con nodos  $P_{1a}$ ,  $P_{2a}$ ,  $P_{1b}$ ,  $P_{2b}$ . Las coordenadas horizontales de  $P_{1a}$  y  $P_{1b}$  son iguales de igual forma para  $P_{2a}$  y  $P_{2b}$ .

En la figura 3.3  $P_{1a}$ ,  $P_{1b}$ ,  $P_{2a}$  y  $P_{2b}$  corresponden a los nodos de un trapecio, el cual esta especificado por sus coordenadas espaciales y velocidad en cada nodo, esto es :

$$\begin{aligned} P_{1a} &= (x_1, z_{1a}, v_{1a}) \\ P_{2a} &= (x_2, z_{2a}, v_{2a}) \\ P_{1b} &= (x_1, z_{1b}, v_{1b}) \\ P_{2b} &= (x_2, z_{2b}, v_{2b}) \end{aligned}$$

Si  $\Delta x = x_2 - x_1$  entonces se tiene que las rectas entre  $\overline{P_{1a}P_{2a}}$  y  $\overline{P_{1b}P_{2b}}$  son respectivamente:

$$z_a(x) = z_{1a} + \frac{\Delta z_a}{\Delta x} \cdot (x - x_1) \quad (3.4)$$

$$z_b(x) = z_{1b} + \frac{\Delta z_b}{\Delta x} \cdot (x - x_1) \quad (3.5)$$

Con  $\frac{\Delta z_a}{\Delta x} = \frac{z_{2a} - z_{1a}}{\Delta x}$  y  $\frac{\Delta z_b}{\Delta x} = \frac{z_{2b} - z_{1b}}{\Delta x}$

Se asume un modelo de velocidad en que la velocidad varía linealmente entre el borde superior e inferior del trapecio, punto  $P_{1a}$ ,  $P_{2a}$  y  $P_{1b}$ ,  $P_{2b}$  respectivamente:

$$v_a(x) = v_{1a} + \frac{\Delta v_a}{\Delta x} \cdot (x - x_1) \quad (3.6)$$

$$v_b(x) = v_{1b} + \frac{\Delta v_b}{\Delta x} \cdot (x - x_1) \quad (3.7)$$

$$\text{Con } \frac{\Delta v_a}{\Delta x} = \frac{v_{2a} - v_{1a}}{\Delta x} \quad \text{y} \quad \frac{\Delta v_b}{\Delta x} = \frac{v_{2b} - v_{1b}}{\Delta x}$$

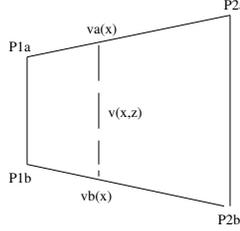


Figura 3.4: **V(x,z) al interior de cada trapecio:** Velocidad al interior del trapecio [Zelt & Smith, 1992].

Para la velocidad al interior del trapecio, se interpola linealmente la velocidad entre el borde superior e inferior del trapecio a lo largo de la vertical (figura 3.3). La velocidad al interior del trapecio queda entonces definida por:

$$V(x, z) = v_a + \frac{dV}{dz} \cdot (z - z_a(x)) \quad (3.8)$$

donde  $z_a$  y  $v_a$  quedan definidas por 3.4 y 3.6 respectivamente, y donde

$$\frac{dV}{dz} = \frac{v_b(x) - v_a(x)}{z_b(x) - z_a(x)} \quad (3.9)$$

El gradiente horizontal de velocidad se encuentra partir de 3.8 :

$$\frac{dV}{dx} = \frac{dv_a}{dx} - \frac{dV}{dz} \cdot \frac{dz_a}{dx} + (z - z_a(x)) \cdot \frac{[(\frac{dv_b}{dx} - \frac{dv_a}{dx}) \cdot (z_b(x) - z_a(x)) - (\frac{dz_b}{dx} - \frac{dz_a}{dx}) \cdot (v_b(x) - v_a(x))]}{(z_b(x) - z_a(x))^2} \quad (3.10)$$

La expresión encontrada para la velocidad  $V(x, z)$  (ec. 3.8) no corresponde necesariamente a un plano, es decir no es en general lineal al interior del trapecio, pero si lo es en sus bordes y en la dirección vertical para  $x$  fijo (ver ec. 3.9).

A continuación se muestra un ejemplo :

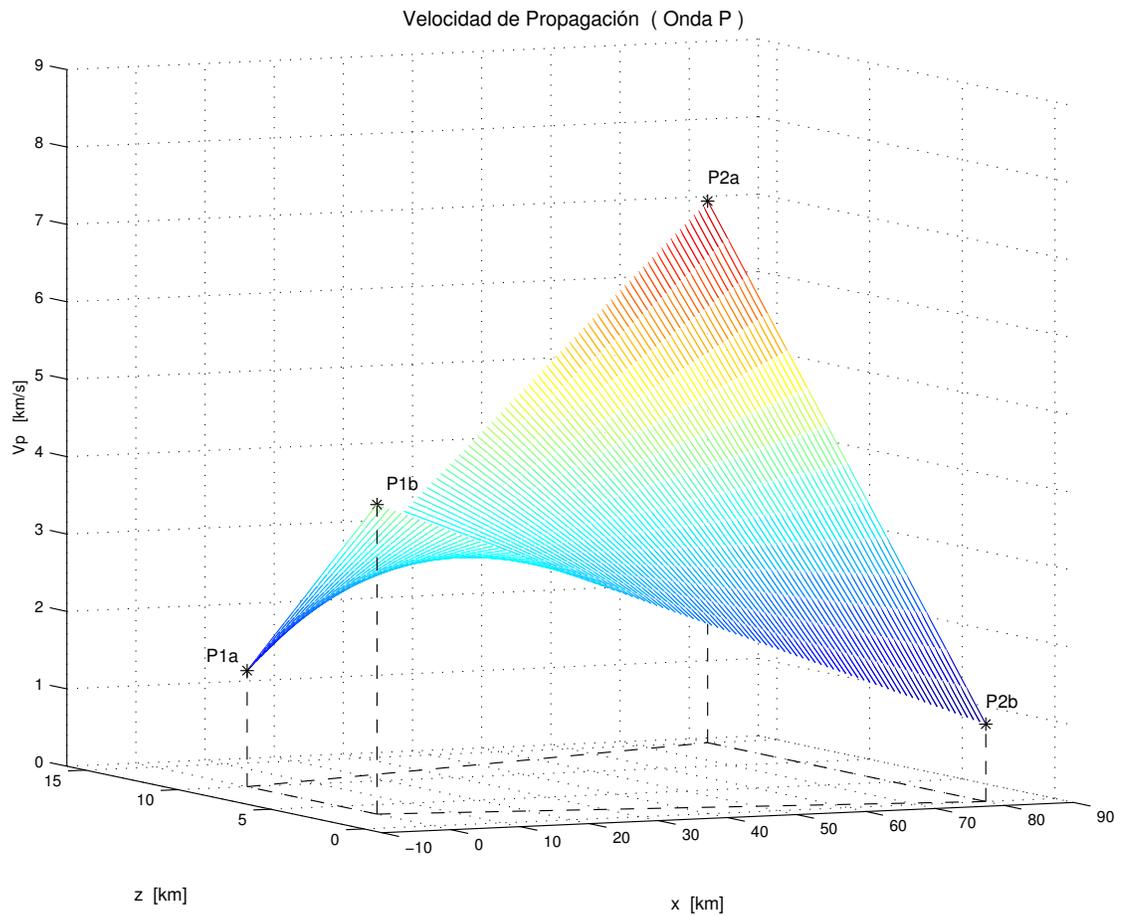


Figura 3.5: **Gráfica 3D para la Velocidad de Onda P al interior de un trapecio**

En la gráfica se aprecia que la función  $V(x,z)$  es lineal en sus bordes pero no necesariamente en su interior,

Para este ejemplo los vértices del trapecio estan dados por:  $x_1= 0$  km,

$x_2= 80$  km,  $z_{1a}= 10$  km,  $z_{1b}= 3$  km,  $z_{2a}= 15$  km,  $z_{2b}= 0$  km

$v_{1a}= 4.5$  km/s,  $v_{1b}= 4.0$  km/s,  $v_{2a}= 7.0$  km/s,  $v_{2b}= 2.0$  km/s

### 3.4. Trazado de rayos y cálculo de tiempos de travesía.

Con las ecuaciones 3.8, 3.9 y 3.10 mas una condición inicial  $(x_o, z_o, \theta_o)$  es posible integrar numéricamente el sistema de ecuaciones 3.1, 3.2 y 3.3, dentro de un trapecio y de esta forma trazar un rayo al interior de este. Es posible implementar computacionalmente el método numérico de Runge-Kutta de tal forma de conocer en que punto el rayo abandona el trapecio y con que dirección lo hace (figura 3.6). Esto es muy importante para utilizar las condiciones de borde en las discontinuidades de estructuras.

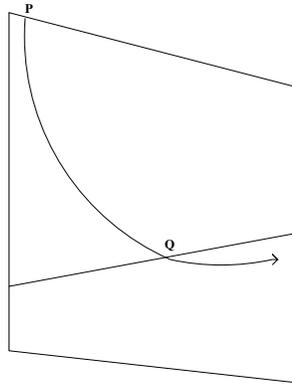


Figura 3.6: **Trazado de rayos al interior de un trapecio**

P corresponde al punto de entrada del rayo ( $P = (x_e, z_e, \theta_e)$ ) y Q el punto de salida del rayo ( $Q = (x_s, z_s, \theta_s)$ ).

Las condiciones de borde para cada interfaz son básicamente las leyes de la óptica geométrica de reflexión y refracción (ley de Snell (ver apéndice C)).

Hasta ahora, dada una condición inicial es posible trazar un rayo sísmico en un trapecio en donde la velocidad al interior de este queda definida al conocer las velocidades en sus vértices, también es posible determinar por que punto del trapecio el rayo sale, la dirección con que sale y el tiempo empleado en el viaje al interior del trapecio. También se conoce con que dirección el rayo comienza al entrar a un nuevo trapecio (apéndice C), y con esta nueva condición inicial trazarlo en este nuevo trapecio y así sucesivamente. De tal forma que si el rayo atravesó N trapecios hasta llegar a un borde del trapecio número N en donde el rayo lo abandona (figura 3.8), entonces el tiempo total de arribo es :

$$T = \sum_{k=1}^N t_k$$

donde  $t_k$  corresponde al tiempo de viaje en el  $k$ -ésimo trapecio.

En la figura 3.7 se muestra la trayectoria de un rayo que parte en la fuente **F** hasta el receptor **R**. Como se aprecia el rayo atraviesa  $N=17$  trapecios. El tiempo total que tarda el rayo desde la fuente al receptor es la suma de todos los tiempos  $t_k$  en cada trapecio por el cual viaja el rayo.

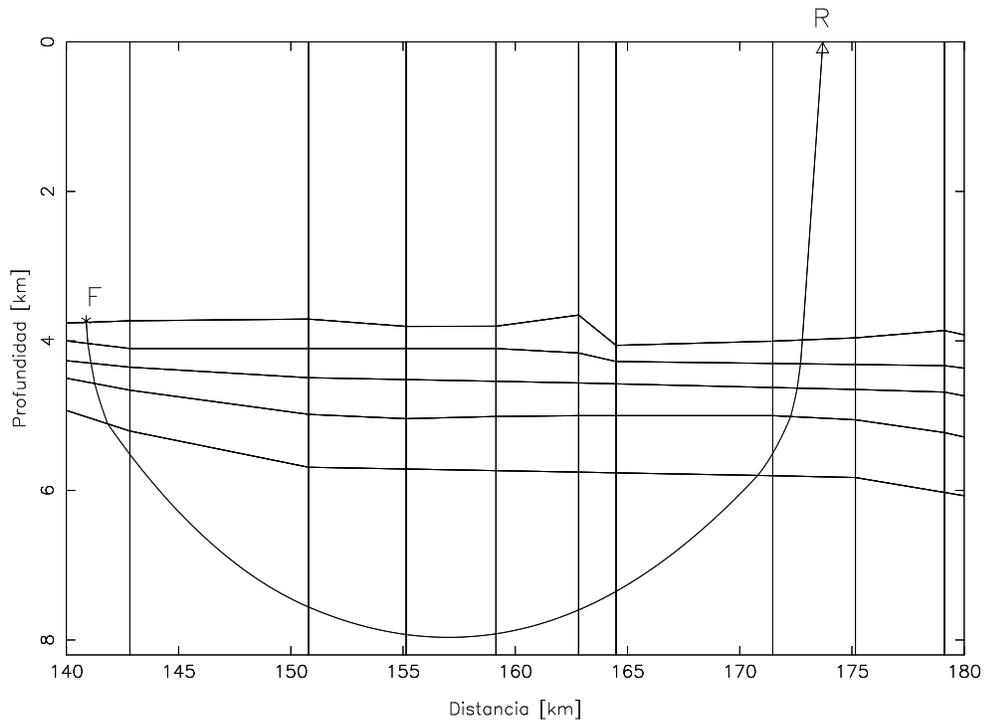


Figura 3.7: Cálculo de tiempos de travesía

El rayo nace en la fuente **F** hasta llegar al receptor **R**. Durante está travesía el rayo atravieza 17 trapecios

De esta forma se puede calcular el tiempo de travesía para un rayo que nace en una fuente arbitraria **F** hasta un receptor **R**. Como se explicaba en el capítulo anterior, la fuente sísmica es móvil y está localizada en el barco y los receptores corresponden a los OBH/OBS (figura 2.3). Se tiene que el tiempo de viaje de una onda que parte de la fuente (barco) hasta el receptor (OBH/OBS) es igual al tiempo de viaje que se obtiene al disparar en la posición del receptor (OBH/OBS) y registrarlo en la fuente (barco) (Principio de Reciprocidad). De esta forma se puede suponer que la superficie del mar corresponde a un arreglo continuo de receptores que registran las ondas sísmicas con una fuente localizada en un OBH/OBS. En otras palabras los tiempo de arribo de las ondas que registra cada OBH/OBS con una fuente

movil que se desplaza en la superficie del mar se puede obtener equivalentemente colocando la fuente en la posición del OBH/OBS y registrar los tiempos de arribo en la superficie del mar.

Esto es muy útil para la implementación del modelo, ya que para obtener curvas camino-tiempo sintéticas solo basta colocar la fuente en la ubicación del respectivo OBH/OBS y calcular el tiempo de arribo de los rayos sísmicos hasta que llegan a la superficie del mar. Como ejemplo la parte inferior de la figura 3.9 muestra a la fuente S localizada en el suelo marino (que corresponde a la ubicación de un supuesto OBH/OBS). Los tiempos de travesía de las ondas sísmicas que finalmente llegan a la superficie del mar son clasificadas por ramas.

La figura 3.8 muestra un modelo de estructuras de velocidades bidimensional utilizado para el trazado de rayos y cálculo de curvas camino-tiempo sintéticas mostradas en la figura 3.9.

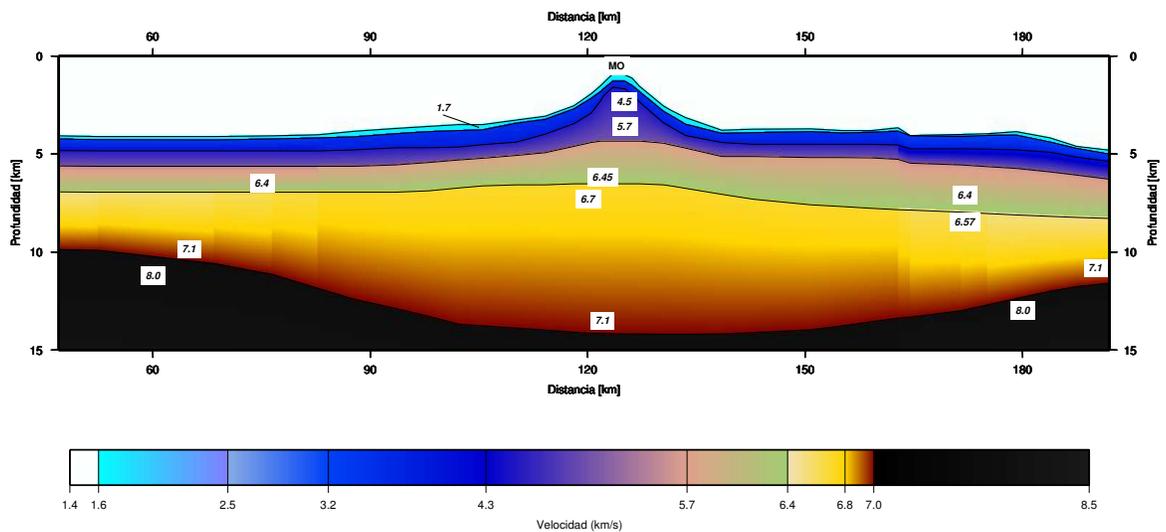


Figura 3.8: **Ejemplo: Modelo de estructuras de velocidades 2D**

El modelo muestra variación lateral de la geometría y de velocidad. El trazado de rayos y el cálculo de curvas camino-tiempo sintéticas asociado a este modelo es mostrado en la figura 3.9.

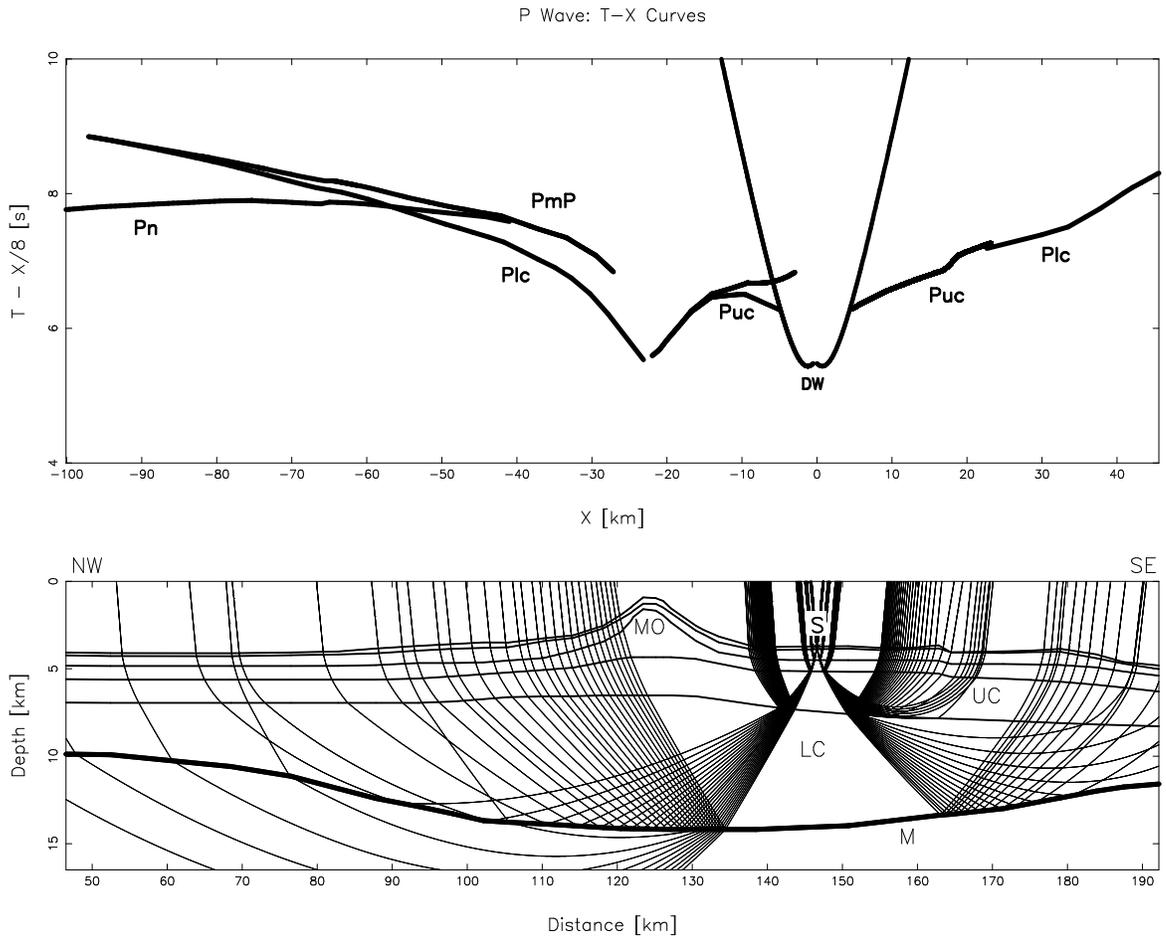


Figura 3.9: Curvas camino-tiempo sintéticas en un medio bidimensional e inhomogéneo

(Arriba) Curvas camino-tiempo sintéticas.

(Abajo) La fuente sísmica **S** esta ubicada en el fondo del mar, el tiempo de arribo de cada onda que llega a la superficie del mar es registrado y de esta forma se generan las curvas camino-tiempo sintéticas.

**MO**: Monte O'Higgins. **UC**: Corteza oceánica superior.

**LC**: Corteza oceánica inferior. **M**: Manto

Onda P	Fase
Puc	Refractada en la Corteza Superior
DW	Onda directa
Plc	Refractada en la Corteza Inferior
PmP	Reflexión en el Moho
Pn	Refractada en el Manto Superior

## Capítulo 4

# Procesamiento y Análisis de Datos

En el capítulo anterior se explicó la metodología para generar las curvas camino-tiempo sintéticas para los tiempos de llegada de las ondas P, dichas curvas serán utilizadas para ajustar los datos observados (OBH/OBS) utilizando modelación directa (*forward model*). En modelación directa es muy importante la información a *priori* para acotar el espacio solución. Una solución inicial natural corresponde a una estructura de capas planas en donde la velocidad solo varía con la profundidad ( $V = V(z)$ ). Esto es una muy buena aproximación para regiones alejadas de montes submarinos, en donde no existe alta rugosidad y la morfología del fondo marino es más bien plana. En general al noroeste del perfil P03 se tienen estas condiciones (figura 2.1).

Para encontrar el modelo de estructuras de velocidades bajo el perfil P03, se comenzará estudiando algunos OBH/OBS que están al noroeste del perfil, dichos datos se ajustarán utilizando un modelo unidimensional. Al acercarnos al Monte O'Higgins, la profundidad del suelo marino disminuye notablemente y las capas geológicas ya no se distribuyen como capas planas, en dichas regiones se ajustarán los datos observados utilizando modelación bidimensional en donde la velocidad de propagación también varía lateralmente ( $V = V(x, z)$ ).

### 4.1. Modelamiento sísmico unidimensional al noroeste del perfil P03

#### 4.1.1. Modelo sísmico 1-D

El modelo sísmico unidimensional clásico corresponde a una geometría de capas planas en donde la velocidad de propagación de onda P solo varía con la profundidad ( $V = V(z)$ ). Esto es cierto para muchas regiones de la Tierra en donde no existe una fuerte heterogeneidad lateral

de estructuras litológicas. Más aún dentro de una misma litología es posible apreciar empíricamente que la velocidad varía linealmente con la profundidad ( $V(z) = V_o + k \cdot z$ ) [Červený et al, 1997]. De esta forma se construye un modelo unidimensional a partir de una combinación de capas planas con gradiente de velocidad constante u homogéneas ( $k = 0$ ). De esta forma es posible construir modelos tan complicados como se desee. En la figura 4.1 se muestra por ejemplo un modelo unidimensional típico para una corteza oceánica, con una capa sedimentaria de 1 km y un espesor cortical aproximado de 5.5 km, la distribución de la velocidad en función de la profundidad también es mostrada en la figura 4.1.

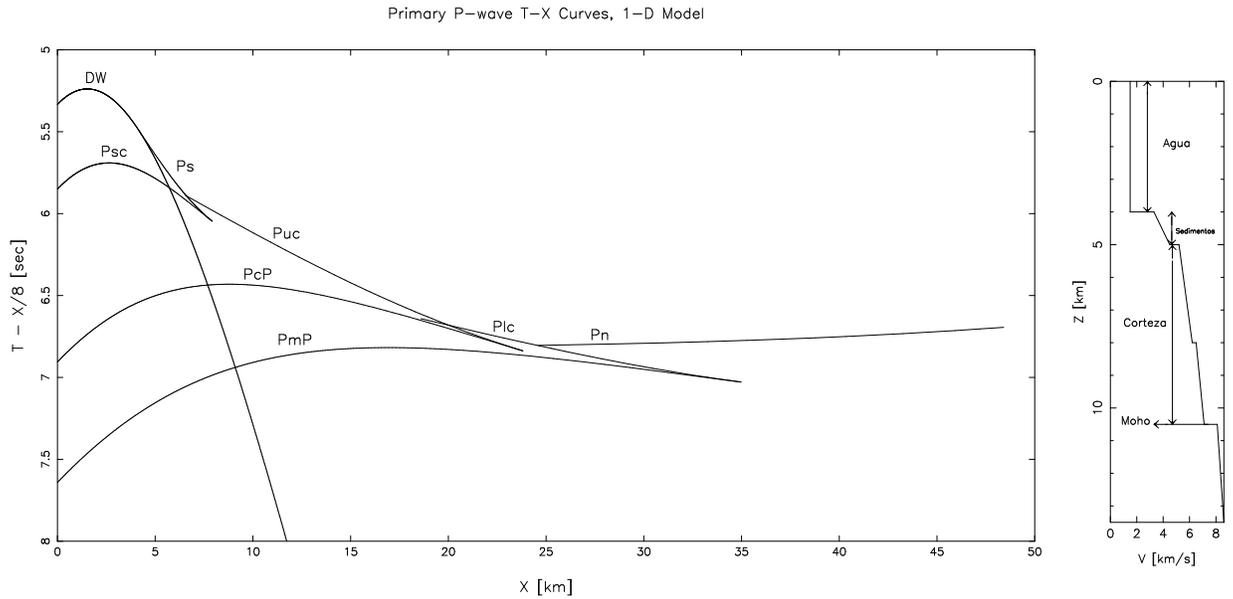


Figura 4.1: Modelo sísmico 1D

**(Izquierda)** : Curvas camino-tiempo sintéticas asociado a un modelo unidimensional clásico de corteza oceánica, la cual posee una capa sedimentaria con grosor de  $\sim 1$  km y un espesor cortical de  $\sim 5.5$  km, la discontinuidad corteza-manto (Moho) se alcanza a una profundidad de  $\sim 10.5$  km.

**(Derecha)**: Modelo sísmico 1-D (distribución de velocidad  $v/s$  profundidad)

Onda P	Fase
DW	Onda directa
PsP	Reflexión sedimentos-corteza
Ps	Refractada en la capa sedimentaria
PcP	Reflexión corteza inferior - superior
Puc	Refractada en la Corteza Superior
PmP	Reflexión en el Moho
Plc	Refractada en la Corteza Inferior
Pn	Refractada en el Manto Superior

#### 4.1.2. Modelamiento sísmico 1-D al noroeste del perfil

Las curvas camino-tiempo correspondientes a los OBH's ubicados al noroeste del perfil P03 serán ajustadas suponiendo que las estructuras de velocidad de las capas geológicas en esta zona se pueden modelar através de una combinación de capas planas homogéneas y con gradiente de velocidad constante. En las figuras 4.2 y 4.3 se muestran los ajustes de curvas camino-tiempo correspondientes a los OBH's 97 y 92 respectivamente, los cuales son computados con el programa 1D **mmodpg** [Vera 2002, comm.personal]. Para ambos ajustes solo se trabaja con la rama NW, ya que esta rama corresponde a una región de batimetría relativamente plana (figura 1.1 y 2.1) y donde la estructura cortical responde adecuadamente a un modelo unidimensional.

Primary P-wave T-X Curves, 1-D Model

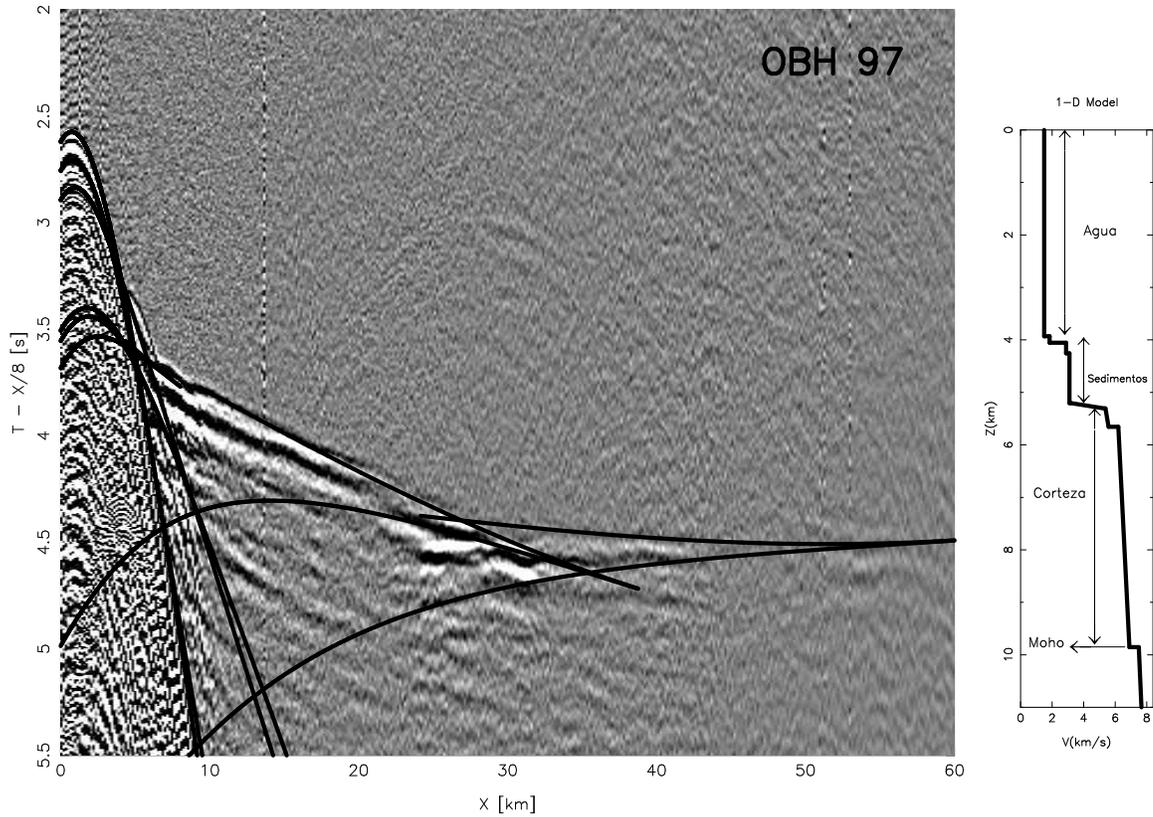


Figura 4.2: Modelo 1D: OBH 97

**(Izquierda):** Resultado de ajustes de curvas camino-tiempo para el OBH 97, usando un modelo unidimensional en la rama NW.

**(Derecha):** Modelo 1-D compuesto por una combinación de capas planas con gradiente de velocidad constante.

Del modelo resultante que la profundidad del Moho es de aproximadamente 10 km.

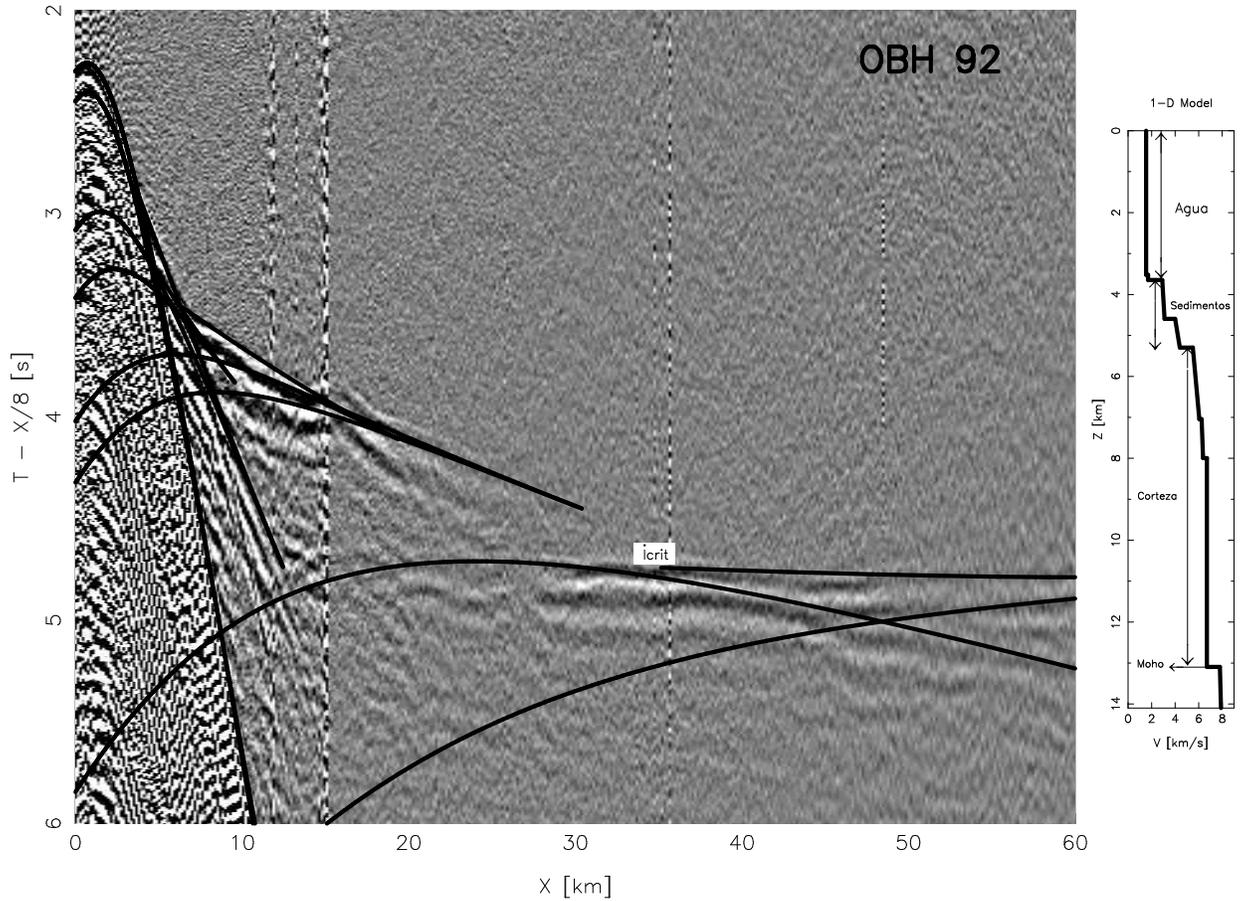


Figura 4.3: **Modelo 1D: OBH 92**

**(Izquierda):** Resultado de ajustes de curvas camino-tiempo para el OBH 92, usando un modelo unidimensional en la rama NW,  $i_{crit}$  corresponde al punto crítico del Moho.

**(Derecha):** Modelo 1-D compuesto por una combinación de capas planas con gradiente de velocidad constante.

Del modelo resultante se observa un notable aumento de la profundidad del Moho respecto del modelo 1D del OBH 97 (figura 4.2), el modelo 1D correspondiente al OBH 92 muestra una profundidad del Moho de aproximadamente de 13 km.

Los modelos unidimensionales obtenidos para el OBH 97 y 92 entregan información de la velocidad de propagación en función de la profundidad bajo un punto localizado a una distan-

cia promedio entre el sensor (OBH/OBS) y los puntos de disparos.

La profundidad del Moho aumenta de 10 a 13 km en sentido sureste (figuras 4.2 y 4.3). Esto indica que la profundidad del Moho aumenta progresivamente al acercarnos al Monte O'Higgins.

El paso siguiente es construir un modelo bidimensional al noroeste del perfil a partir de los resultados entregados por los modelos 1-D (figuras 4.2 y 4.3). Dado que estos modelos indican la distribución de velocidad en profundidad bajo un punto localizado entre los puntos de disparo y cada OBH, se procederá a continuar lateralmente las interfaces de las capas por medio de curvas de isovelocidades. Esta idea queda más clara con un ejemplo que se muestra en la figura 4.4, en esta figura se exhibe el modelo resultante bidimensional que es construido a partir de los resultados de procesamiento unidimensional de OBH/OBS de un perfil sísmico de refracción de gran ángulo en la zona aledaña a la isla Mocha [Vera et al; 2002]. La figura muestra que las interfaces de las capas geológicas se construyen utilizando las curvas de isovelocidades correspondientes a los saltos de velocidad en los modelos unidimensionales (figura 4.4).

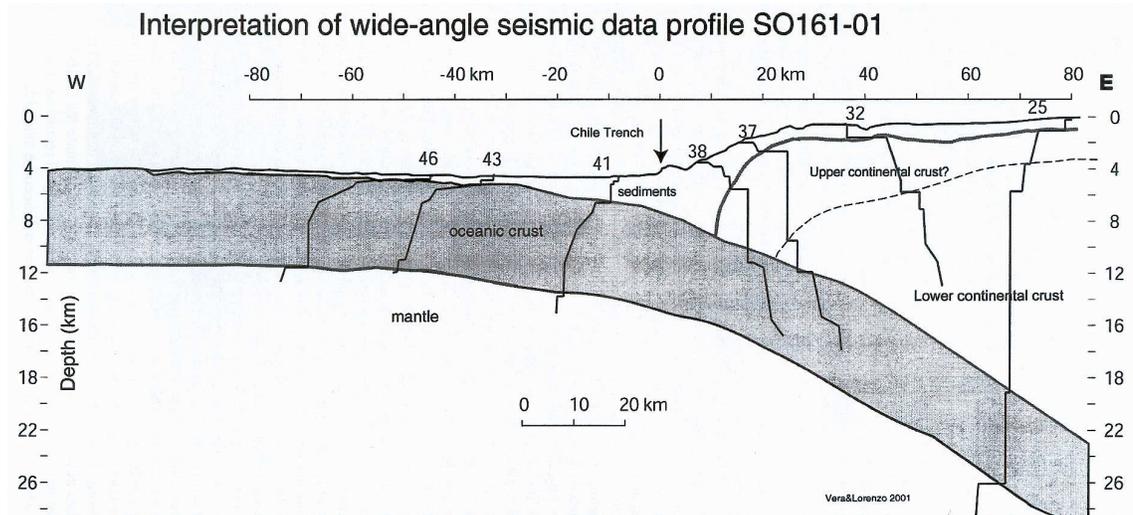


Figura 4.4: **Interpretación de modelos 1-D** (Modificado de [Vera et al; 2002]).

Interpretación de resultado de modelos 1-D ( $V_p$  v/s profundidad) a lo largo del perfil SO161-01 ( $38^{\circ}S/75^{\circ}36' - 73^{\circ}30'W$ ). Las interfaces de las capas geológicas están dadas por las curvas de isovelocidades correspondientes a los saltos de velocidad en los modelos unidimensionales de los OBH's: 25, 32, 37, 38, 41, 43 y 46.

Siguiendo esta misma idea para la sección nor-occidental del perfil. En las figuras 4.5, 4.6 y 4.7 se muestran la geometría de las interfaces de las capas en torno a los OBH's: 98, 97 y 93 respectivamente. Las interfaces son construídas a partir de la información entregada por los modelos unidimensionales correspondientes a los OBH's: 97 y 92 (figuras 4.2 y 4.3). Además se muestra el ajuste de las curvas camino-tiempo para los OBH's: 98, 97 y 93 utilizando un trazador de rayos bidimensional (capítulo 3), a modo de comprobar el resultado de los modelos unidimensionales (ver figuras 4.5, 4.6 y 4.7)

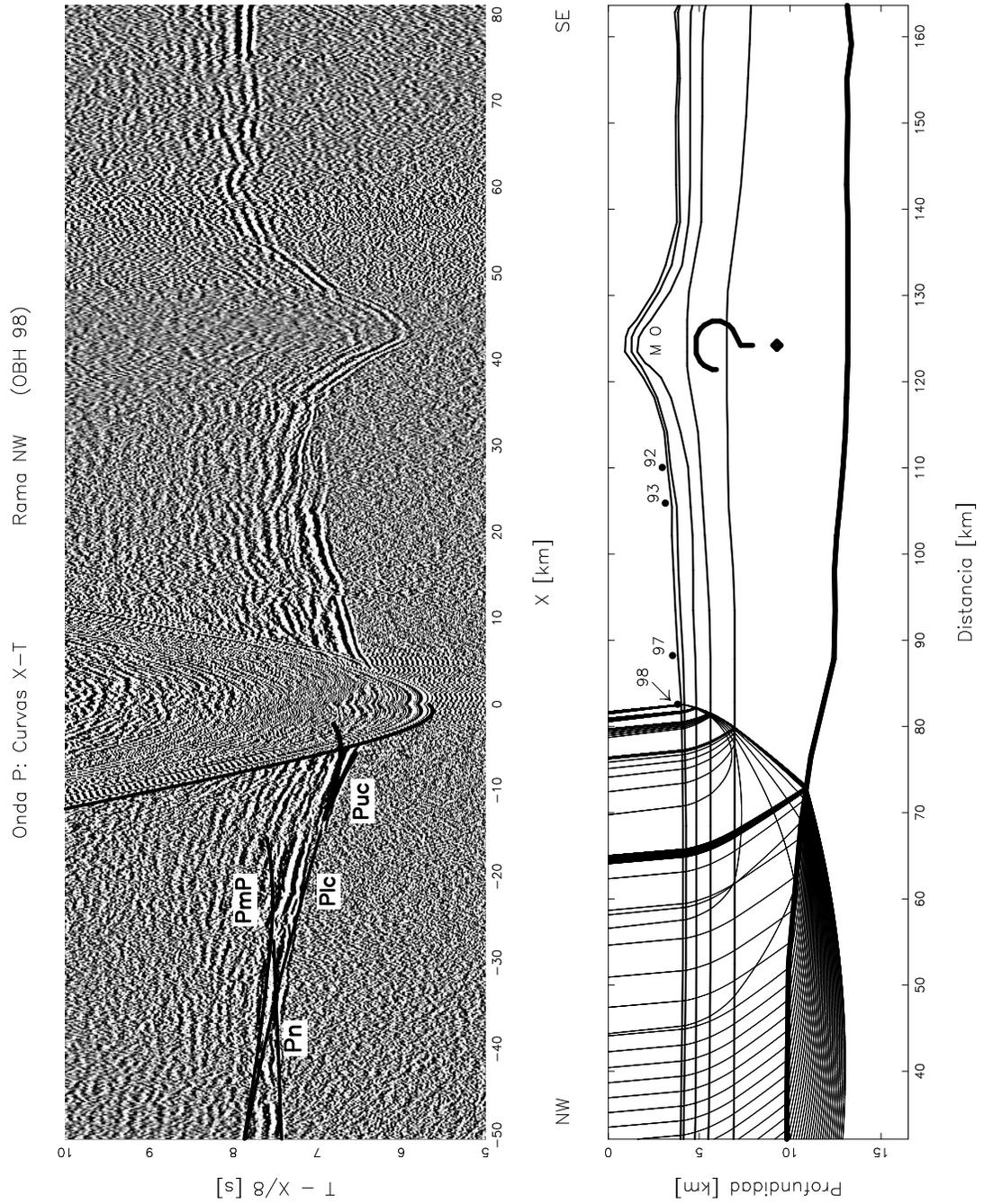


Figura 4.5: (izquierda): Ajuste de curvas camino-tiempo en la rama NW para el OBH 98 usando un modelo 2-D el cual es construido a partir de la información entregada por los modelos unidimensionales. (derecha): Trazado de rayos rama NW. Al sureste del perfil las estructuras ya no se comportan como capas planas y aún es desconocido la geometría de las interfaces geológicas en esa región.

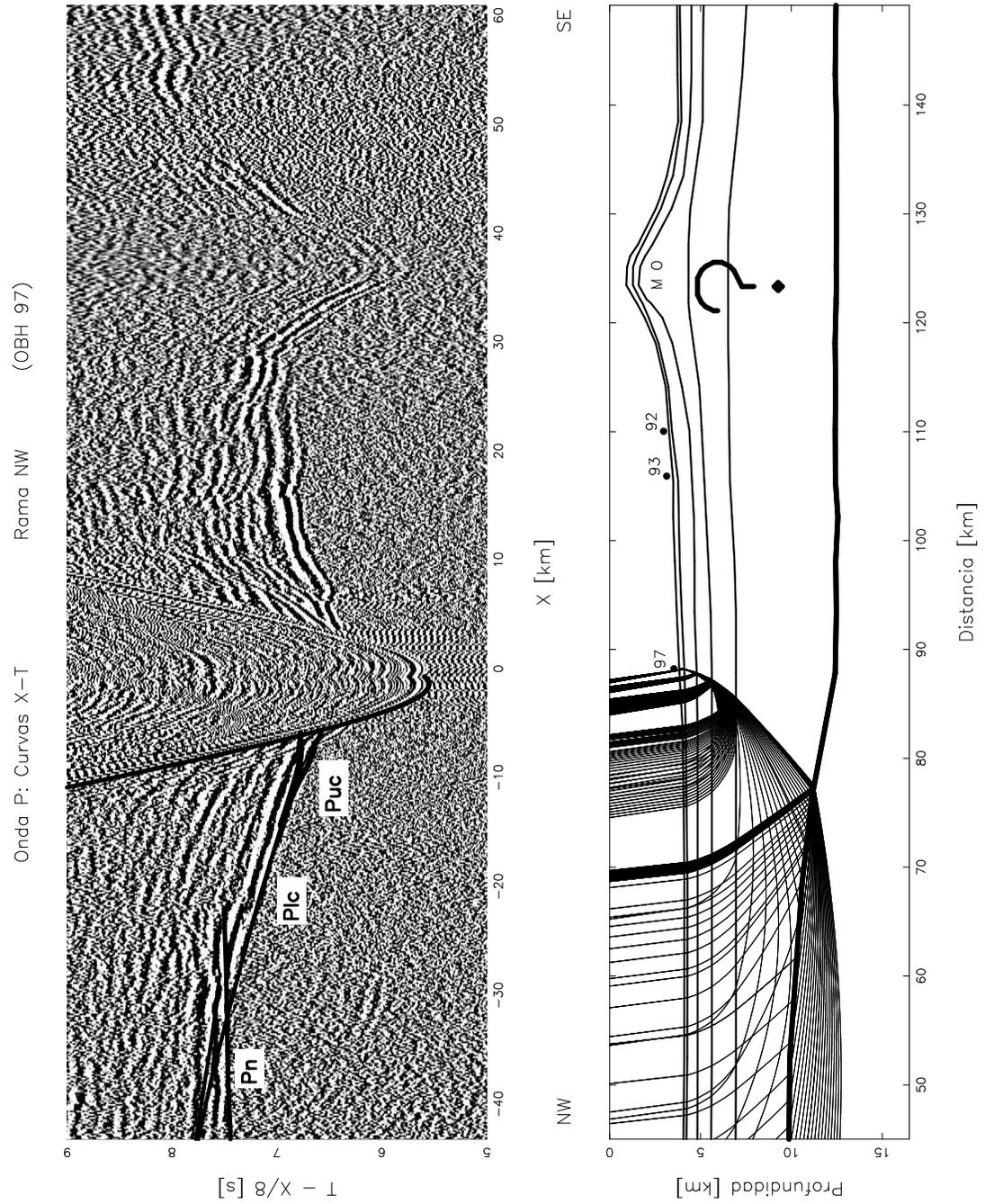


Figura 4.6: (izquierda): Ajuste de curvas camino-tiempo en la rama NW para el OBH 97 usando un modelo 2-D el cual es construido a partir de la información entregada por los modelos unidimensionales. (derecha): Trazado de rayos rama NW, las interfaces de las capas geológicas son construidas a partir de los modelos unidimensionales (figuras 4.2 y 4.3).

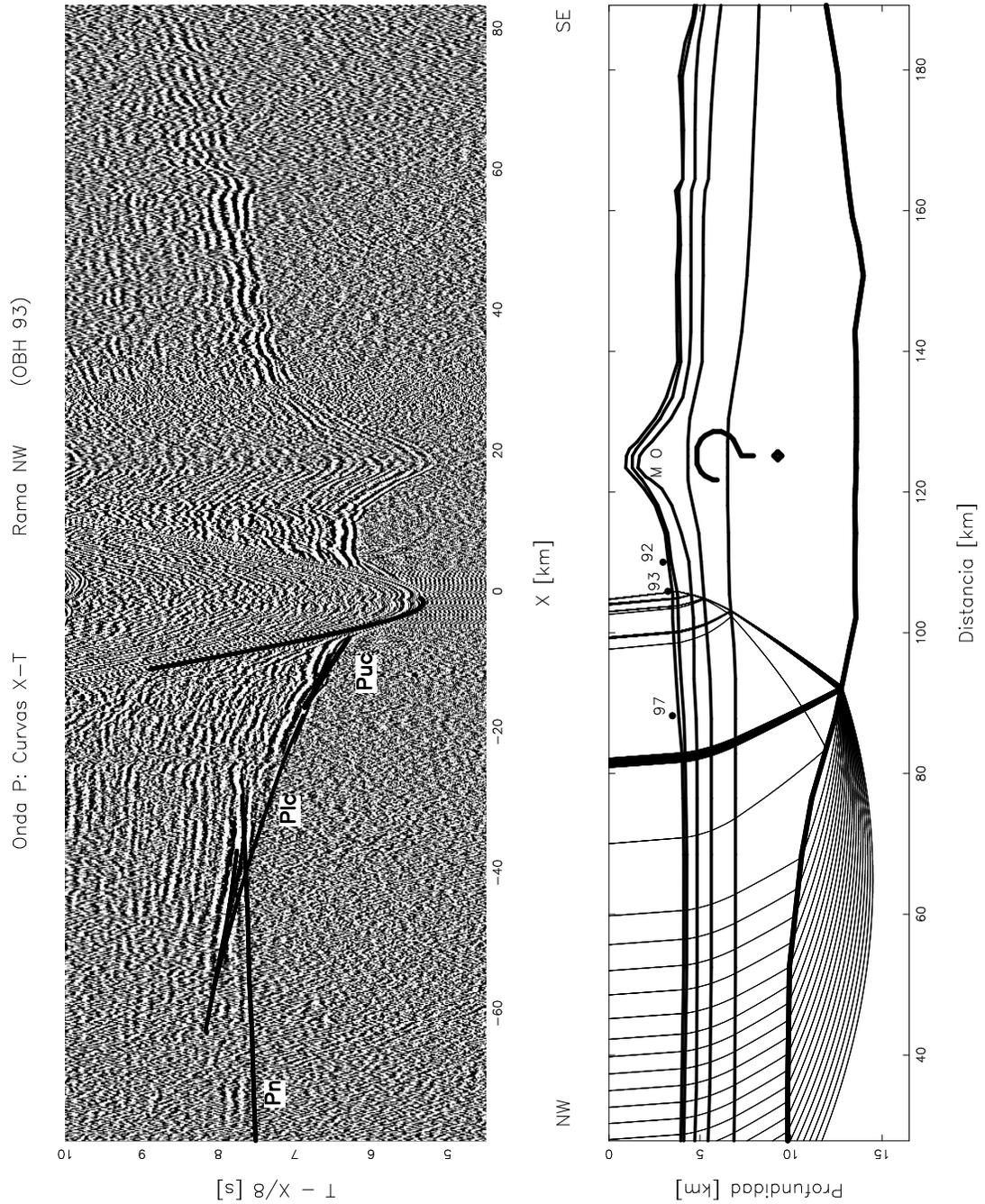


Figura 4.7: (izquierda): Ajuste de curvas camino-tiempo en la rama NW para el OBH 93 usando un modelo 2-D el cual es construido a partir de la información entregada por los modelos unidimensionales. (derecha): Trazado de rayos rama NW, las interfaces de las capas geológicas son construidas a partir de los modelos unidimensionales (figuras 4.2 y 4.3). El grosor cortical aumenta progresivamente al acercarnos al Monte O'Higgins.

Un buen ajuste de las curvas camino-tiempo se obtuvo al utilizar un modelo bidimensional en la rama noroeste (figuras 4.5, 4.6 y 4.7), el cual fue contruido con la superposición de los resultados de los modelos 1D (figuras 4.2 y 4.3). En las figuras 4.5, 4.6 y 4.7 solo se muestran las curvas camino-tiempo asociadas a las fases de ondas refractadas de la corteza oceánica superior (Puc), corteza oceánica inferior (Plc) y en el manto superior (Pn). Estas fases son las más importante en el presente estudio, ya que estas fases entregan la información del espesor cortical y la geometría del Moho.

Hasta ahora se tiene noción de como es la distribución de las capas al noroeste del perfil (figuras 4.5, 4.6 y 4.7). Aún falta completar el modelo sísmico bajo el Monte O'Higgins y al sureste del perfil.

## **4.2. Modelo sísmico 2D del perfil P03**

El Monte O'Higgins se eleva por mas de 2.700 metros por sobre la topografía submarina circundante, y la morfología del fondo del mar varía considerablemente y la rugosidad aumenta al acercarnos a la fosa (figura 1.1 y 2.1). Esto también se puede interpretar a partir de los registros sísmicos (OBH/OBS) en donde existe una fuerte variabilidad de las curvas camino-tiempo. Por ejemplo se observa un claro adelanto de las curvas camino-tiempo debido a la presencia del Monte O'Higgins (figuras 2.4 - 2.8), ya que que la velocidad de propagación del Monte es mayor a la velocidad del agua. En las zonas de alta rugosidad del fondo marino se observa una fuerte variación de las curvas camino-tiempo (ver rama SE de las figuras 2.4 - 2.8) .

Debido a las razones recién expuestas ya no es posible modelar adecuadamente la estructura de velocidades utilizando un modelo de capas planas bajo al Monte O'Higgins y al sureste del perfil P03, en estas zonas se espera al menos variabilidad lateral de la geometría de las capas, por lo cual se necesitará modelar en dos dimensiones.

### **4.2.1. Ajustes de curvas camino-tiempo**

Para encontrar la estructura de velocidades bajo el Monte O'Higgins y al sureste del perfil P03 se utilizará un trazador de rayos bidimensional (capítulo 3) el cual genera las curvas camino-tiempo sintéticas que son utilizadas para ajustar los datos observados. Un buen ajuste se obtiene principalmente por prueba y error.

Sin embargo, es bién conocido el rango de velocidades de rocas y sedimentos oceánicos,

como también lo es la geometría del primer interfaz (agua-sedimento) la cual esta dada por la batimetría, esta información permite acotar el espacio solución del problema.

En las figuras 4.8 a 4.15 se muestran el ajuste de las curvas camino-tiempo para los OBH's: 98, 97, 93, 90, 89, 83, 80 y el OBS 76 respectivamente. Todas las curvas camino-tiempo sintéticas son generadas utilizando el modelo bidimensional mostrado en la figura 4.16.

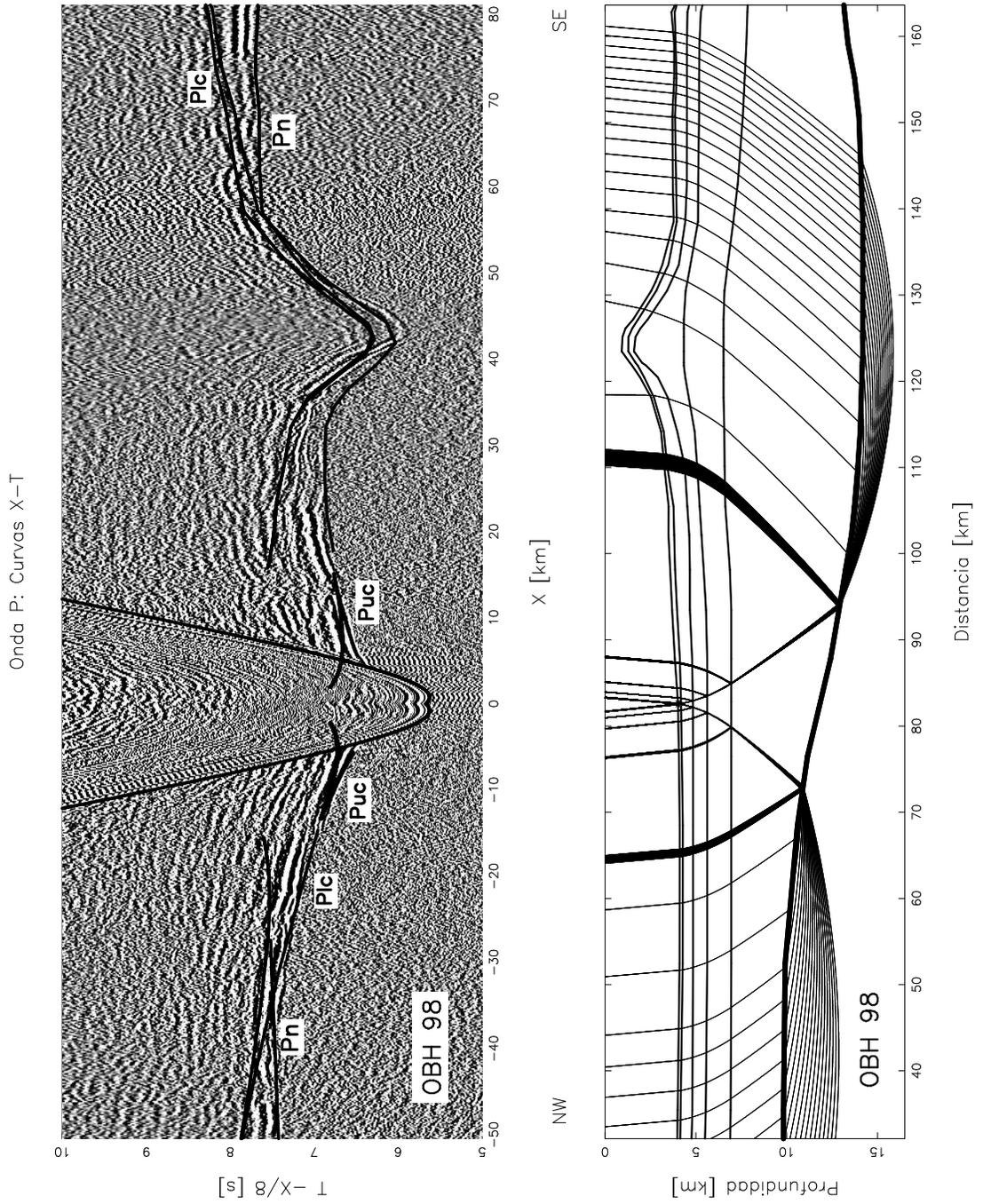


Figura 4.8: **Modelación 2D: OBH 98**

(**Izquierda**): Resultado de ajustes de curvas camino-tiempo para el OBH 98, usando el modelo bidimensional mostrado en la figura 4.16  
 (**Derecha**): Trazado de rayos con una fuente sísmica localizada en la posición del OBH 98.

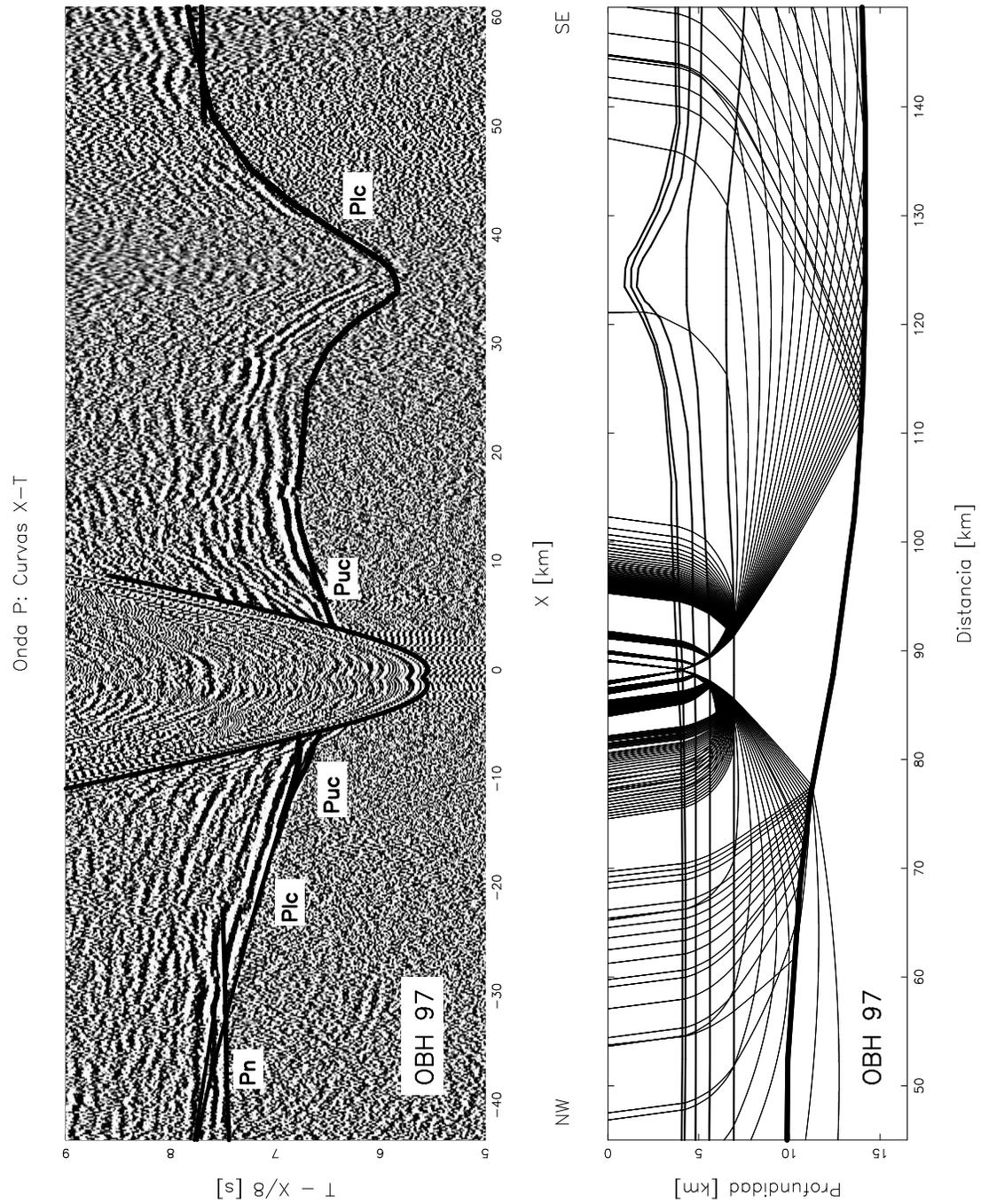


Figura 4.9: Modelación 2D: OBH 97

**(Izquierda):** Resultado de ajustes para las curvas camino-tiempo para el OBH 97, usando el modelo bidimensional mostrado en la figura 4.16

**(Derecha):** Trazado de rayos con una fuente sísmica localizada en la posición del OBH 97

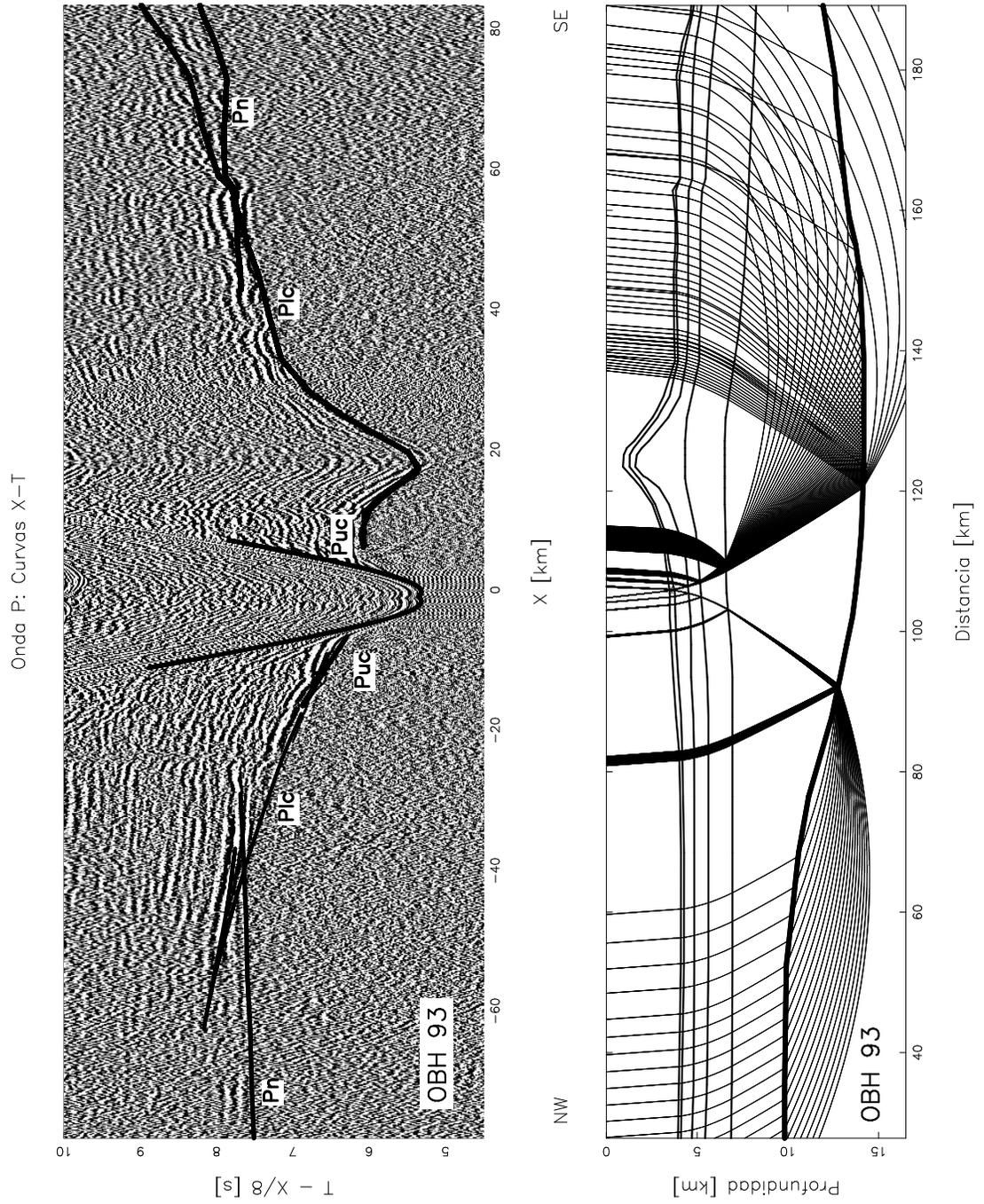


Figura 4.10: **Modelación 2D: OBH 93**

**(Izquierda):** Resultado de ajustes para las curvas camino-tiempo para el OBH 93, usando el modelo bidimensional mostrado en la figura 4.16

**(Derecha):** Trazado de rayos con una fuente sísmica localizada en la posición del OBH 93

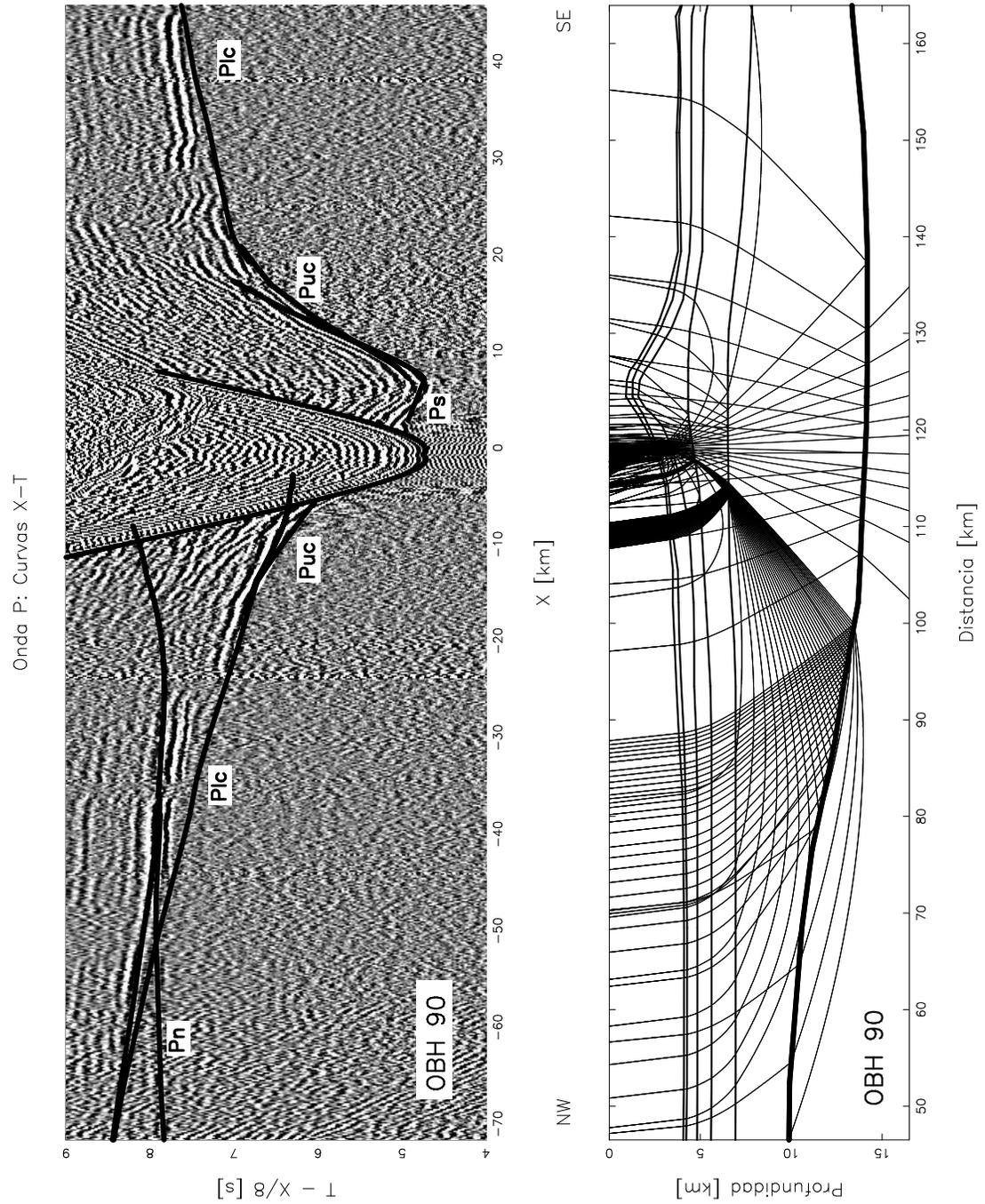


Figura 4.11: **Modelación 2D: OBH 90**

**(Izquierda):** Resultado de ajustes para las curvas camino-tiempo para el OBH 90, usando el modelo bidimensional mostrado en la figura 4.16

**(Derecha):** Trazado de rayos con una fuente sísmica localizada en la posición del OBH 90

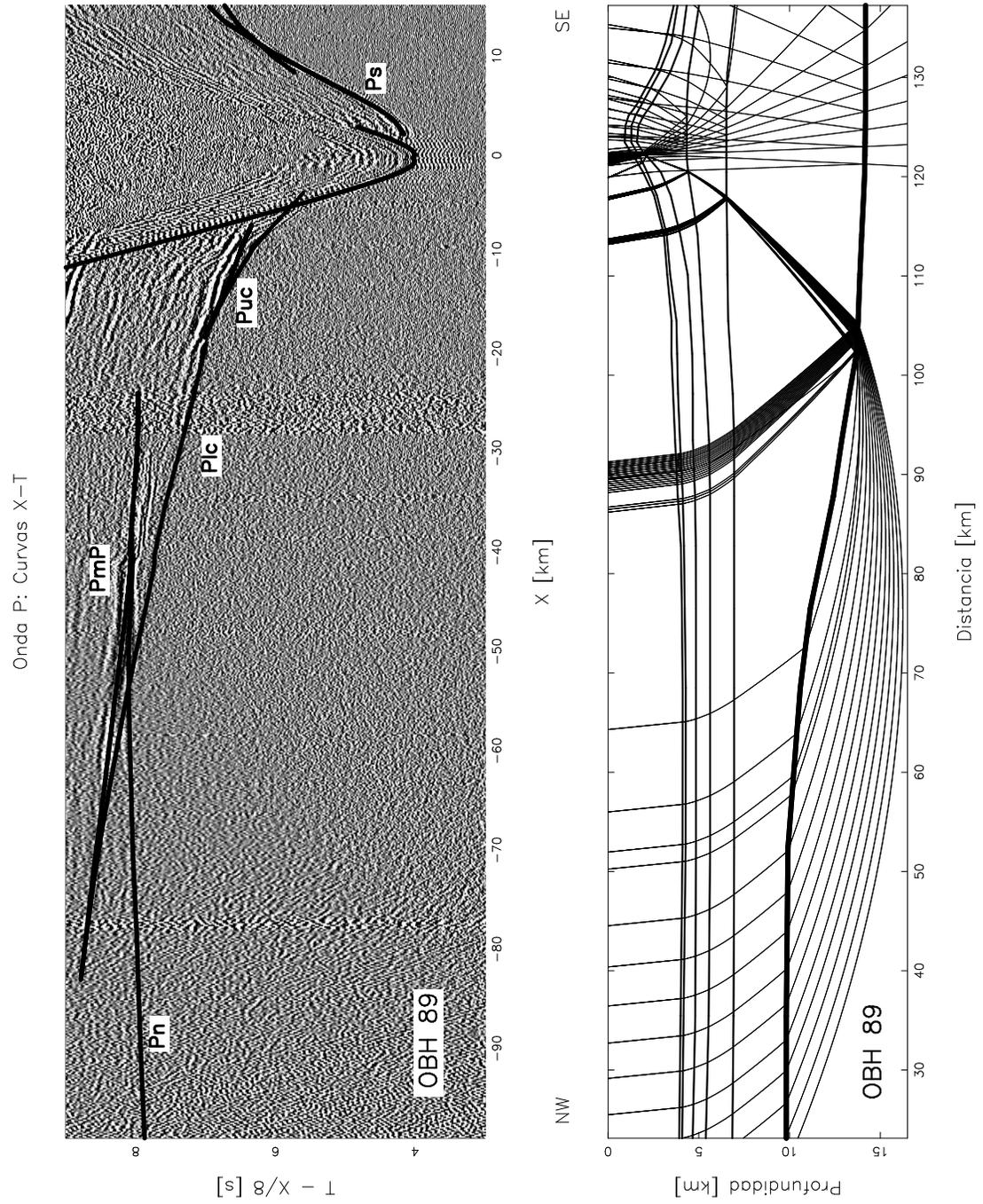


Figura 4.12: **Modelación 2D: OBH 89**

**(Izquierda):** Resultado de ajustes para las curvas camino-tiempo para el OBH 89, usando el modelo bidimensional mostrado en la figura 4.16

**(Derecha):** Trazado de rayos con una fuente sísmica localizada en la posición del OBH 89

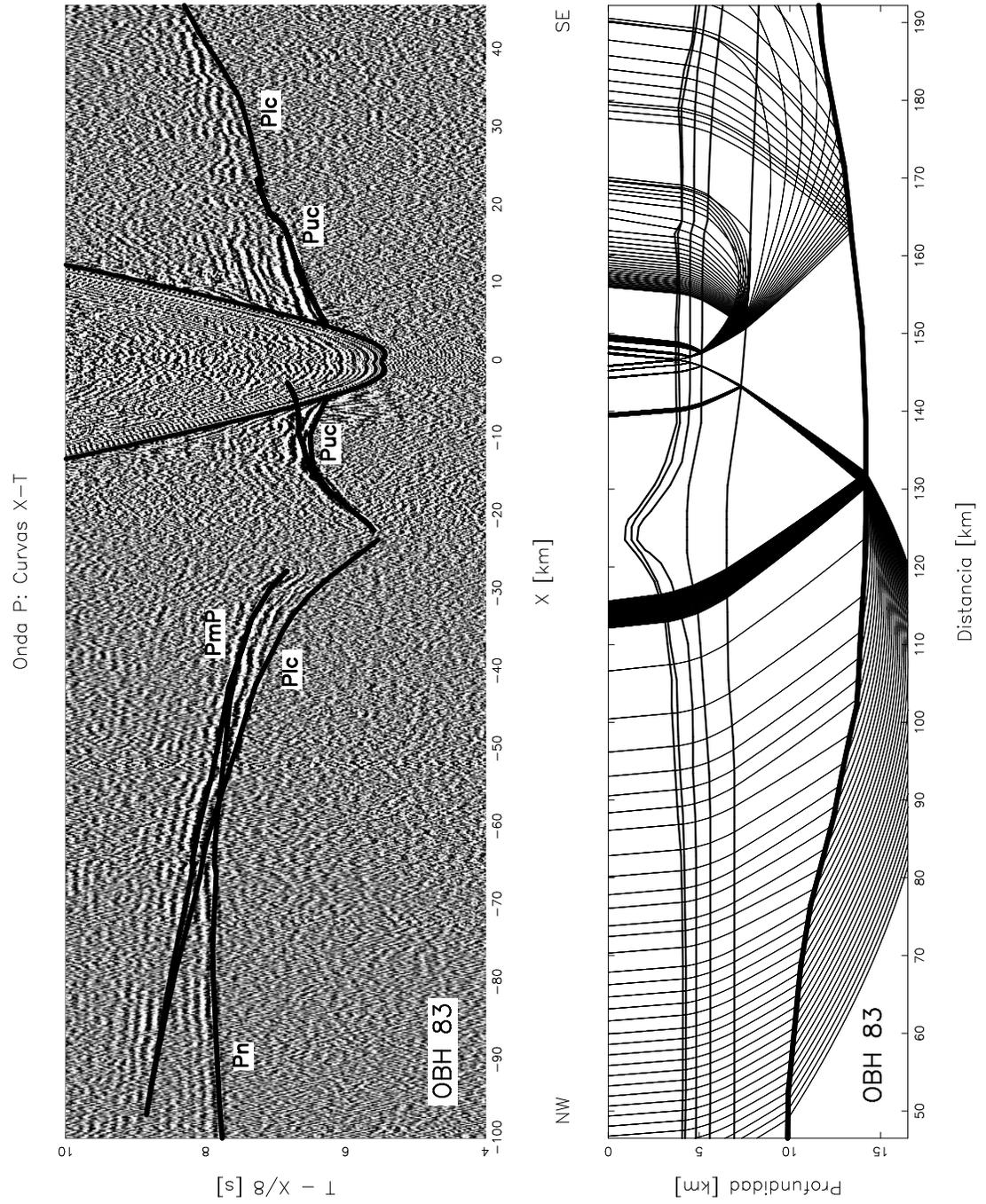


Figura 4.13: **Modelación 2D: OBH 83**

**(Izquierda):** Resultado de ajustes para las curvas camino-tiempo para el OBH 83, usando el modelo bidimensional mostrado en la figura 4.16

**(Derecha):** Trazado de rayos con una fuente sísmica localizada en la posición del OBH 83

Onda P: Curvas X-T

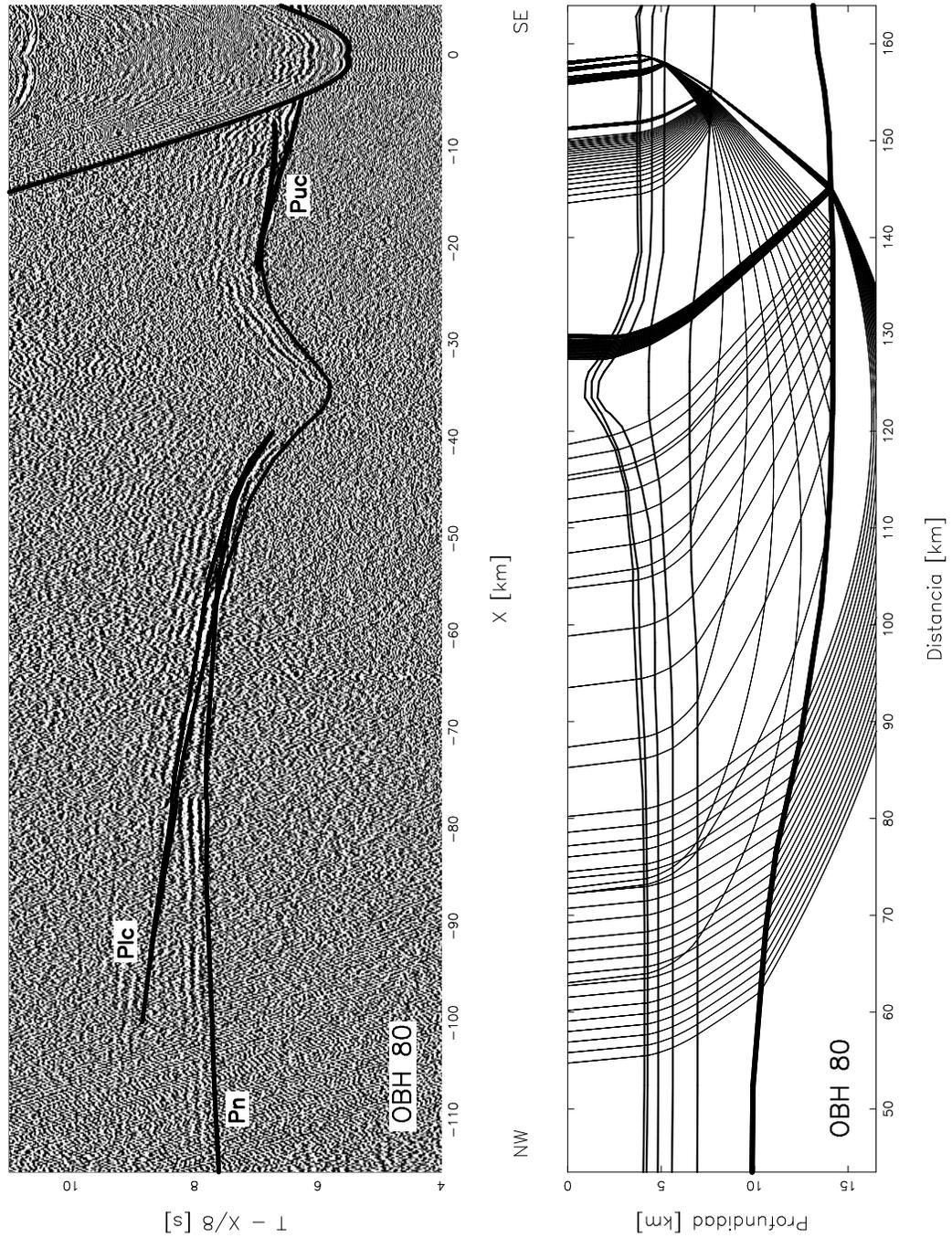


Figura 4.14: Modelación 2D: OBH 80

(Izquierda): Resultado de ajustes para las curvas camino-tiempo para el OBH 80, usando el modelo bidimensional mostrado en la figura 4.8

(Derecha): Trazado de rayos con una fuente sísmica localizada en la posición del OBH 80

Onda P: Curvas X-T

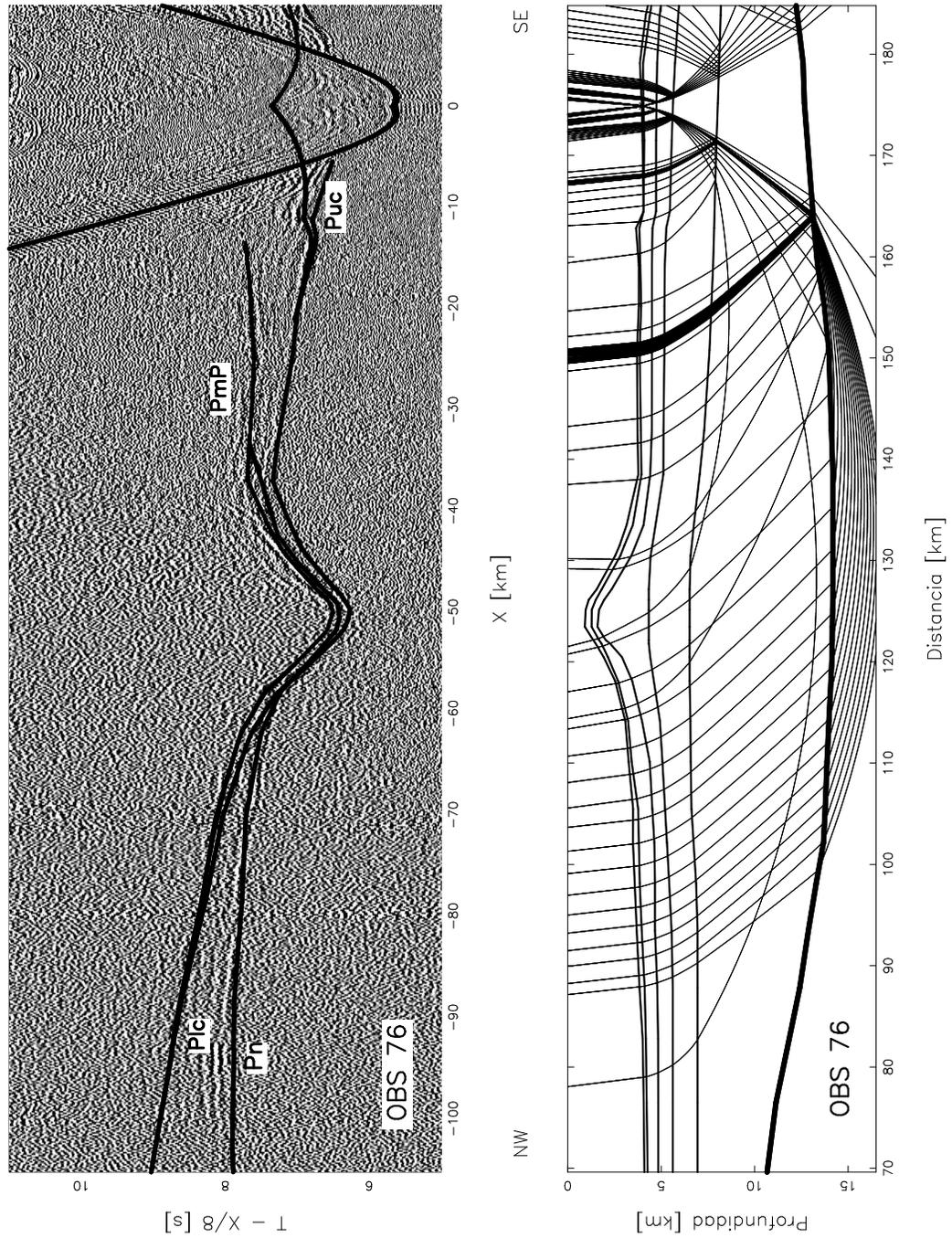


Figura 4.15: Modelación 2D: OBS 76

(Izquierda): Resultado de ajustes para las curvas camino-tiempo para el OBS 76, usando el modelo bidimensional mostrado en la figura 4.16

(Derecha): Trazado de rayos con una fuente sísmica localizada en la posición del OBS 76

En las figuras 4.8 - 4.10 se aprecia muy bien la diferencia entre una corteza oceánica clásica (rama NW) y una corteza oceánica bajo una cadena montañosa (bajo el Monte O'Higgins). Como se puede observar la rama NW presenta un espesor cortical de 6 a 6.5 km y las curvas camino-tiempo se ajustan bien a una estructura de capas planas (modelo unidimensional).

Por otro lado las ondas Pn y Plc al propagarse por debajo del Monte O'Higgins se retrasan con respecto a las ondas Pn y Plc refractadas al noroeste del monte, esto es debido a que la presencia de un espesor cortical mayor con velocidad de propagación menor respecto del manto produce un retardo de las ondas refractadas Plc y Pn (figuras 4.8 - 4.10).

Las curvas camino-tiempo de las ondas Puc, Plc y Pn son apreciables en casi todos los OBH/OBS. En algunos datos se observan arribos de señales sísmicas a una distancia fuente-receptor superior a los 110 km (por ejemplo en las figuras 4.19 y 4.20). Al existir una corteza oceánica inferior con mayor espesor cortical respecto de una corteza oceánica clásica, produce que las curvas camino-tiempo asociadas a las fases Plc y PmP tengan una distancia fuente-receptor (*offset*) máxima superior respecto de los *offsets* máximos correspondiente a una corteza oceánica clásica (figuras 4.8 - 4.15 y 4.21).

#### **4.2.2. Modelo sísmico final**

El modelo bidimensional de estructuras de velocidades resultante de los ajustes de las curvas camino-tiempo para las ondas P (figuras 4.8 - 4.15) es mostrado en detalle en la figura 4.16 y en el apéndice D.

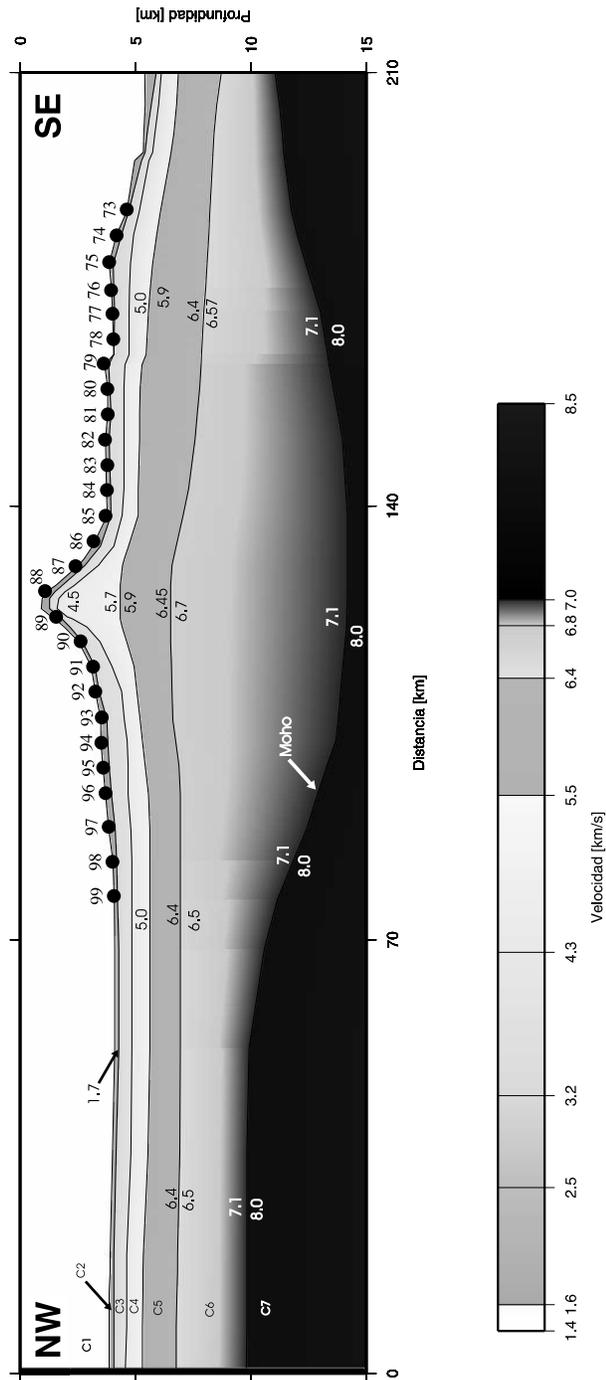


Figura 4.16: Modelo 2D de estructuras de velocidades del perfil.

El modelo está compuesto por siete capas (C1 - C7), el cual muestra una depresión del Moho bajo el monte O'Higgins, que alcanza una profundidad máxima de ~ 14 km, la deflexión se extiende lateralmente con una longitud de onda de ~ 140 km. (más detalles de este modelo ver el apéndice D).

Al noroeste del Monte O'Higgins se observa una corteza oceánica clásica, en donde la batimetría se comporta relativamente plana y los estratos se distribuyen como capas planas, en esta zona se alcanza un grosor cortical típico de  $\sim 6$  km (figura 4.16).

Más próximo a la fosa (al sureste del perfil), los estratos se distribuyen paralelos a la batimetría apreciándose deformación lateral de estos (figura 4.16).

Una clara zona de baja velocidad y depreciación del Moho se aprecia bajo el Monte O'Higgins, la deflexión del Moho se extiende lateralmente con gran longitud de onda ( $\sim 140$  km) logrando su profundidad máxima bajo el Monte O'Higgins de  $\sim 14$  km (figura 4.16).

## Descripción de las capas

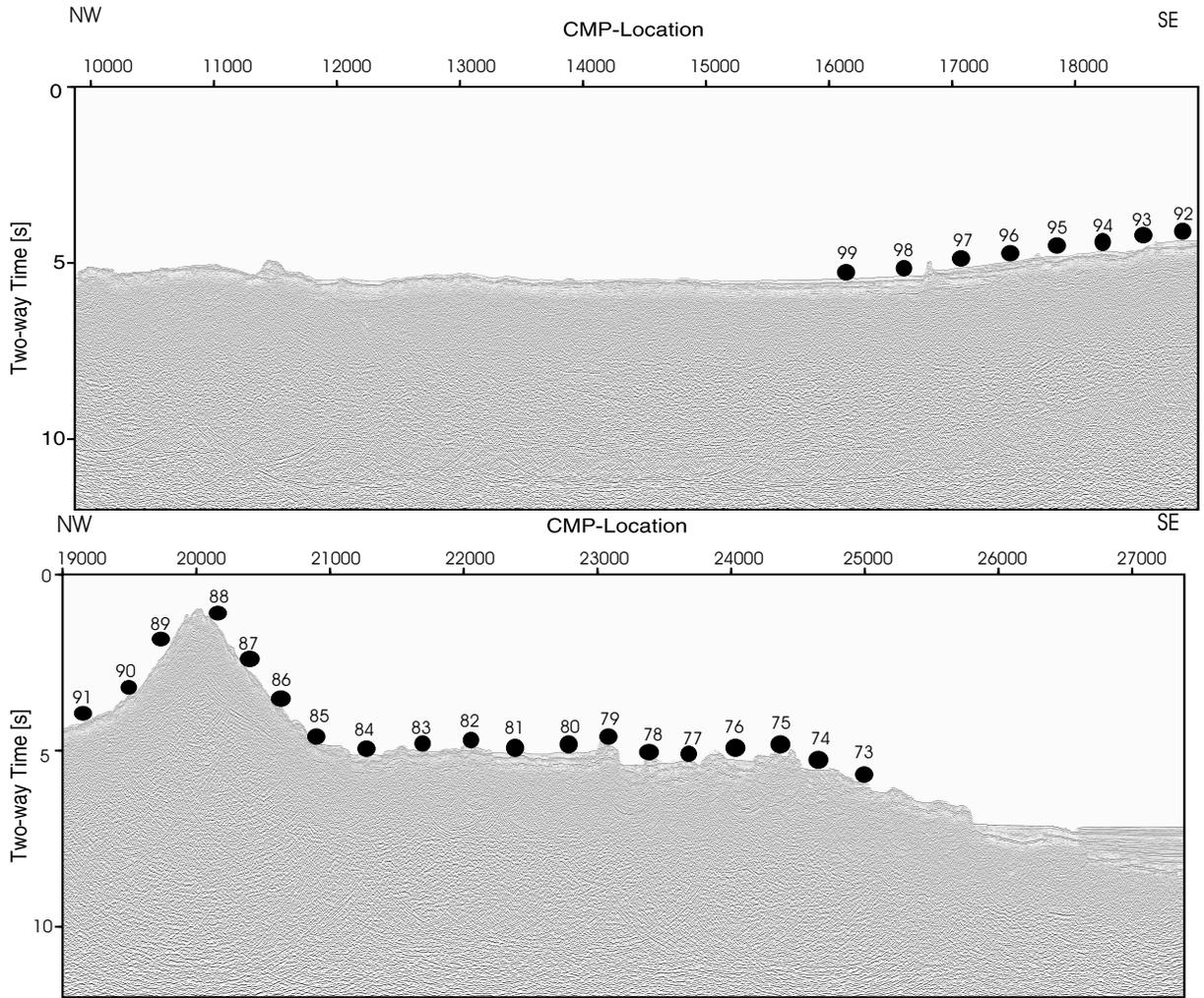
El modelo bidimensional de estructuras de velocidades resultante mostrado en la figura 4.16 tiene 7 capas geológicas incluyendo la capa de agua. Para la descripción de las capas se utilizará la nomenclatura para capas marinas expuestas por Hout and Ewing (1976) (*layers 2A, 2B, 2C and 3*).

- **Capa 1 (C1)**

Como se explicaba anteriormente, la modelación del primer interfaz (agua-sedimento) se realiza através de la información entregada por la batimetría correspondiente al perfil P03. Dada la batimetría queda definida la geometría de la capa de agua, la cual corresponde a una estructura homogénea con velocidad de propagación promedio de 1.5 [km/s].

- **Capa 2 (C2)**

La segunda estructura esta asociada a los sedimentos pelagicos cuya velocidad de propagación para ondas elásticas compresionales oscila entre 1.6 - 1.85 [km/s]. Estos sedimentos se aprecian en mayor detalle en los datos sísmos de reflexión de multicanal (Línea SO161-19) (figura 4.17). El espesor de esta capa sedimentaria varía aproximadamente entre 300 - 400 metros a lo largo del perfil.



### Time Migration SO161 Line 19

Figura 4.17: MCS SO161-19

Datos de reflexión multicanal migrados correspondiente a la línea SO161-19 (coincidente al perfil sísmico de refracción P03) [Flueh et al, 2002]. También se muestra la distribución de los OBH/OBS a lo largo de la línea 19.

La capa geológica más somera corresponde a sedimentos pelágicos con un espesor que varía aproximadamente entre 300 y 400 metros.

- **Capas 3 y 4 (C3 y C4)**

El rango de velocidad de onda P para la capa 3 es de aproximadamente 2.5 -4.0 [km/s] con un espesor aproximado de 500 m. El borde inferior de esta capa indica el comienzo de la corteza oceánica.

La capa 4 posee un rango de velocidad de onda P de  $\sim 4.5 -5.7$  [km/s]. El espesor de esta capa en los flancos es de  $\sim 600$  metros y bajo el Monte O'Higgins alcanza un grosor de  $\sim 2$  km.

Estas capas podrían estar compuestas por sedimentos con material volcanoclasticos (*layer 2A*) y una estructura basáltica (*layer 2B*).

Por otro lado, solo en algunos OBH/OBS se aprecian claramente las fases de refracción de estas capas (figura 4.16).

- **(Capa 5)**

La quinta capa corresponde a la corteza oceánica superior (5.7 -6.5 [km/s]) (*layer 2C*). La onda refractada en la corteza oceánica superior (Puc) son claramente apreciables en casi todos los OBH/OBS y arriban a una distancia fuente-receptor máxima de  $\sim 20$  km. El espesor de esta capa varía aproximadamente entre 2 - 2.5 km, alcanzando su espesor máximo al sureste del perfil (figura 4.16). La geometría del interfaz corteza inferior - superior es modelada directamente para todos los OBH/OBS del perfil. Los ajustes para la fase Puc son mostrados en las figuras 4.13 a 4.20.

- **Capas 6 y 7 (C6 y C7)**

La sexta estructura corresponde a la corteza oceánica inferior en donde el rango de velocidades de 6.5 - 7.1 [km/s] (*layer 3*). La caracterización geométrica de la corteza oceánica inferior es de suma importancia debido a que la forma del interfaz corteza-manto (Moho) indica cual es el posible espesor cortical anomalo bajo el Monte O'Higgins.

Bajo el Moho existe una séptima capa correspondiente a parte del manto superior, cuya velocidad de onda P varía entre 8.0 - 8.5 km/s con una profundidad del borde inferior

de esta capa de 20 km.

### 4.3. Discusión sobre la existencia de una raíz cortical bajo el Monte O'Higgins

En la sección 4.2 se explican las características sísmicas para las siete capas del modelo bidimensional mostrado en la figura 4.16. También se muestran los ajustes de las curvas camino-tiempo para algunos OBH/OBS utilizando este modelo (figuras 4.8 - 4.15).

Asumiendo que el modelamiento sísmico para las primeras cinco estructuras (C1 - C5) generan un buen ajuste de los datos observados. Y si se dejan las velocidades y geometría para estas primeras cinco capas como fijas, entonces los tiempos de llegada de las ondas PmP, Plc y Pn pasan a depender de las velocidades de propagación y geometría de la corteza inferior y manto superior.

Por otro lado, es bien conocido el rango de velocidad para la corteza oceánica inferior (6.6 - 7.2 [km/s]), como también es conocido el salto de discontinuidad de velocidad entre corteza oceánica y manto (Moho) cuyo valor aproximado es de (7.1/8.0 [km/s]). El tener todas estas variables en un cierto rango de control implica que los tiempos de arribo para las ondas PmP, Plc y Pn dependen principalmente del espesor cortical (profundidad del Moho).

La figura 4.21 basada en el ajuste de las curvas camino-tiempo del OBH 83, se muestra el contraste de dos modelos sísmicos uno sin raíz cortical (modelo A) y otro con raíz cortical (modelo B) el cual corresponde al modelo final mostrado en la figura (4.16). La estructura de velocidades correspondiente a las primera cinco capas son las mismas para ambos modelos.

Las fases Pn asociadas al modelo A, muestran un considerable adelanto con respecto a los datos. Esto se debe a que la ausencia de una raíz cortical implica un mayor volumen del manto superior el cual posee una velocidad de propagación mayor a la corteza oceánica. Además, al haber una corteza oceánica inferior con bajo espesor cortical implica que la curvas camino-tiempo Plc y PmP tengan un *offset* máximo más corto con respecto a los datos observados (figura 4.21).

El modelo B tiene una raíz cortical asimétrica, que alcanza una profundidad máxima de  $\sim 14$  km. La existencia de un espesor cortical mayor bajo el Monte O'Higgins produce un retardo de las fases PmP, Plc y Pn respecto de la corteza oceánica clásica, esto se puede apreciar al comparar los tiempos de arribo de las fases PmP, Plc y Pn en la rama NW (corteza oceánica clásica) versus la rama SE, en las figuras 4.8, 4.9 y 4.10.

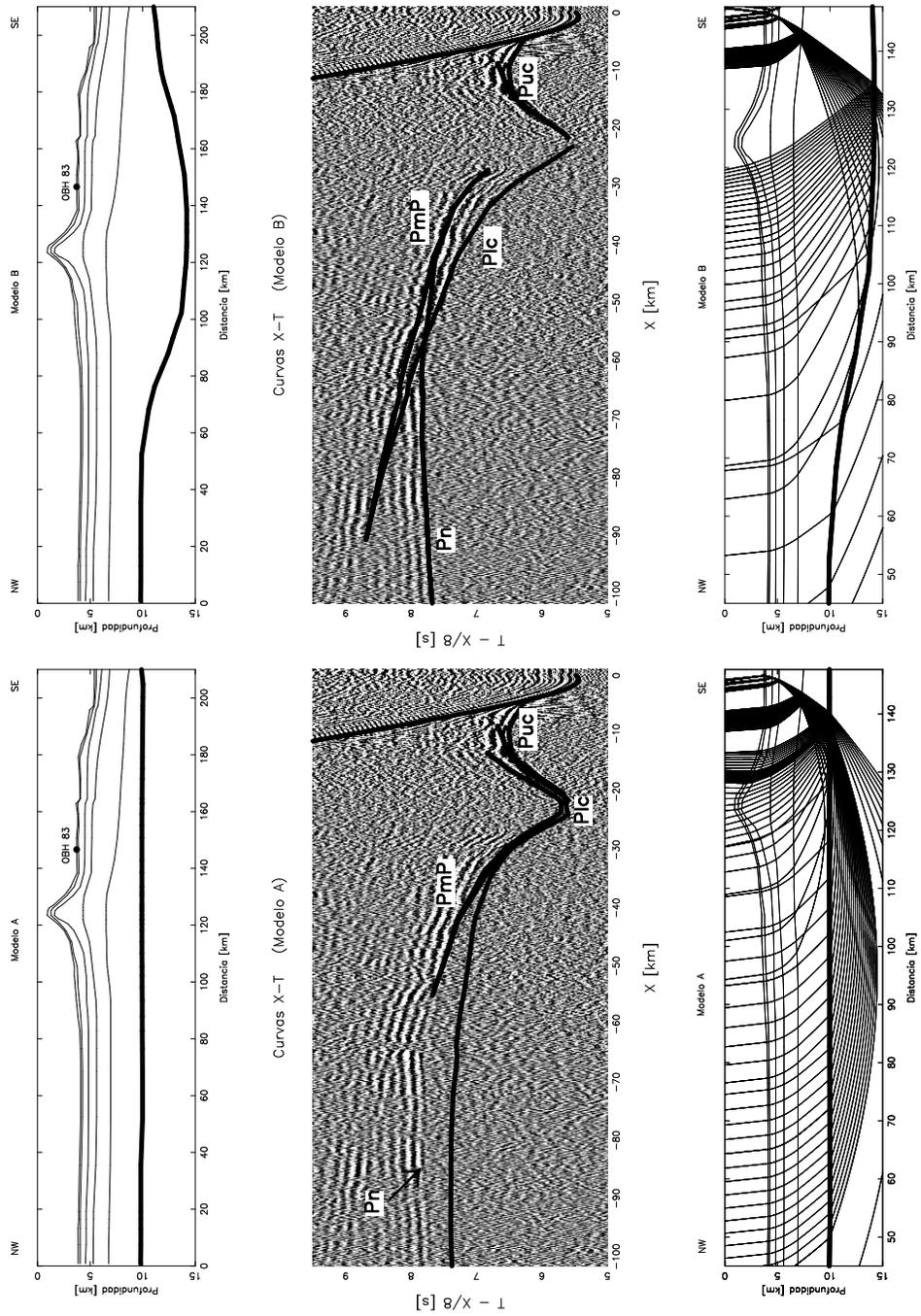


Figura 4.18: Raíz cortical bajo el Monte O'Higgins

En la figura se muestran dos modelos (A y B) para ajustar las curvas camino-tiempo correspondientes al OBH 83.

El modelo A carece de raíz cortical lo que produce un adelanto de la fase Pn con respecto a los datos observados. En cambio el modelo B presenta una raíz cortical y corresponde al modelo bidimensional resultante mostrado en la figura 4.16.

## Capítulo 5

# Análisis de Resultados y Conclusiones

El modelo sísmico bidimensional de estructuras de velocidades mostrado en el capítulo anterior exhibe una raíz cortical bajo el Monte O'Higgins, en donde la máxima profundidad del Moho es de aproximadamente 14 km (figura 4.16). Con respecto a esta raíz cortical varias interrogantes surgen, por ejemplo: ¿Cuál es su origen?, ¿Cuál es la respuesta flexural de la litosfera oceánica ante una carga de superficie como la cadena montañosa submarina O'Higgins?, ¿Existe presencia de *underplating* bajo el Monte O'Higgins? y por último ¿cuál es la relación entre un espesor cortical anómalo con la flotabilidad de la litosfera oceánica?.

Estas son algunas de las interrogantes que se discutirán en el presente capítulo.

### 5.1. Edad de la cadena montañosa Juan Fernández (JFR)

La placa oceánica de Nazca nace en la dorsal mesoceánica Pacífica oriental y se desplaza hacia el Este hasta converger con la placa continental Sudamericana a una velocidad promedio de convergencia de 8.5 cm/año [DeMets et al., 1990, DeMets et al., 1994], durante este trayecto la placa oceánica toma un amplio rango de edades geológicas que varían entre 0-54 Ma. A lo largo de la fosa chilena, la edad de la corteza oceánica varía del Eoceno ( $\sim 54$  Ma) al norte del JFR ( $32^{\circ}S$ ) hasta el Oligoceno ( $\sim 38$  Ma) en los  $34^{\circ}S$  [Yáñez et al., 2001]. Estudios de anomalías magnéticas muestran que el JFR presenta perturbaciones en sus secuencias magnéticas, correspondientes al Mioceno (8-11 Ma), las

cuales se atribuyen al reseteo termal que experimenta la placa oceánica al pasar por el punto caliente de Juan Fernández [Yáñez et al., 2001].

En especial la cadena montañosa O'Higgins, formada por el guyot O'Higgins ( $\sim 8 - 8.7$  Ma) y el Monte O'Higgins ( $\sim 8.5 - 9$  Ma) corresponden al grupo de montes submarinos más antiguo que forman el JFR [Von Huene et al., 1997, Yáñez et al., 2001].

## 5.2. Modelo flexural de la litosfera oceánica

La forma en como responde la litosfera ante una carga superficial depende de su rigidez y la carga producida por el peso del edificio volcánico. Por otra parte la rigidez depende cúbicamente del espesor elástico de la litósfera [e.g., Turcotte et al., 1982]:

$$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12(1 - \nu^2)} \quad (5.1)$$

$D$ : rigidez flexural

$E$ : módulo de Young

$T_e$ : espesor elástico

$\nu$ : radio de Poisson

A su vez el espesor elástico ( $T_e$ ) depende principalmente de la edad de la litosfera. Calmant y Cazenave (1987) dedujeron una formula empírica que relaciona el espesor elástico con la edad de la placa oceánica:

$$T_e \sim 2,7 \cdot t^{1/2} \quad (5.2)$$

donde  $t$  corresponde a la edad de la placa oceánica en Ma al momento de formarse la carga (instantáneamente en escala geológica, ie  $\sim 1$  Ma).

En el apéndice E se estudia la solución de la ecuación de flexura tridimensional para el caso de una litosfera oceánica elástica inmersa en un manto de material más denso, ante una carga de superficie  $q(x, y)$ .

Para el caso de una carga sumergida en el océano (guyots o montes submarinos), la carga de superficie  $q(x, y)$  depende de la batimetría y está dada por (ver figura 5.1):

$$q(x, y) = (\rho_{carga} - \rho_w) \cdot g \cdot H(x, y) \quad (5.3)$$

donde:

$\rho_{carga}$ : densidad de la carga

$\rho_w$ : densidad del agua

$H(x, y) = z_o - B(x, y)$

$H(x, y)$ : topografía del fondo marino asociada a la carga, medida con respecto a una profundidad de referencia  $z_o$

$B(x, y)$ : batimetría

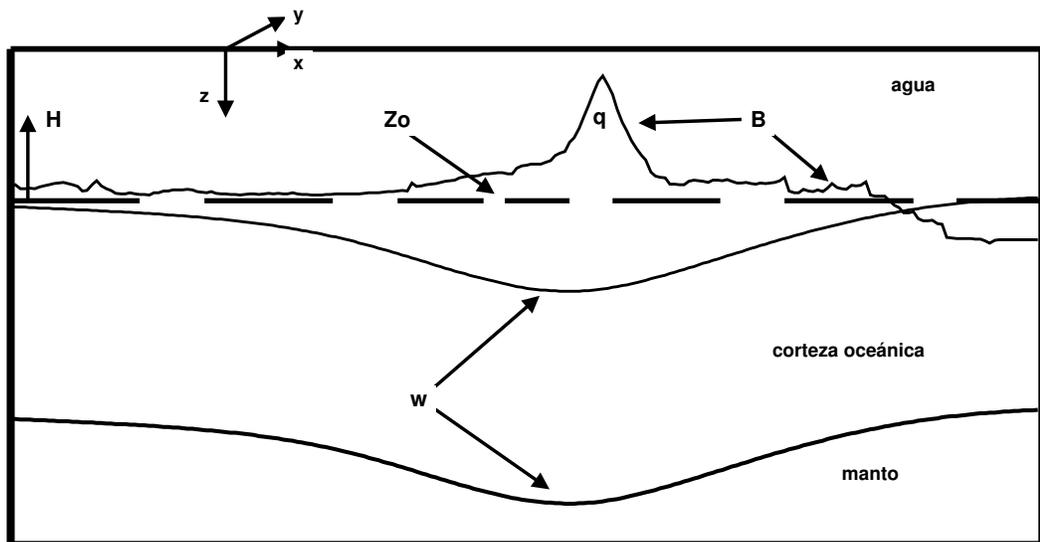


Figura 5.1: **Deflexión de la litosfera oceánica.** La carga  $q$  depende de la batimetría  $B$  y esta dada por  $q = (\rho_{carga} - \rho_w) \cdot g \cdot H$ , donde  $H$  es medido positivo hacia arriba y corresponde a ( $H = Z_o - B$ ) y  $Z_o$  corresponde a una profundidad de referencia para medir la deflexión  $w$ .

### 5.2.1. Modelo flexural 3D de la cadena montañosa submarina O'Higgins

En el apéndice E se estudia la ecuación de flexura tridimensional para el caso de una litosfera oceánica elástica inmersa sobre un fluido de material más denso (manto). La deflexión o flexura litosferica depende principalmente del espesor elástico litosferico ( $T_e$ ) y la densidad y distribución de la carga superficial. Para el presente estudio la carga de superficie corresponde al esfuerzo que produce el peso del edificio volcánico, el cual es debido principalmente al guyot y Monte O'Higgins sobre el área de trabajo para el presente estudio (figura 1.1). Por otro lado las densidades para la carga (edificio volcánico) y el manto son elegidas a partir del modelo de estructuras de densidades el cual es calculado a partir del modelo sísmico (figura 5.2). Para la conversión de velocidad a densidad se utilizó la formula empírica para capas geológicas marinas de Nafe and Drake (1970).

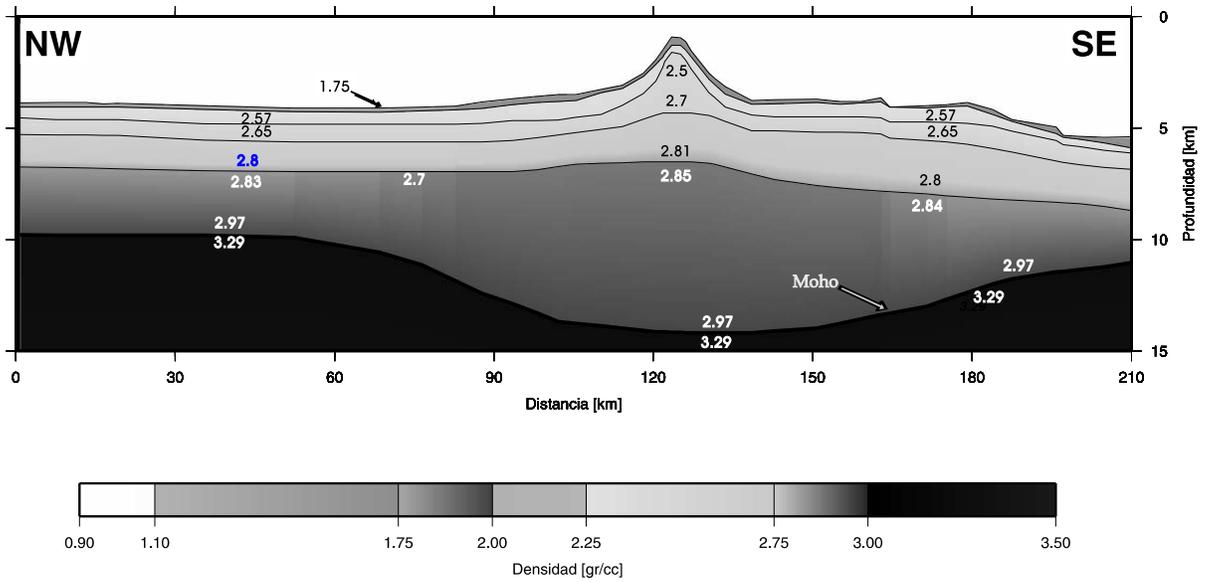
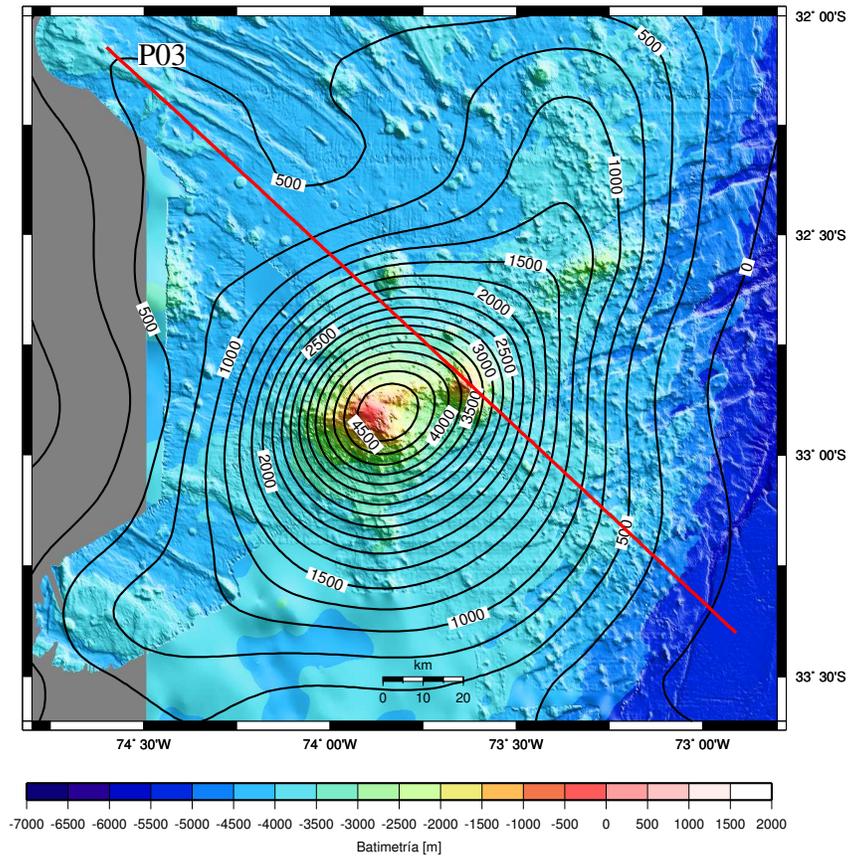


Figura 5.2: Modelo de estructuras de densidades construido a partir del modelo de estructuras de velocidades (figura 4.16).

$$\rho(v_p) = \begin{cases} 0,05 + v_p & \text{si } v_p \leq 1,7 \\ 1,75 + 0,5 \cdot (v_p - 1,7) & \text{si } 1,7 \geq v_p \geq 2,2 \\ 2,0 + 0,25 \cdot (v_p - 2,2) & \text{si } 2,2 \geq v_p \geq 3,2 \\ 2,25 + \frac{(v_p - 3,2)}{6,0} & \text{si } 3,2 \geq v_p \geq 6,2 \\ 2,75 + 0,25 \cdot (v_p - 6,2) & \text{si } 6,2 \geq v_p \geq 7,2 \\ 3,0 + \frac{(v_p - 7,2)}{2,8} & \text{si } 7,2 \geq v_p \geq 8,6 \\ 02,25 + \frac{(v_p - 8,6)}{2,6} & \text{si } v_p \geq 8,6 \end{cases}$$

Formula empírica para la densidad  $\rho(v_p)$  (gr/cc) en función de la velocidad de onda P  $v_p$  (km/s) [Nafe and Drake; 1970]

Al escoger las densidades del edificio volcánico y el manto directamente del modelo sísmico, deja como único parámetro de estudio para el modelo flexural el espesor elástico  $T_e$ . Las figuras 5.3, 5.4, 5.5 y 5.6 muestran la deflexión tridimensional producida por la cadena montañosa O'Higgins para espesores elásticos de  $T_e = 2.5, 5, 10$  y  $12$  km respectivamente. Todos estos modelos son calculados con un programa [Clouard et al., 2000] que resuelve numéricamente la ecuación de deflexión litosférica para el caso tridimensional (ecuación E.3 en el apéndice E) [Watts et al., 1975].



Perfil P03

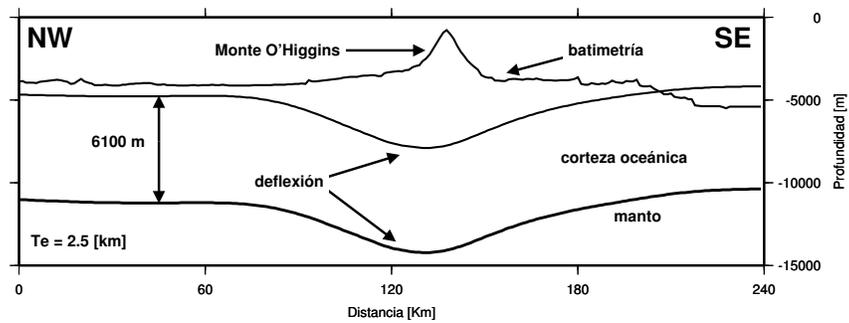
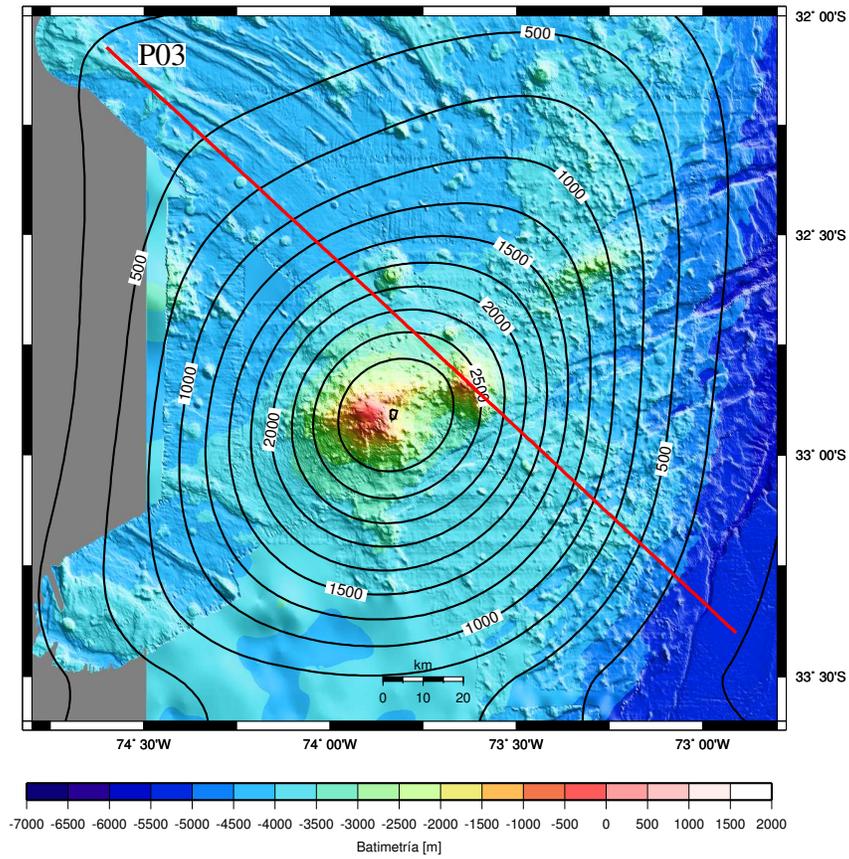


Figura 5.3: Deflexión litosférica tridimensional ( $T_e = 2.5$  km)

**Arriba:** Contorno de deflexión litosférica 3D bajo la cadena montañosa O'Higgins.

**Abajo:** Deflexión bajo el Monte O'Higgins (Perfil sísmico P03) calculada con

$$T_e = 2.5 \text{ km}, E = 8 \times 10^{10} \text{ [Pa]}, \nu = 0.2, \rho_{carga} = 2700 \text{ kg/m}^3, \\ \rho_w = 1030 \text{ kg/m}^3, \rho_m = 3290 \text{ kg/m}^3 \text{ y } g = 9.78 \text{ m/s}^2 \text{ (ver apéndice E)}$$



Perfil P03

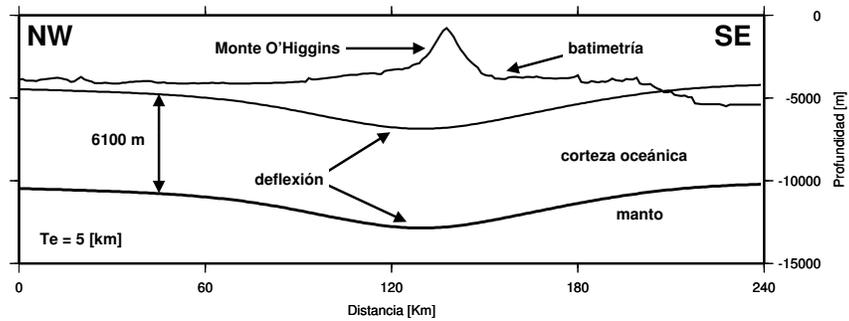
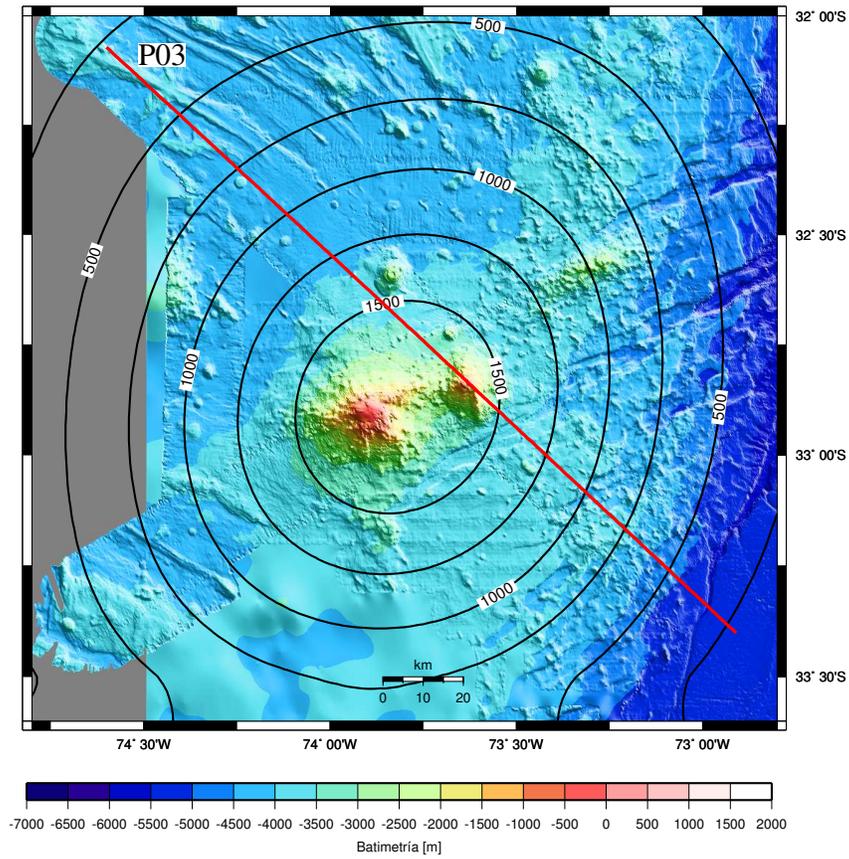


Figura 5.4: Deflexión litosferica tridimensional ( $T_e = 5$  km)

**Arriba:** Contorno de deflexión litosferica 3D bajo la cadena montañosa O'Higgins.

**Abajo:** Deflexión bajo el Monte O'Higgins (Perfil sísmico) calculada con

$$T_e = 5 \text{ km}, E = 8 \times 10^{10} \text{ [Pa]}, \nu = 0.2, \rho_{carga} = 2700 \text{ kg/m}^3, \\ \rho_w = 1030 \text{ kg/m}^3, \rho_m = 3290 \text{ kg/m}^3 \text{ y } g = 9.78 \text{ m/s}^2 \text{ (ver apéndice E)}$$



Perfil P03

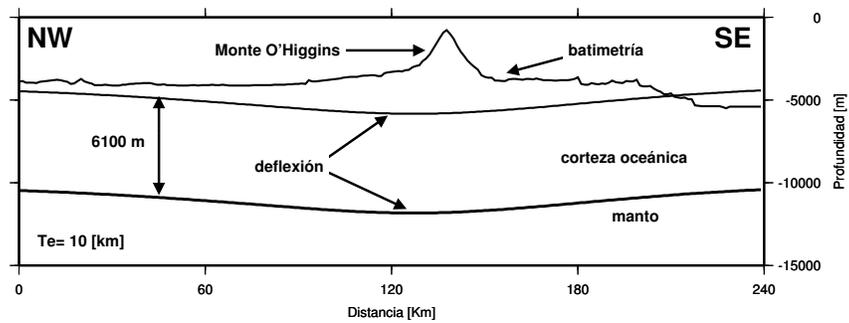
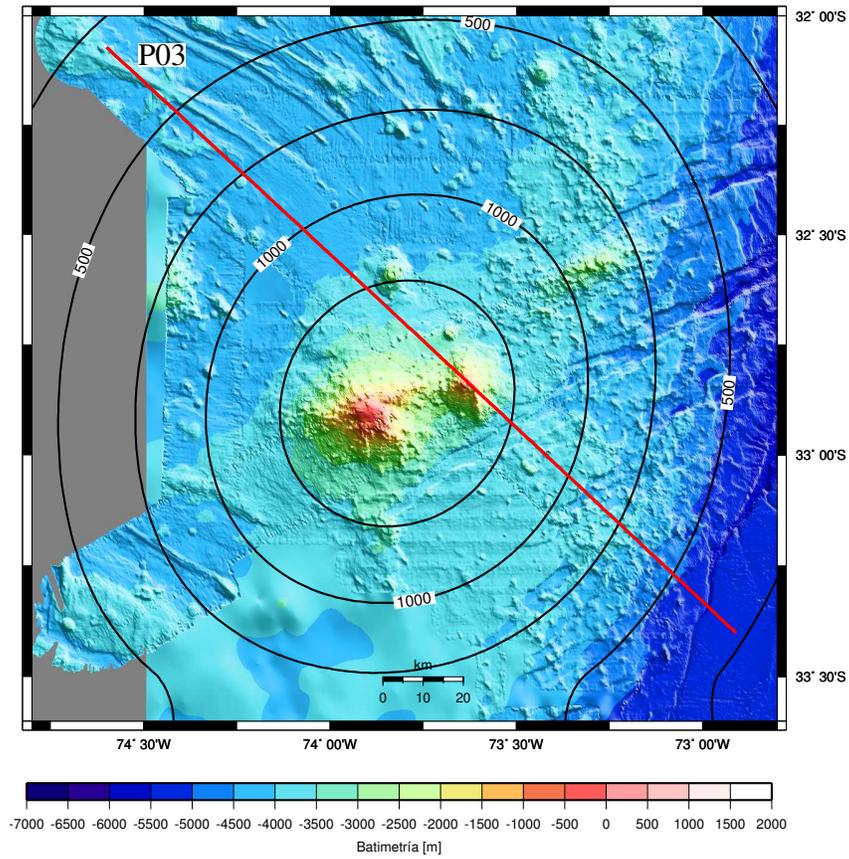


Figura 5.5: Deflexión litosferica tridimensional ( $T_e = 10$  km)

**Arriba:** Contorno de deflexión litosferica 3D bajo la cadena montañosa O'Higgins.

**Abajo:** Deflexión bajo el Monte O'Higgins (Perfil sísmico) calculada con

$$T_e = 10 \text{ km}, E = 8 \times 10^{10} \text{ [Pa]}, \nu = 0.2, \rho_{carga} = 2700 \text{ kg/m}^3, \\ \rho_w = 1030 \text{ kg/m}^3, \rho_m = 3290 \text{ kg/m}^3 \text{ y } g = 9.78 \text{ m/s}^2 \text{ (ver apéndice E)}$$



Perfil P03

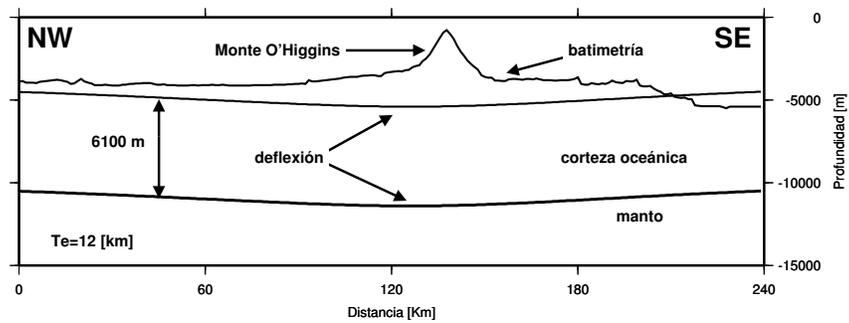


Figura 5.6: Deflexión litosferica tridimensional ( $T_e = 12$  km)

**Arriba:** Contorno de deflexión litosferica 3D bajo la cadena montañosa O'Higgins.

**Abajo:** Deflexión bajo el Monte O'Higgins (Perfil sísmico) calculada con

$T_e = 14$  km,  $E = 8 \times 10^{10}$  [Pa],  $\nu = 0.2$ ,  $\rho_{carga} = 2700$  kg/m<sup>3</sup>,  
 $\rho_w = 1030$  kg/m<sup>3</sup>,  $\rho_m = 3290$  kg/m<sup>3</sup> y  $g = 9.78$  m/s<sup>2</sup> (ver apéndice E)

Los modelos flexurales 3D mostrados en las figuras 5.2, 5.3, 5.4 y 5.5 no incluyen esfuerzos tectónicos o laterales, producido por la fuerza de reacción de la placa continental sobre la placa oceánica en la zona de convergencia (fosa). Las figuras muestran que la litosfera a mayor edad se comporta más rígida y por lo tanto casi no sufre deflexión (figura 5.5). En cambio la deflexión para una litósfera oceánica joven es más sensible ante una carga de superficie (figura 5.2). En el límite un litósfera oceánica de edad 0 (en la dorsal meso-oceánica) corresponde a una mímica amplificada de la batimetría (Compensación de Airy o Isostacia Local (ver apéndice D)).

### **5.2.2. Comparación: modelo sísmico v/s modelo elástico**

La figura 5.7 muestra la diferencia de la deflexión del Moho entre el modelo de estructuras de velocidades obtenido por la sísmica (figura 5.2) y los modelos flexurales 3D proyectados en la traza del perfil sísmico P03 para espesores elásticos  $T_e = 2.5, 5, 10$  y  $12$  km.

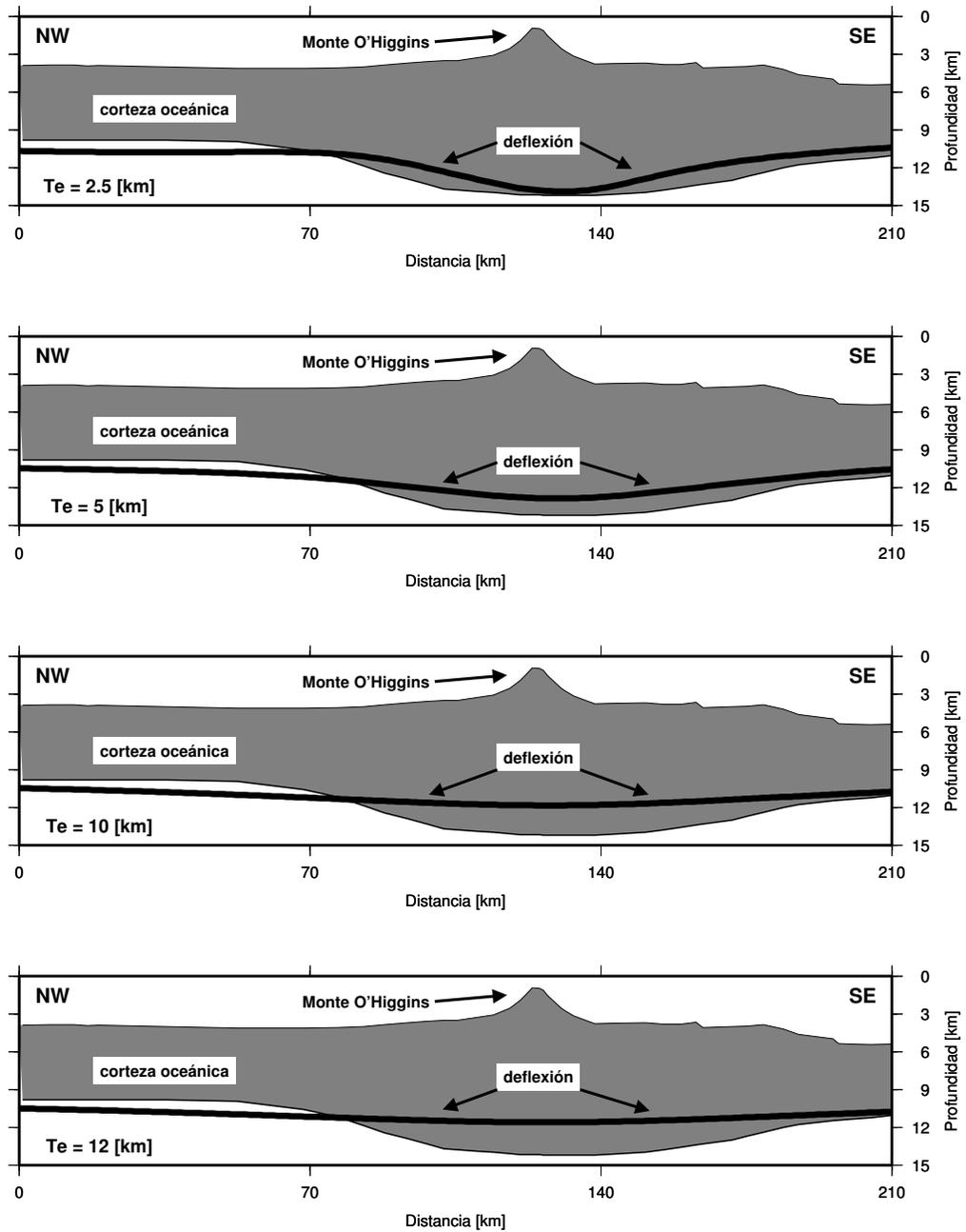


Figura 5.7: **Comparación modelo sísmico v/s modelo flexural:** De arriba a abajo se muestra la comparación geométrica entre el modelo sísmico (figura 5.2) y la deflexión del Moho (curva más gruesa) que proviene del modelo flexural 3D proyectado en el perfil sísmico. Los modelos flexurales están calculados con espesores elásticos de: 2.5, 5, 10 y 12 km.

Cada deflexión es calculada con  $E=8 \times 10^{10}$  [Pa],  $\nu=0.2$ ,  
 $\rho_{carga} = 2700 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_w = 1030 \text{ kg/m}^3$  y  $\rho_m = 3290 \text{ kg/m}^3$

Como se explicaba anteriormente el espesor elástico  $T_e$  depende principalmente de la edad de la placa oceánica (ecuación 5.2). La edad a considerar, para interpretar los modelos flexurales corresponde a la edad de la corteza oceánica al momento de atravesar el punto caliente, ya que en este modelo flexural se supone una litósfera oceánica elástica ante una carga instantánea.

El mejor ajuste de la amplitud máxima de la deflexión del Moho respecto al modelo sísmico, se obtiene con un espesor elástico de 2.5 km. Sin embargo con este espesor elástico la longitud de onda de la deflexión es más corta a la estimada por el modelo sísmico (figura 5.7). El modelo flexural que mejor ajusta la longitud de onda de la deflexión litosferica corresponde a un espesor elástico de 5 km. Sin embargo este modelo flexural subestima la amplitud máxima de la deflexión del Moho obtenido por el modelo sísmico (figura 5.7).

Por otro lado, si la edad de la corteza oceánica es  $t_{co}$  y la edad del edicio volcánico es  $t_{ev}$ , entonces la edad  $t$  de la litósfera oceánica al momento de formarse el edicio volcánico es:

$$t = t_{co} - t_{ev} \quad (5.4)$$

En nuestra región de estudio la edad de la corteza oceánica  $t_{co}$  es de aproximadamente 38 Ma [Yáñez et al, 2001] y  $t_{ev}$ , la edad del Monte O'Higgins es de 8.5 Ma [Von Huene et al., 1997], es decir la litosfera debería responder elásticamente con una edad de  $38 - 8.5 = 19.5$  Ma (ecuación 5.4). Si se utiliza la expresión 5.2 se obtiene un espesor elástico  $T_e = 12$  km. Un modelo flexural asociado a este espesor elástico muestra una deflexión máxima del Moho que difiere hasta en más de 2 km respecto del modelo sísmico (figura 5.7), el espesor elástico no depende solamente de la edad de la corteza sino que también del flujo calórico y la tasa de deformación entre otros, en especial la placa de Nazca presenta anomalías en la profundidad del fondo marino lo que podría significar una anomalía térmica en la región.

Si se considera un rango de espesores elásticos entre 5 a 12 km como el conjunto solución para el modelamiento flexural, se concluye que al comparar el modelo flexural para este rango de espesores elásticos con el modelo sísmico no es posible explicar la anomalía del grosor cortical debido solamente a la deflexión litosferica oceánica. Esto podría indicar presencia de *underplating* bajo el Monte O'Higgins.

### 5.3. Discusión del efecto *underplating*

El modelo flexural asociado a espesores elásticos de 5 y 12 km, muestra una diferencia de volumen en la raíz cortical respecto del modelo sísmico (figura 5.7). Lo que implica que el origen de la raíz cortical no se debe exclusivamente a la carga superior (edificio volcánico).

#### 5.3.1. *Underplating* bajo el Monte O'Higgins

Una forma de explicar la presencia de este material extra es debido al fenómeno de *underplating*. Este proceso ocurre cuando la placa oceánica atraviesa el punto caliente en donde delgadas columnas de material mantélico suben lentamente hasta el encuentro con la corteza oceánica. Dependiendo de los procesos metamórficos que experimente este material, parte del material de menor densidad aflora hasta el fondo del mar para formar el edificio volcánico y otra parte de este flujo mantélico de mayor densidad se consolida para formar nueva corteza por debajo de la placa oceánica (*underplating*). De esta forma la corteza oceánica situada por encima del punto caliente adquiere un mayor grosor que a lo largo del resto de la dorsal (figura 5.8).

La figura 5.2 muestra el modelo de estructuras de densidades obtenido del modelo sísmico para el perfil el cual es perpendicular al eje del JFR, en la figura se observa un claro aumento del grosor cortical bajo el Monte O'Higgins el cual forma parte del JFR que corresponde a la parte de la placa que atraviesa el punto caliente y experimenta *underplating*. Por otro lado la distribución de la densidad aumenta con la profundidad, material de menor densidad forma el edificio volcánico y material de mayor densidad forma la raíz cortical.

#### 5.3.2. Estimación de *underplating* bajo el Monte O'Higgins

Cuando la placa oceánica atraviesa el punto caliente, parte del material mantélico aflora a la superficie para formar el edificio volcánico y otra parte se deposita por debajo de la corteza oceánica (*underplating*).

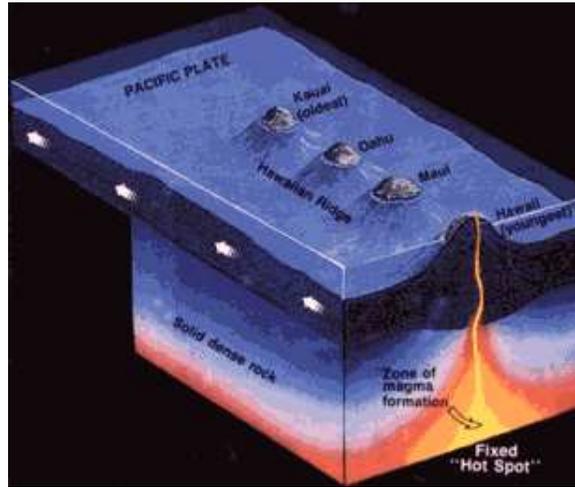


Figura 5.8: **Punto caliente de Hawái**  
 (modificado de [www.pubs.usgs.gov/publications/text/hotspots.html](http://www.pubs.usgs.gov/publications/text/hotspots.html))

Delgadas columnas de material mantélico ascienden hasta encontrar la corteza oceánica. Parte de este caliente material se deposita por debajo de la corteza oceánica, al entrar a un entorno de menor presión este material se consolida, generando un aumento del espesor cortical.

En la figura 5.9 se muestra la diferencia entre la deflexión del Moho obtenida por el modelo sísmico y los modelos flexurales para espesores elásticos de 5 y 12 km,  $\lambda$  corresponde a la longitud de onda de la deflexión del Moho entregada por el modelo sísmico (DMMS) cuya longitud es de  $\sim 140$  km.  $A_v$  corresponde al área del edificio volcánico (área encerrada entre la batimetría y una profundidad característica para el fondo del mar  $Z_o$ ),  $A_r$  es el área encerrada entre las curvas de deflexión del Moho para el modelo flexural (DMMF) y sísmico (DMMS) físicamente corresponde al material intrusivo depositado por debajo de la corteza oceánica (*underplating*),  $A_c$  corresponde a la sección de corteza oceánica normal.

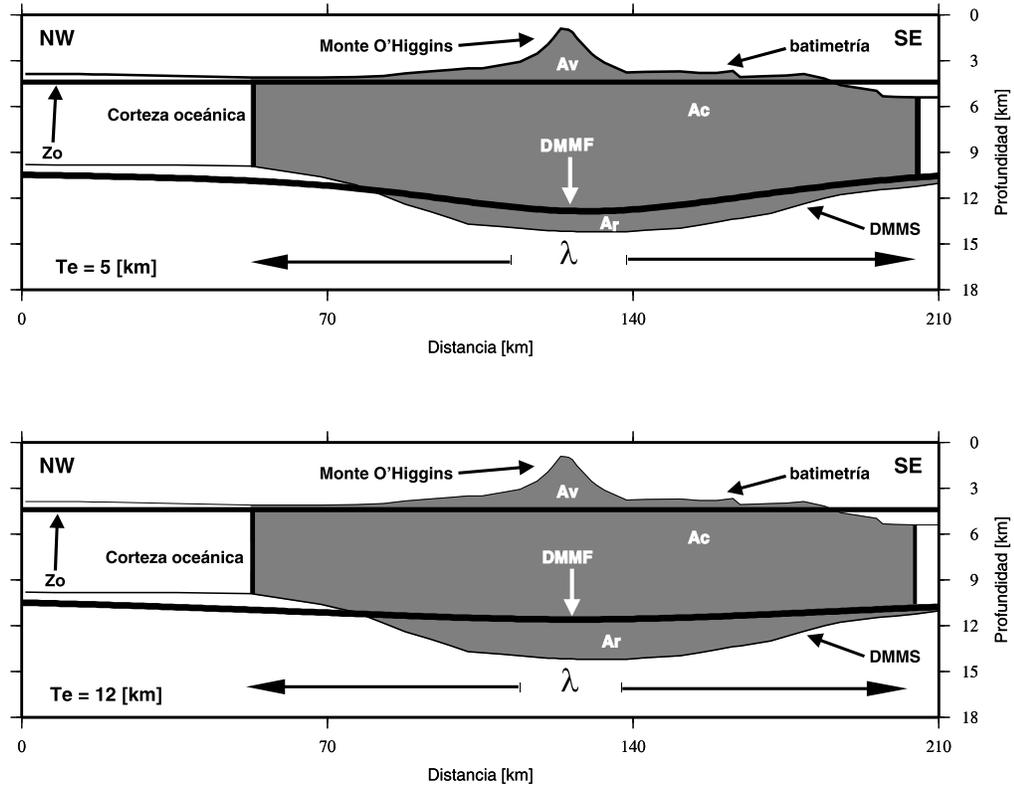


Figura 5.9: **Estimación de *underplating***

La figura muestra la diferencia entre la deflexión del Moho obtenida por el modelo sísmico (DMMS) y la deflexión del Moho obtenida por los modelos flexurales (DMMF) para espesores elásticos de 5 y 12 km.  $\lambda$  corresponde a la longitud de onda de la DMMS ( $\lambda \sim 140$  km).

Para ambos casos el área encerrada entre las curvas DMMF y DMMS, corresponde aproximadamente a la sección de *underplating*  $A_r$ . El área correspondiente al edificio volcánico  $A_v$  está formada por el área encerrada entre la batimetría y la profundidad característica para el fondo del mar  $Z_o$ .

$A_c$  corresponde al área de una corteza normal.

Despreciando la diferencia de los modelos sísmicos y flexural en los bordes, se tiene que la razón de *underplating*  $r_{ul}$  en esta sección del JFR está dada por:

$$r_{ul} = \frac{A_r}{(A_v + A_c + A_r)} \times 100 \quad (5.5)$$

Por integración numérica se obtiene:

- $r_{ul} \sim 10\%$  para  $T_e = 5$  km y
- $r_{ul} \sim 17\%$  para  $T_e = 12$  km.

También resulta interesante estudiar la razón  $\eta = \frac{A_r}{(A_r + A_v)}$  que representa la razón de material mantélico que se depositó por debajo de la placa oceánica y ( $\eta' = 1 - \eta$ ) corresponde al restante material que formó el edificio volcánico. Para el caso  $T_e$  se tiene  $\eta = 0.52$  y  $\eta' = 0.48$ , en cambio para un espesor elástico  $T_e = 12$  km se obtiene  $\eta = 0.63$  y  $\eta' = 0.37$ .

## 5.4. Implicancias tectónicas

El conocer el espesor cortical y las anomalías de densidad bajo cadenas montañosas submarinas es de gran ayuda para el estudio de la flotabilidad (*buoyancy*) de la litosfera oceánica sobre la astenosfera. Especialmente en esta región donde la subducción del JFR marca el borde tectónico para el comienzo de la horizontalización de la placa de Nazca en el Chile Central (figura 1.2). Varios autores relacionan la horizontalización de la litosfera oceánica en el Chile Central con la interacción del JFR con el proceso de subducción [Von Huene et al., 1997, Yáñez et al., 2001 y M.A Gutsher et al., 2002].

Al alejarse la litosfera oceánica de la dorsal mesoceánica, su edad aumenta y esta se enfría, su densidad crece debido a la contracción termal, lo cual resulta en una litosfera gravitacionalmente inestable con respecto de la astenosfera caliente. De esta forma la litosfera oceánica subduce inclinadamente al encontrar la placa continental (flotabilidad negativa).

Sin embargo; en regiones con presencia de cadenas montañosas submarinas formadas cuando la placa oceánica atraviesa el punto caliente (*hotspot*), se tiene una litosfera oceánica rejuvenecida y con alto gradiente geotérmico a baja profundidad. Esta placa presenta un aumento de su espesor cortical (*crustal root*), de modo que la litosfera se comporta gravitacionalmente estable respecto de la astenosfera (flotabilidad positiva).

La cuantificación del volumen anómalo asociado a la raíz cortical y la caracterización de la distribución de densidad de la corteza oceánica permitiría estimar la fuerza de empuje de la astenosfera sobre la litosfera oceánica, la cual genera parte de la flotabilidad de la

litosfera oceánica.

## 5.5. Conclusiones

En torno al Monte Submarino O'Higgins, el suelo marino se eleva hasta más de 2.700 metros por encima de la batimetría circundante. Una clara depresión de la profundidad del Moho se detecta bajo el Monte O'Higgins, la deflexión del Moho se extiende lateralmente con una longitud de onda de  $\sim 140$  km, alcanzando su profundidad máxima bajo el Monte O'Higgins de  $\sim 14$  km.

Al noroeste del Monte O'Higgins se observa una corteza oceánica clásica, en donde la batimetría es bastante llana y los estratos se distribuyen como capas planas, en esta zona se alcanza un grosor cortical típico de  $\sim 6$  km (figura 4.8 y 5.6).

Al sureste del perfil (más próximo a la fosa), la rugosidad y profundidad del suelo marino aumenta gradualmente (figura 1.1 y 2.1). Los estratos se distribuyen paralelos a la batimetría apreciándose deformación de estos debido a la subducción de la placa oceánica de Nazca (figura 4.16 y 5.2).

El mejor modelo flexural que ajusta la longitud de onda de la deflexión del Moho respecto del modelo sísmico, se calcula con un espesor elástico aproximado de 5 km (figura 5.7). El modelo flexural asociado a espesores elásticos de 5 y 12 km subestiman la deflexión máxima del Moho calculada por el modelo sísmico hasta en más de 1 y 2 km respectivamente (figura 5.7 y 5.9).

Esta diferencia puede ser explicada por la presencia de *underplating* bajo la corteza oceánica. La tasa de *underplating* puede ser estimada al comparar la cantidad de material mantélico de mayor densidad que se adosa por debajo de la corteza oceánica (*underplating*) y el resto de la corteza oceánica más la cantidad de material que forma el edificio volcánico (figura 5.9). Una simple comparación bidimensional entre el modelo sísmico (figura 4.16) y modelos flexurales con espesores elásticos de 5 y 12 km (figura 5.9), muestran que la razón de *underplating* es de aproximadamente 10 % y 17 % respectivamente.

## Apéndice A

# Ecuación Eikonal

Para un medio inhomogéneo en donde se propagan ondas acústicas con velocidad de propagación  $\alpha = \alpha(\mathbf{x})$ , la ecuación de Onda esta dada por:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 P \quad (\text{A.1})$$

Donde  $P = P(\mathbf{x}, t)$  y  $\alpha = \alpha(\mathbf{x})$

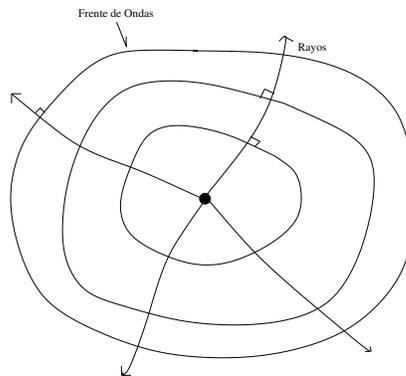


Figura A.1: Deformación para los frentes de ondas para un medio no homogéneo.

En un medio inhomogéneo los frentes de ondas no son necesariamente esféricos y ocurrirá una deformación de este, y los rayos correspondientes no serán líneas rectas sino que curvas complicadas, pero siempre (por definición) perpendiculares a los frentes de ondas. Se postula entonces una solución del tipo:

$$P(\mathbf{x}, t) = A(\mathbf{x})f(t - T(\mathbf{x})) \quad (\text{A.2})$$

que ciertamente si:

$$A = \frac{cte}{|\mathbf{x}|} = \frac{cte}{R}, \quad T = \frac{|\mathbf{x}|}{\alpha} = \frac{R}{\alpha}$$

resulta:

$$P = \frac{cte}{R} \cdot f\left(t - \frac{cte}{R}\right)$$

que representa una onda esférica que emana de una fuente puntual en el origen y se propaga en un medio homogéneo.

La ecuación A.2 define el frente de onda a tiempo  $t_o$  por:

$$t_o = T(\mathbf{x})$$

Los puntos  $\mathbf{x}$  que cumplen esta condición definen una superficie en el espacio donde se encuentra el pulso  $f(t)$  a tiempo  $t_o$ , es decir, el frente de ondas.  $A(\mathbf{x})$ , por otro lado, hace posible la variación de amplitud del pulso a medida que se propaga.

La idea es entonces introducir (A.2) en (A.1) y encontrar condiciones que nos permitan definir  $A(\mathbf{x})$  y  $T(\mathbf{x})$ . Esta operación sin embargo, conviene hacerla en el dominio de las frecuencias en el cual la ecuación A.1 y A.2 toman la forma:

$$(i\omega)^2 \tilde{P} = \alpha^2 \nabla^2 \tilde{P}$$

$$\tilde{P} = A(\mathbf{x})\tilde{f}(\omega)e^{-i\omega T(\mathbf{x})} \quad (\text{A.3})$$

donde  $\tilde{P} = \tilde{P}(\mathbf{x}, \omega)$

Para  $\nabla^2 \tilde{P}$ , se tiene entonces:

$$\nabla^2 \tilde{P} = \nabla \cdot (\nabla \tilde{P}) = \tilde{f}e^{-i\omega T} [-i\omega(2\nabla T \cdot \nabla A + A\nabla^2 T) + (i\omega)^2 A(\nabla T)^2 + \nabla^2 A]$$

Combinando con A.3 y simplificando se obtiene:

$$\frac{\nabla^2 A}{(-i\omega)^2} + \frac{(2\nabla A \cdot \nabla T + A\nabla^2 T)}{-i\omega} + A\left((\nabla T)^2 - \frac{1}{\alpha^2}\right) = 0$$

Si se considera una solución aproximada de altas frecuencias, podemos despreciar los términos proporcionales a  $(-i\omega)^{-2}$  y  $(-i\omega)^{-1}$ , con lo que se obtiene:

$$(\nabla T)^2 - \frac{1}{\alpha^2} = 0 \tag{A.4}$$

Ecuación Eikonal que permite en principio resolver  $T(\mathbf{x})$ . Para encontrar  $A(\mathbf{x})$ , sin embargo, se necesita de otra condición la que se consigue igualando también a cero el término proporcional a  $(-i\omega)^{-1}$ . Esto da como resultado:

$$2\nabla A \cdot \nabla T + A\nabla^2 T = 0 \tag{A.5}$$

que es la ecuación de TRANSPORTE. Esta última permite resolver  $A(\mathbf{x})$  una vez que  $T$  es conocido.

## Ecuación Eikonal

$$\nabla T \cdot \nabla T = (\nabla T)^2 = \frac{1}{\alpha^2} \tag{A.6}$$

$$T(\mathbf{x} + d\mathbf{x}) = T(\mathbf{x}) + \frac{\partial T}{\partial x} dx + \frac{\partial T}{\partial y} dy + \frac{\partial T}{\partial z} dz = T(\mathbf{x}) + \nabla T \cdot d\mathbf{x}$$

Sea  $dT = T(\mathbf{x} + d\mathbf{x}) - T(\mathbf{x})$ , si  $d\mathbf{x} \perp \nabla T$  entonces  $dT = 0$  y  $T(\mathbf{x}) = t$  constante, es decir nos estamos desplazando con el frente de ondas a un tiempo  $t$ .

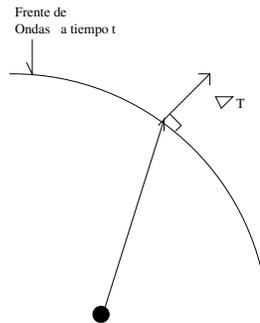


Figura A.2: Frente de Onda para un tiempo  $t$  dado.

Entonces  $\nabla T$  es perpendicular al frente de ondas en cada punto. Por la ecuación Eikonal  $|\nabla T| = \frac{1}{\alpha}$ , ósea  $\alpha \nabla T$  es un vector unitario perpendicular al frente de ondas, es decir en la dirección del rayo ( $\hat{t}$ ).

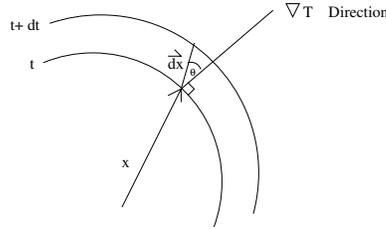


Figura A.3: Relación geométrica entre el vector posición  $\vec{x}$  y  $\nabla T$ .

Se puede ver que  $1 = \nabla T \cdot \frac{d\mathbf{x}}{dt} = \nabla T \cdot \mathbf{v}$  donde  $\mathbf{v}$  es la velocidad de avance del frente de ondas en la dirección  $d\mathbf{x}$ .

Entonces  $\nabla T \cdot \mathbf{v} = |\nabla T| |\mathbf{v}| \cos \theta$  como  $|\nabla T| = \frac{1}{\alpha}$ ;

$$|\mathbf{v}| = \frac{\alpha}{\cos \theta} \geq \alpha$$

La igualdad  $|\mathbf{v}| = \alpha$  se cumple para  $\theta = 0$  es decir para  $d\mathbf{x}$  perpendicular al frente de ondas o equivalentemente cuando  $d\mathbf{x}$  forma parte del rayo.

Para un rayo sísmico se tiene  $d\mathbf{x} = |d\mathbf{x}| \alpha \nabla T$ , donde  $|d\mathbf{x}| = ds$  (elemento de arco para un rayo), así:

$$\frac{d\mathbf{x}}{ds} = \alpha \nabla T = \hat{t}$$

Donde  $ds = \alpha dt$ ;  $dt$ : elemento de tiempo de travesía.

Definiendo  $\mathbf{p} = \frac{1}{\alpha} \frac{d\mathbf{x}}{ds} = \nabla T$  ( $\mathbf{p}$  corresponde a la lentitud e indica la dirección de propagación del rayo).

Para trazar rayos se necesita además de conocer su dirección, el cambio de esta dirección a lo largo del rayo. Se tiene que:

$$\frac{d\mathbf{p}}{ds} = \frac{d}{ds}(\nabla T) = (\hat{t} \cdot \nabla) \nabla T$$

Donde  $\hat{t}$  es el vector unitario en la dirección de  $ds$ , es decir en la dirección del rayo ( $\hat{t} = \alpha \nabla T$ ).

$$\therefore \frac{d\mathbf{p}}{ds} = (\alpha \nabla T \cdot \nabla) \nabla T = \frac{1}{2} \alpha \nabla (\nabla T) \text{ y por la ecuación Eikonal}$$

$$\frac{d\mathbf{p}}{ds} = \frac{1}{2} \nabla \left( \frac{1}{\alpha^2} \right) = \nabla \left( \frac{1}{\alpha} \right) \quad (\text{A.7})$$

## Ecuaciones de un rayo sísmico en un medio bidimensional

Para un medio bidimensional  $\alpha = \alpha(x, z)$  se tiene que:

$$\mathbf{p} = (p_x, p_z) = \frac{1}{\alpha} \left( \frac{dx}{ds}, \frac{dz}{ds} \right) = \frac{1}{\alpha} \frac{d\mathbf{x}}{ds} \quad (\text{A.8})$$

$$\frac{d\mathbf{p}}{ds} = \left( \frac{dp_x}{ds}, \frac{dp_z}{ds} \right) = \left( \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{\alpha} \right), \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{\alpha} \right) \right) = \nabla \left( \frac{1}{\alpha} \right) \quad (\text{A.9})$$

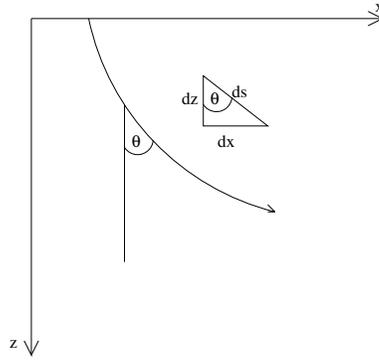


Figura A.4: Trayectoria de un rayo en el plano X-Z y elemento de arco para un rayo.

Al introducir  $p_x = \frac{\sin\theta}{\alpha}$ ,  $p_z = \frac{\cos\theta}{\alpha}$  y  $ds = \alpha dt$  en (A.8) y (A.9) se llega al sistema de ecuaciones cinemáticas (A.10), (A.11) y (A.12) (figura A.4).

**Sistemas de ecuaciones diferenciales de primer orden que determina el trazado de rayos sísmicos**

$$\frac{dx}{dt} = \alpha(x, z) \cdot \sin\theta \quad (\text{A.10})$$

$$\frac{dz}{dt} = \alpha(x, z) \cdot \cos\theta \quad (\text{A.11})$$

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{\partial\alpha}{\partial x} \cdot \cos\theta + \frac{\partial\alpha}{\partial z} \cdot \sin\theta \quad (\text{A.12})$$

$$-\pi \leq \theta \leq \pi$$

## Apéndice B

# Método Numérico de Runge-Kutta

Sea un sistema de  $N$  ecuaciones diferenciales de primer orden para  $n$  funciones  $y_i = y_i(t)$  con  $i = 1, 2, \dots, n$  :

$$\frac{dy_i(t)}{dt} = f_i(t, y_1, y_2, \dots, y_n) \quad (\text{B.1})$$

$$i = 1, 2, \dots, n$$

Donde  $t$  es la variable independiente e  $y_i = y_i(t)$  la variable dependiente. Las funciones  $f_i$  están dadas por la dinámica del problema ( en trazado de rayos las funciones  $f_i$  no dependen de  $t$  pero sí de las variables dependiente  $(x, z, \theta)$ ).

Se quiere resolver el sistema para una serie de puntos equiespaciados:

$$t_k = t_o + k \cdot \Delta h \quad (\text{B.2})$$

$$k = 1, 2, 3, \dots \text{ con } \Delta h = cte$$

Para  $k = 0$ ,  $t_k = t_o$ ,  $y_{io} = y_i(t_o)$  corresponde a la condición inicial conocida para todo  $i = 1, 2, \dots, n$ . El algoritmo de Runge-Kutta de cuarto orden calcula recursivamente  $y_{ik} = y_{ik}(t_k)$  según la fórmula de recurrencia:

$$y_{ik+1} = y_{ik} + \frac{\Delta h}{6} \cdot (m_{i1} + 2m_{i2} + 2m_{i3} + m_{i4}) \quad (\text{B.3})$$

$$i = 1, 2, \dots, n$$

Donde:

$$m_{i1} = f_i(t_k, y_{1k}, y_{2k}, \dots, y_{nk})$$

$$m_{i2} = f_i(t_k + \Delta h/2, y_{1k} + (m_{11}\Delta h)/2, y_{2k} + (m_{21}\Delta h)/2, \dots, y_{nk} + (m_{n1}\Delta h)/2)$$

$$m_{i3} = f_i(t_k + \Delta h/2, y_{1k} + (m_{12}\Delta h)/2, y_{2k} + (m_{22}\Delta h)/2, \dots, y_{nk} + (m_{n2}\Delta h)/2)$$

$$m_{i4} = f_i(t_k + \Delta h, y_{1k} + (m_{13}\Delta h)/2, y_{2k} + (m_{23}\Delta h)/2, \dots, y_{nk} + (m_{n3}\Delta h)/2)$$

y el error cometido es del orden de  $O(\Delta h^5)$  con lo cual el método es de cuarto orden.

## Apéndice C

# Leyes de Óptica Geométrica

Las condiciones de borde en las interfaces de estructuras geológicas para los rayos sísmicos son análogas a las condiciones de borde para los rayos de luz que provienen de las leyes de óptica geométrica o aproximación de altas frecuencias. Este tratamiento es válido cuando la longitud de onda es mucho menor que las dimensiones del sistema físico en cual esta onda se propaga. Lo cual es el caso de las ondas sísmicas que en su travesía recorren varias veces su longitud de onda característica (altas frecuencias), luego es válida la teoría de rayos.

Las leyes para un rayo sísmico que incide sobre un interfaz son las siguientes:

***Ley de Reflexión:*** Un rayo que incide sobre la superficie de separación entre dos medios, se refleja (parcialmente). El rayo incidente y la normal a la superficie determinan el plano de incidencia (figura C.1). Si el rayo incidente forma un ángulo  $\theta_1$  con la normal, el rayo reflejado también está contenido en el plano de incidencia, al otro lado de la normal, y formando con ésta el mismo ángulo:  $\theta_1 = \theta_{1r}$ . En otras palabras, el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión.

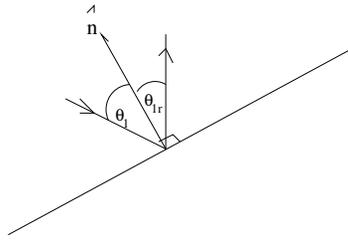


Figura C.1: Principio de reflexión.

**Ley de Refracción:** El rayo refractado se trasmite al segundo medio (figura C.2). Dicho rayo refractado también está contenido en el plano de incidencia y forma un ángulo  $\theta_2$  con la normal, dado por la ley de Snell:

$$\frac{\alpha_1}{\alpha_2} = \frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} \quad (\text{C.1})$$

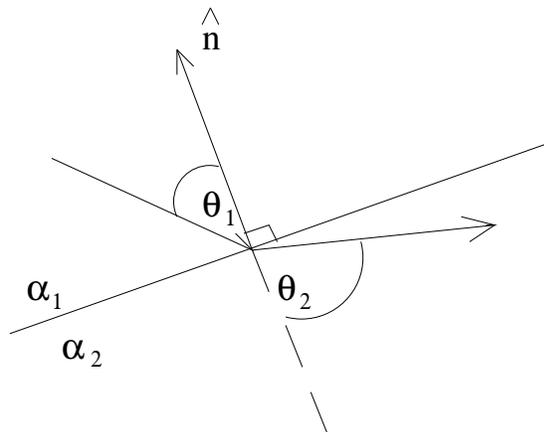


Figura C.2: Principio de refracción : Ley de Snell.

La onda refractada crítica es la que incide en el *Medio 2* con velocidad de propagación  $\alpha_2$  y con ángulo crítico:

$$\theta_c = \arcsin\left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2}\right) \quad (\text{C.2})$$

esta onda se trasmite a lo largo de la superficie de separación con velocidad  $\alpha_2$  y vuelve a refractarse al *Medio 1* con velocidad  $\alpha_1$  y con el mismo ángulo  $\theta_c$  (figura C.3).

Si el ángulo de incidencia  $\theta_1$  es mayor que  $\theta_c$  no existe onda refractada y toda la energía es reflejada.

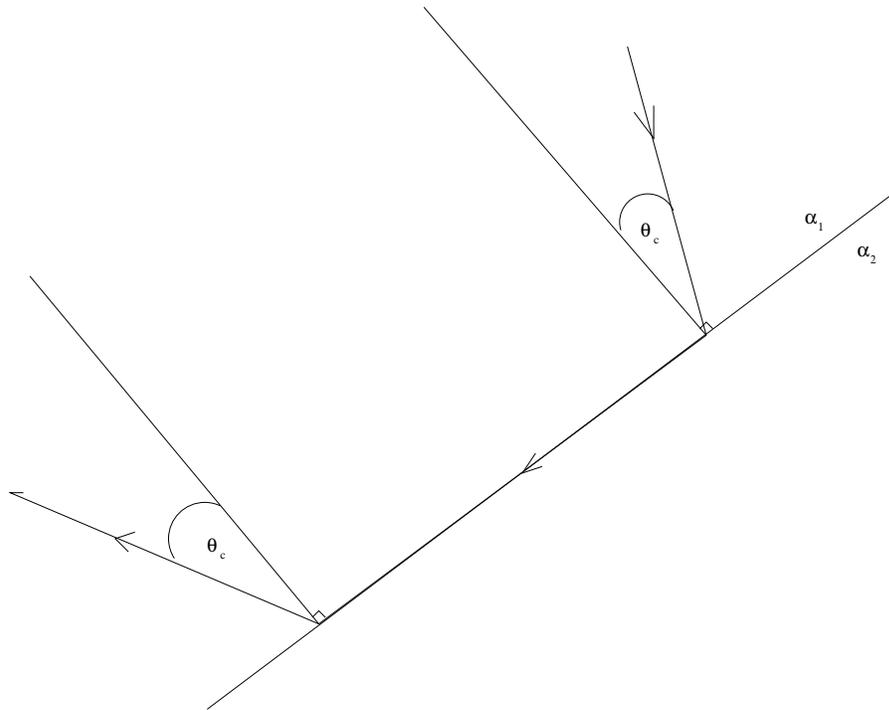


Figura C.3: Onda refractada crítica.

## Apéndice D

# Modelo 2D de Estructura de Velocidades del Perfil Sísmico P03

En este apéndice se muestra en mayor detalle la construcción del modelo de estructura de velocidades 2D del perfil sísmico de refracción de gran ángulo P03 (2D - V(x,z) - P03) mostrado en la figura 4.16.

### Definición de parámetros

La discretización del modelo es construido en base a trapecios [Zelt and Smith, 1992] (ver capítulo 3 para más detalle), el modelo 2D - V(x,z) - P03 posee 7 capas (C1 - C7) (ver capítulo 4). Sea  $N_f$  el número de filas (capas) y  $N_c$  el número de trapecios que posee cada capa (número de columnas), entonces el número total de trapecios del modelo es  $N_f \cdot N_c$  (ver figura D.1).

La información de la velocidad y la geometría se encuentra en los nodos de cada trapecio, la notación de los nodos es la siguiente (más detalle ver capítulo 3):

Tabla D.1: Notación para los nodos de un trapecio

$P_{1a} = (x_1, z_{1a}, v_{1a})$
$P_{2a} = (x_2, z_{2a}, v_{2a})$
$P_{1b} = (x_1, z_{1b}, v_{1b})$
$P_{2b} = (x_2, z_{2b}, v_{2b})$

Para el caso del modelo 2D -  $V(x,z)$  - P03 (figuras 4.8 y D.1), el número de capas  $N_f$  es igual a 7 y el número de trapecios en cada capa es  $N_c = 45$ , luego se tienen 315 trapecios, cuyos nodos se muestran en la tabla D.2. En donde  $N_{tr}$  corresponde al número del trapecio y  $N_{cap}$  al número de capa (ver figura D.1).



Tabla D.2: **Tabla de nodos del modelo V(x,z) - 2D - P03**

$N_{tr}$ : número de trapecio ( $N_{tr}$ : 1 ..315),  $N_{cap}$ : número de capa ( $N_{cap}$ : 1 ..7)

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
1	0.00	7.50	0.00	0.00	3.86	3.87	1.50	1.50	1.50	1.50	1
2	7.50	13.18	0.00	0.00	3.86	3.86	1.50	1.50	1.50	1.50	1
3	13.18	16.47	0.00	0.00	3.91	3.86	1.50	1.50	1.50	1.50	1
4	16.47	19.16	0.00	0.00	3.90	3.91	1.50	1.50	1.50	1.50	1
5	19.16	35.46	0.00	0.00	4.00	3.90	1.50	1.50	1.50	1.50	1
6	35.46	52.45	0.00	0.00	4.11	4.00	1.50	1.50	1.50	1.50	1
7	52.45	68.48	0.00	0.00	4.11	4.11	1.50	1.50	1.50	1.50	1
8	68.48	76.49	0.00	0.00	4.07	4.11	1.50	1.50	1.50	1.50	1
9	76.49	82.80	0.00	0.00	4.01	4.07	1.50	1.50	1.50	1.50	1
10	82.80	87.81	0.00	0.00	3.84	4.01	1.50	1.50	1.50	1.50	1
11	87.81	93.47	0.00	0.00	3.69	3.84	1.50	1.50	1.50	1.50	1
12	93.47	98.13	0.00	0.00	3.59	3.69	1.50	1.50	1.50	1.50	1
13	98.13	102.15	0.00	0.00	3.50	3.59	1.50	1.50	1.50	1.50	1
14	102.15	105.46	0.00	0.00	3.50	3.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1
15	105.46	110.14	0.00	0.00	3.26	3.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1
16	110.14	114.15	0.00	0.00	3.08	3.26	1.50	1.50	1.50	1.50	1
17	114.15	118.12	0.00	0.00	2.53	3.08	1.50	1.50	1.50	1.50	1
18	118.12	120.46	0.00	0.00	1.93	2.53	1.50	1.50	1.50	1.50	1
19	120.46	121.81	0.00	0.00	1.49	1.93	1.50	1.50	1.50	1.50	1
20	121.81	122.15	0.00	0.00	1.37	1.49	1.50	1.50	1.50	1.50	1
21	122.15	123.46	0.00	0.00	0.91	1.37	1.50	1.50	1.50	1.50	1
22	123.46	125.13	0.00	0.00	0.96	0.91	1.50	1.50	1.50	1.50	1
23	125.13	126.12	0.00	0.00	1.12	0.96	1.50	1.50	1.50	1.50	1
24	126.12	127.17	0.00	0.00	1.55	1.12	1.50	1.50	1.50	1.50	1
25	127.17	130.48	0.00	0.00	2.55	1.55	1.50	1.50	1.50	1.50	1
26	130.48	131.50	0.00	0.00	2.78	2.55	1.50	1.50	1.50	1.50	1
27	131.50	133.51	0.00	0.00	3.15	2.78	1.50	1.50	1.50	1.50	1
28	133.51	138.51	0.00	0.00	3.78	3.15	1.50	1.50	1.50	1.50	1
29	138.51	142.83	0.00	0.00	3.73	3.78	1.50	1.50	1.50	1.50	1
30	142.83	150.79	0.00	0.00	3.71	3.73	1.50	1.50	1.50	1.50	1

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
31	150.79	155.14	0.00	0.00	3.81	3.71	1.50	1.50	1.50	1.50	1
32	155.14	159.14	0.00	0.00	3.80	3.81	1.50	1.50	1.50	1.50	1
33	159.14	162.82	0.00	0.00	3.65	3.80	1.50	1.50	1.50	1.50	1
34	162.82	164.49	0.00	0.00	4.06	3.65	1.50	1.50	1.50	1.50	1
35	164.49	171.47	0.00	0.00	4.00	4.06	1.50	1.50	1.50	1.50	1
36	171.47	175.16	0.00	0.00	3.96	4.00	1.50	1.50	1.50	1.50	1
37	175.16	179.12	0.00	0.00	3.86	3.96	1.50	1.50	1.50	1.50	1
38	179.12	183.84	0.00	0.00	4.17	3.86	1.50	1.50	1.50	1.50	1
39	183.84	187.48	0.00	0.00	4.62	4.17	1.50	1.50	1.50	1.50	1
40	187.48	195.79	0.00	0.00	4.96	4.62	1.50	1.50	1.50	1.50	1
41	195.79	197.15	0.00	0.00	5.33	4.96	1.50	1.50	1.50	1.50	1
42	197.15	200.13	0.00	0.00	5.37	5.33	1.50	1.50	1.50	1.50	1
43	200.13	204.82	0.00	0.00	5.41	5.37	1.50	1.50	1.50	1.50	1
44	204.82	211.84	0.00	0.00	5.40	5.41	1.50	1.50	1.50	1.50	1
45	211.84	214.81	0.00	0.00	5.40	5.40	1.50	1.50	1.50	1.50	1
46	0.00	7.50	3.87	3.86	4.05	4.05	1.70	1.70	1.80	1.80	2
47	7.50	13.18	3.86	3.86	4.05	4.05	1.70	1.70	1.80	1.80	2
48	13.18	16.47	3.86	3.91	4.05	4.05	1.70	1.70	1.80	1.80	2
49	16.47	19.16	3.91	3.90	4.05	4.05	1.70	1.70	1.80	1.80	2
50	19.16	35.46	3.90	4.00	4.16	4.05	1.70	1.70	1.80	1.80	2
51	35.46	52.45	4.00	4.11	4.27	4.16	1.70	1.70	1.80	1.80	2
52	52.45	68.48	4.11	4.11	4.28	4.27	1.70	1.70	1.80	1.80	2
53	68.48	76.49	4.11	4.07	4.23	4.28	1.70	1.70	1.80	1.80	2
54	76.49	82.80	4.07	4.01	4.18	4.23	1.70	1.70	1.80	1.80	2
55	82.80	87.81	4.01	3.84	4.12	4.18	1.60	1.60	1.70	1.70	2
56	87.81	93.47	3.84	3.69	3.97	4.12	1.60	1.60	1.70	1.70	2
57	93.47	98.13	3.69	3.59	3.86	3.97	1.60	1.60	1.70	1.70	2
58	98.13	102.15	3.59	3.50	3.81	3.86	1.60	1.60	1.70	1.70	2
59	102.15	105.46	3.50	3.50	3.77	3.81	1.60	1.60	1.70	1.70	2
60	105.46	110.14	3.50	3.26	3.42	3.77	1.60	1.60	1.70	1.70	2
61	110.14	114.15	3.26	3.08	3.23	3.42	1.60	1.60	1.70	1.70	2
62	114.15	118.12	3.08	2.53	2.69	3.23	1.60	1.60	1.70	1.70	2

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
63	118.12	120.46	2.53	1.93	2.15	2.69	1.60	1.60	1.70	1.70	2
64	120.46	121.81	1.93	1.49	1.81	2.15	1.60	1.60	1.70	1.70	2
65	121.81	122.15	1.49	1.37	1.68	1.81	1.60	1.60	1.70	1.70	2
66	122.15	123.46	1.37	0.91	1.28	1.68	1.60	1.60	1.70	1.70	2
67	123.46	125.13	0.91	0.96	1.29	1.28	1.60	1.60	1.70	1.70	2
68	125.13	126.12	0.96	1.12	1.50	1.29	1.60	1.60	1.70	1.70	2
69	126.12	127.17	1.12	1.55	1.82	1.50	1.60	1.60	1.70	1.70	2
70	127.17	130.48	1.55	2.55	2.82	1.82	1.60	1.60	1.70	1.70	2
71	130.48	131.50	2.55	2.78	3.03	2.82	1.60	1.60	1.70	1.70	2
72	131.50	133.51	2.78	3.15	3.48	3.03	1.60	1.60	1.70	1.70	2
73	133.51	138.51	3.15	3.78	3.95	3.48	1.60	1.60	1.70	1.70	2
74	138.51	142.83	3.78	3.73	3.91	3.95	1.60	1.60	1.70	1.70	2
75	142.83	150.79	3.73	3.71	3.85	3.91	1.60	1.60	1.70	1.70	2
76	150.79	155.14	3.71	3.81	3.93	3.85	1.60	1.60	1.70	1.70	2
77	155.14	159.14	3.81	3.80	3.88	3.93	1.60	1.60	1.70	1.70	2
78	159.14	162.82	3.80	3.65	3.83	3.88	1.60	1.60	1.70	1.70	2
79	162.82	164.49	3.65	4.06	4.06	3.83	1.60	1.60	1.70	1.70	2
80	164.49	171.47	4.06	4.00	4.10	4.06	1.60	1.60	1.70	1.70	2
81	171.47	175.16	4.00	3.96	4.05	4.10	1.60	1.60	1.70	1.70	2
82	175.16	179.12	3.96	3.86	4.03	4.05	1.60	1.60	1.70	1.70	2
83	179.12	183.84	3.86	4.17	4.39	4.03	1.60	1.60	1.70	1.70	2
84	183.84	187.48	4.17	4.62	4.71	4.39	1.60	1.60	1.70	1.70	2
85	187.48	195.79	4.62	4.96	5.25	4.71	1.60	1.60	1.70	1.70	2
86	195.79	197.15	4.96	5.33	5.42	5.25	1.60	1.60	1.70	1.70	2
87	197.15	200.13	5.33	5.37	5.48	5.42	1.60	1.60	1.70	1.70	2
88	200.13	204.82	5.37	5.41	5.58	5.48	1.60	1.60	1.70	1.70	2
89	204.82	211.84	5.41	5.40	5.58	5.58	1.60	1.60	1.70	1.70	2
90	211.84	214.81	5.40	5.40	6.00	5.58	1.60	1.60	1.70	1.70	2
91	0.00	7.50	4.05	4.05	4.62	4.55	3.30	3.30	4.00	4.00	3
92	7.50	13.18	4.05	4.05	4.62	4.62	3.30	3.30	4.00	4.00	3
93	13.18	16.47	4.05	4.05	4.62	4.62	3.30	3.30	4.00	4.00	3
94	16.47	19.16	4.05	4.05	4.62	4.62	3.30	3.30	4.00	4.00	3
95	19.16	35.46	4.05	4.16	4.80	4.62	3.30	3.30	4.00	4.00	3

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
96	35.46	52.45	4.16	4.27	4.84	4.80	3.30	3.30	4.00	4.00	3
97	52.45	68.48	4.27	4.28	4.84	4.84	3.30	3.30	4.00	4.00	3
98	68.48	76.49	4.28	4.23	4.84	4.84	3.30	3.30	4.00	4.00	3
99	76.49	82.80	4.23	4.18	4.84	4.84	3.30	3.30	4.00	4.00	3
100	82.80	87.81	4.18	4.12	4.79	4.84	3.50	3.50	3.80	3.80	3
101	87.81	93.47	4.12	3.97	4.67	4.79	3.50	3.50	3.80	3.80	3
102	93.47	98.13	3.97	3.86	4.67	4.67	3.50	3.50	3.80	3.80	3
103	98.13	102.15	3.86	3.81	4.64	4.67	3.50	3.50	3.80	3.80	3
104	102.15	105.46	3.81	3.77	4.53	4.64	3.50	3.50	3.80	3.80	3
105	105.46	110.14	3.77	3.42	4.39	4.53	3.50	3.50	3.80	3.80	3
106	110.14	114.15	3.42	3.23	3.98	4.39	3.50	3.50	3.80	3.80	3
107	114.15	118.12	3.23	2.69	3.45	3.98	3.50	3.50	3.80	3.80	3
108	118.12	120.46	2.69	2.15	2.90	3.45	3.50	3.50	3.80	3.80	3
109	120.46	121.81	2.15	1.81	2.26	2.90	3.50	3.50	3.80	3.80	3
110	121.81	122.15	1.81	1.68	2.03	2.26	3.50	3.50	3.80	3.80	3
111	122.15	123.46	1.68	1.28	1.60	2.03	3.50	3.50	3.80	3.80	3
112	123.46	125.13	1.28	1.29	1.68	1.60	3.50	3.50	3.80	3.80	3
113	125.13	126.12	1.29	1.50	1.95	1.68	3.50	3.50	3.80	3.80	3
114	126.12	127.17	1.50	1.82	2.35	1.95	3.50	3.50	3.80	3.80	3
115	127.17	130.48	1.82	2.82	3.41	2.35	3.50	3.50	3.80	3.80	3
116	130.48	131.50	2.82	3.03	3.63	3.41	3.50	3.50	3.80	3.80	3
117	131.50	133.51	3.03	3.48	4.06	3.63	3.50	3.50	3.80	3.80	3
118	133.51	138.51	3.48	3.95	4.42	4.06	3.50	3.50	3.80	3.80	3
119	138.51	142.83	3.95	3.91	4.50	4.42	3.50	3.50	3.80	3.80	3
120	142.83	150.79	3.91	3.85	4.51	4.50	3.50	3.50	3.80	3.80	3
121	150.79	155.14	3.85	3.93	4.51	4.51	3.50	3.50	3.80	3.80	3
122	155.14	159.14	3.93	3.88	4.51	4.51	3.50	3.50	3.80	3.80	3
123	159.14	162.82	3.88	3.83	4.54	4.51	3.50	3.50	3.80	3.80	3
124	162.82	164.49	3.83	4.06	4.73	4.54	3.20	3.20	3.80	3.80	3
125	164.49	171.47	4.06	4.10	4.73	4.73	3.20	3.20	3.80	3.80	3
126	171.47	175.16	4.10	4.05	4.75	4.73	3.20	3.20	3.80	3.80	3
127	175.16	179.12	4.05	4.03	4.79	4.75	3.20	3.20	3.80	3.80	3
128	179.12	183.84	4.03	4.39	4.92	4.79	3.20	3.20	3.80	3.80	3

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
129	183.84	187.48	4.39	4.71	5.16	4.92	3.20	3.20	3.80	3.80	3
130	187.48	195.79	4.71	5.25	5.57	5.16	3.20	3.20	3.80	3.80	3
131	195.79	197.15	5.25	5.42	5.74	5.57	3.20	3.20	3.80	3.80	3
132	197.15	200.13	5.42	5.48	5.84	5.74	3.20	3.20	3.80	3.80	3
133	200.13	204.82	5.48	5.58	5.99	5.84	3.20	3.20	3.80	3.80	3
134	204.82	211.84	5.58	5.58	6.16	5.99	3.20	3.20	3.80	3.80	3
135	211.84	214.81	5.58	6.00	6.40	6.16	3.20	3.20	3.80	3.80	3
136	0.00	7.50	4.55	4.62	5.30	5.30	4.50	4.50	5.00	5.00	4
137	7.50	13.18	4.62	4.62	5.32	5.30	4.50	4.50	5.00	5.00	4
138	13.18	16.47	4.62	4.62	5.33	5.32	4.50	4.50	5.00	5.00	4
139	16.47	19.16	4.62	4.62	5.34	5.33	4.50	4.50	5.00	5.00	4
140	19.16	35.46	4.62	4.80	5.54	5.34	4.50	4.50	5.00	5.00	4
141	35.46	52.45	4.80	4.84	5.62	5.54	4.50	4.50	5.00	5.00	4
142	52.45	68.48	4.84	4.84	5.62	5.62	4.50	4.50	5.00	5.00	4
143	68.48	76.49	4.84	4.84	5.62	5.62	4.50	4.50	5.00	5.00	4
144	76.49	82.80	4.84	4.84	5.62	5.62	4.50	4.50	5.00	5.00	4
145	82.80	87.81	4.84	4.79	5.62	5.62	4.50	4.50	5.00	5.00	4
146	87.81	93.47	4.79	4.67	5.56	5.62	4.50	4.50	5.00	5.00	4
147	93.47	98.13	4.67	4.67	5.43	5.56	4.50	4.50	5.00	5.00	4
148	98.13	102.15	4.67	4.64	5.31	5.43	4.50	4.50	5.00	5.00	4
149	102.15	105.46	4.64	4.53	5.21	5.31	4.50	4.50	5.00	5.00	4
150	105.46	110.14	4.53	4.39	5.07	5.21	4.50	4.50	5.00	5.00	4
151	110.14	114.15	4.39	3.98	4.93	5.07	4.50	4.50	5.00	5.00	4
152	114.15	118.12	3.98	3.45	4.61	4.93	4.50	4.50	5.00	5.00	4
153	118.12	120.46	3.45	2.90	4.42	4.61	4.50	4.50	5.00	5.00	4
154	120.46	121.81	2.90	2.26	4.34	4.42	4.50	4.50	5.00	5.00	4
155	121.81	122.15	2.26	2.03	4.34	4.34	4.50	4.50	5.00	5.00	4
156	122.15	123.46	2.03	1.60	4.34	4.34	4.50	4.50	5.00	5.00	4
157	123.46	125.13	1.60	1.68	4.34	4.34	4.50	4.50	5.00	5.00	4
158	125.13	126.12	1.68	1.95	4.34	4.34	4.50	4.50	5.00	5.00	4
159	126.12	127.17	1.95	2.35	4.34	4.34	4.50	4.50	5.00	5.00	4
160	127.17	130.48	2.35	3.41	4.44	4.34	4.50	4.50	5.00	5.00	4
161	130.48	131.50	3.41	3.63	4.53	4.44	4.50	4.50	5.00	5.00	4

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
162	131.50	133.51	3.63	4.06	4.70	4.53	4.50	4.50	5.00	5.00	4
163	133.51	138.51	4.06	4.42	5.12	4.70	4.50	4.50	5.00	5.00	4
164	138.51	142.83	4.42	4.50	5.13	5.12	4.50	4.50	5.00	5.00	4
165	142.83	150.79	4.50	4.51	5.18	5.13	4.50	4.50	5.00	5.00	4
166	150.79	155.14	4.51	4.51	5.18	5.18	4.50	4.50	5.00	5.00	4
167	155.14	159.14	4.51	4.51	5.20	5.18	4.50	4.50	5.00	5.00	4
168	159.14	162.82	4.51	4.54	5.28	5.20	4.50	4.50	5.00	5.00	4
169	162.82	164.49	4.54	4.73	5.47	5.28	4.00	4.00	5.00	5.00	4
170	164.49	171.47	4.73	4.73	5.56	5.47	4.00	4.00	5.00	5.00	4
171	171.47	175.16	4.73	4.75	5.63	5.56	4.00	4.00	5.00	5.00	4
172	175.16	179.12	4.75	4.79	5.74	5.63	4.00	4.00	5.00	5.00	4
173	179.12	183.84	4.79	4.92	5.91	5.74	4.00	4.00	5.00	5.00	4
174	183.84	187.48	4.92	5.16	6.07	5.91	4.00	4.00	5.00	5.00	4
175	187.48	195.79	5.16	5.57	6.47	6.07	4.00	4.00	5.00	5.00	4
176	195.79	197.15	5.57	5.74	6.53	6.47	4.00	4.00	5.00	5.00	4
177	197.15	200.13	5.74	5.84	6.65	6.53	4.00	4.00	5.00	5.00	4
178	200.13	204.82	5.84	5.99	6.77	6.65	4.00	4.00	5.00	5.00	4
179	204.82	211.84	5.99	6.16	6.89	6.77	4.00	4.00	5.00	5.00	4
180	211.84	214.81	6.16	6.40	6.80	6.89	4.00	4.00	5.00	5.00	4
181	0.00	7.50	5.30	5.30	6.77	6.75	5.50	5.50	6.40	6.40	5
182	7.50	13.18	5.30	5.32	6.80	6.77	5.50	5.50	6.40	6.40	5
183	13.18	16.47	5.32	5.33	6.81	6.80	5.50	5.50	6.40	6.40	5
184	16.47	19.16	5.33	5.34	6.83	6.81	5.50	5.50	6.40	6.40	5
185	19.16	35.46	5.34	5.54	6.91	6.83	5.50	5.50	6.40	6.40	5
186	35.46	52.45	5.54	5.62	6.95	6.91	5.50	5.50	6.40	6.40	5
187	52.45	68.48	5.62	5.62	6.95	6.95	5.50	5.50	6.40	6.40	5
188	68.48	76.49	5.62	5.62	6.95	6.95	5.50	5.50	6.40	6.40	5
189	76.49	82.80	5.62	5.62	6.95	6.95	5.50	5.50	6.40	6.40	5
190	82.80	87.81	5.62	5.62	6.95	6.95	5.71	5.71	6.40	6.40	5
191	87.81	93.47	5.62	5.56	6.95	6.95	5.71	5.71	6.40	6.40	5
192	93.47	98.13	5.56	5.43	6.87	6.95	5.71	5.71	6.40	6.40	5
193	98.13	102.15	5.43	5.31	6.74	6.87	5.71	5.71	6.40	6.40	5
194	102.15	105.46	5.31	5.21	6.63	e 6.74	5.71	5.71	6.40	6.40	5

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
195	105.46	110.14	5.21	5.07	6.58	6.63	5.71	5.71	6.40	6.40	5
196	110.14	114.15	5.07	4.93	6.57	6.58	5.71	5.71	6.40	6.40	5
197	114.15	118.12	4.93	4.61	6.52	6.57	5.71	5.71	6.40	6.40	5
198	118.12	120.46	4.61	4.42	6.52	6.52	5.71	5.71	6.40	6.40	5
199	120.46	121.81	4.42	4.34	6.52	6.52	5.71	5.71	6.40	6.40	5
200	121.81	122.15	4.34	4.34	6.52	6.52	5.71	5.71	6.40	6.40	5
201	122.15	123.46	4.34	4.34	6.52	6.52	5.71	5.71	6.40	6.40	5
202	123.46	125.13	4.34	4.34	6.52	6.52	5.71	5.71	6.40	6.40	5
203	125.13	126.12	4.34	4.34	6.52	6.52	5.71	5.71	6.40	6.40	5
204	126.12	127.17	4.34	4.34	6.52	6.52	5.71	5.71	6.40	6.40	5
205	127.17	130.48	4.34	4.44	6.57	6.52	5.71	5.71	6.40	6.40	5
206	130.48	131.50	4.44	4.53	6.63	6.57	5.71	5.71	6.40	6.40	5
207	131.50	133.51	4.53	4.70	6.75	6.63	5.71	5.71	6.40	6.40	5
208	133.51	138.51	4.70	5.12	7.06	6.75	5.71	5.71	6.40	6.40	5
209	138.51	142.83	5.12	5.13	7.30	7.06	5.71	5.71	6.40	6.40	5
210	142.83	150.79	5.13	5.18	7.59	7.30	5.71	5.71	6.40	6.40	5
211	150.79	155.14	5.18	5.18	7.69	7.59	5.71	5.71	6.40	6.40	5
212	155.14	159.14	5.18	5.20	7.78	7.69	5.71	5.71	6.40	6.40	5
213	159.14	162.82	5.20	5.28	7.84	7.78	5.71	5.71	6.40	6.40	5
214	162.82	164.49	5.28	5.47	7.86	7.84	5.71	5.71	6.40	6.40	5
215	164.49	171.47	5.47	5.56	7.96	7.86	5.60	5.60	6.42	6.42	5
216	171.47	175.16	5.56	5.63	8.03	7.96	5.60	5.60	6.42	6.42	5
217	175.16	179.12	5.63	5.74	8.11	8.03	5.60	5.60	6.42	6.42	5
218	179.12	183.84	5.74	5.91	8.18	8.11	5.60	5.60	6.42	6.42	5
219	183.84	187.48	5.91	6.07	8.23	8.18	5.60	5.60	6.42	6.42	5
220	187.48	195.79	6.07	6.47	8.34	8.23	5.60	5.60	6.42	6.42	5
221	195.79	197.15	6.47	6.53	8.36	8.34	5.60	5.60	6.42	6.42	5
222	197.15	200.13	6.53	6.65	8.39	8.36	5.60	5.60	6.42	6.42	5
223	200.13	204.82	6.65	6.77	8.52	8.39	5.60	5.60	6.42	6.42	5
224	204.82	211.84	6.77	6.89	8.78	8.52	5.60	5.60	6.42	6.42	5
225	211.84	214.81	6.89	6.80	8.60	8.78	5.60	5.60	6.42	6.42	5
226	0.00	7.50	6.75	6.77	9.82	9.80	6.50	6.50	7.00	7.00	6
227	7.50	13.18	6.77	6.80	9.82	9.82	6.50	6.50	7.00	7.00	6

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
228	13.18	16.47	6.80	6.81	9.82	9.82	6.50	6.50	7.00	7.00	6
229	16.47	19.16	6.81	6.83	9.82	9.82	6.50	6.50	7.00	7.00	6
230	19.16	35.46	6.83	6.91	9.82	9.82	6.50	6.50	7.00	7.00	6
231	35.46	52.45	6.91	6.95	9.91	9.82	6.50	6.50	7.00	7.00	6
232	52.45	68.48	6.95	6.95	10.59	9.91	6.55	6.55	7.00	7.00	6
233	68.48	76.49	6.95	6.95	11.14	10.59	6.60	6.60	7.00	7.00	6
234	76.49	82.80	6.95	6.95	11.85	11.14	6.65	6.65	7.00	7.00	6
235	82.80	87.81	6.95	6.95	12.41	11.85	6.70	6.70	7.00	7.00	6
236	87.81	93.47	6.95	6.95	12.87	12.41	6.70	6.70	7.00	7.00	6
237	93.47	98.13	6.95	6.87	13.24	12.87	6.70	6.70	7.00	7.00	6
238	98.13	102.15	6.87	6.74	13.56	13.24	6.70	6.70	7.00	7.00	6
239	102.15	105.46	6.74	6.63	13.73	13.56	6.70	6.70	7.00	7.00	6
240	105.46	110.14	6.63	6.58	13.91	13.73	6.70	6.70	7.00	7.00	6
241	110.14	114.15	6.58	6.57	14.04	13.91	6.70	6.70	7.00	7.00	6
242	114.15	118.12	6.57	6.52	14.10	14.04	6.70	6.70	7.00	7.00	6
243	118.12	120.46	6.52	6.52	14.14	14.10	6.70	6.70	7.00	7.00	6
244	120.46	121.81	6.52	6.52	14.16	14.14	6.70	6.70	7.00	7.00	6
245	121.81	122.15	6.52	6.52	14.16	14.16	6.70	6.70	7.00	7.00	6
246	122.15	123.46	6.52	6.52	14.18	14.16	6.70	6.70	7.00	7.00	6
247	123.46	125.13	6.52	6.52	14.17	14.18	6.70	6.70	7.00	7.00	6
248	125.13	126.12	6.52	6.52	14.18	14.17	6.70	6.70	7.00	7.00	6
249	126.12	127.17	6.52	6.52	14.19	14.18	6.70	6.70	7.00	7.00	6
250	127.17	130.48	6.52	6.57	14.19	14.19	6.70	6.70	7.00	7.00	6
251	130.48	131.50	6.57	6.63	14.19	14.19	6.70	6.70	7.00	7.00	6
252	131.50	133.51	6.63	6.75	14.19	14.19	6.70	6.70	7.00	7.00	6
253	133.51	138.51	6.75	7.06	14.18	14.19	6.70	6.70	7.00	7.00	6
254	138.51	142.83	7.06	7.30	14.11	14.18	6.70	6.70	7.00	7.00	6
255	142.83	150.79	7.30	7.59	13.97	14.11	6.70	6.70	7.00	7.00	6
256	150.79	155.14	7.59	7.69	13.73	13.97	6.70	6.70	7.00	7.00	6
257	155.14	159.14	7.69	7.78	13.37	13.73	6.70	6.70	7.00	7.00	6
258	159.14	162.82	7.78	7.84	13.18	13.37	6.70	6.70	7.00	7.00	6
259	162.82	164.49	7.84	7.86	13.11	13.18	6.65	6.65	7.00	7.00	6
260	164.49	171.47	7.86	7.96	12.81	13.11	6.60	6.60	7.00	7.00	6

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
261	171.47	175.16	7.96	8.03	12.66	12.81	6.57	6.57	7.00	7.00	6
262	175.16	179.12	8.03	8.11	12.59	12.66	6.52	6.52	7.00	7.00	6
263	179.12	183.84	8.11	8.18	12.28	12.59	6.52	6.52	7.00	7.00	6
264	183.84	187.48	8.18	8.23	12.05	12.28	6.52	6.52	7.00	7.00	6
265	187.48	195.79	8.23	8.34	11.50	12.05	6.52	6.52	7.00	7.00	6
266	195.79	197.15	8.34	8.36	11.43	11.50	6.52	6.52	7.00	7.00	6
267	197.15	200.13	8.36	8.39	11.36	11.43	6.52	6.52	7.00	7.00	6
268	200.13	204.82	8.39	8.52	11.24	11.36	6.52	6.52	7.00	7.00	6
269	204.82	211.84	8.52	8.78	10.98	11.24	6.52	6.52	7.00	7.00	6
270	211.84	214.81	8.78	8.60	11.00	10.98	6.52	6.52	7.00	7.00	6
271	0.00	7.50	9.80	9.82	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
272	7.50	13.18	9.82	9.82	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
273	13.18	16.47	9.82	9.82	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
274	16.47	19.16	9.82	9.82	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
275	19.16	35.46	9.82	9.82	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
276	35.46	52.45	9.82	9.91	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
277	52.45	68.48	9.91	10.59	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
278	68.48	76.49	10.59	11.14	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
279	76.49	82.80	11.14	11.85	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
280	82.80	87.81	11.85	12.41	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
281	87.81	93.47	12.41	12.87	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
282	93.47	98.13	12.87	13.24	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
283	98.13	102.15	13.24	13.56	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
284	102.15	105.46	13.56	13.73	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
285	105.46	110.14	13.73	13.91	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
286	110.14	114.15	13.91	14.04	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
287	114.15	118.12	14.04	14.10	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
288	118.12	120.46	14.10	14.14	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
289	120.46	121.81	14.14	14.16	20.00	20.00	8.00	8.00	8.30	8.30	7
290	121.81	122.15	14.16	14.16	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
291	122.15	123.46	14.16	14.18	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
292	123.46	125.13	14.18	14.17	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
293	125.13	126.12	14.17	14.18	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7

$N_{tr}$	$x_1$	$x_2$	$z_{1a}$	$z_{2a}$	$z_{2b}$	$z_{1b}$	$v_{1a}$	$v_{2a}$	$v_{2b}$	$v_{1b}$	$N_{cap}$
294	126.12	127.17	14.18	14.19	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
295	127.17	130.48	14.19	14.19	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
296	130.48	131.50	14.19	14.19	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
297	131.50	133.51	14.19	14.19	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
298	133.51	138.51	14.19	14.18	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
299	138.51	142.83	14.18	14.11	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
300	142.83	150.79	14.11	13.97	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
301	150.79	155.14	13.97	13.73	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
302	155.14	159.14	13.73	13.37	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
303	159.14	162.82	13.37	13.18	20.00	20.00	8.00	8.00	8.32	8.32	7
304	162.82	164.49	13.18	13.11	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
305	164.49	171.47	13.11	12.81	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
306	171.47	175.16	12.81	12.66	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
307	175.16	179.12	12.66	12.59	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
308	179.12	183.84	12.59	12.28	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
309	183.84	187.48	12.28	12.05	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
310	187.48	195.79	12.05	11.50	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
311	195.79	197.15	11.50	11.43	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
312	197.15	200.13	11.43	11.36	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
313	200.13	204.82	11.36	11.24	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
314	204.82	211.84	11.24	10.98	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7
315	211.84	214.81	10.98	11.00	20.00	20.00	8.00	8.00	8.35	8.35	7

## Apéndice E

# Flexura Litosferica

La litosfera corresponde a la capa más externa de la Tierra sólida, mecánicamente se comportan como una unidad rígida durante intervalos de tiempos geológicos ( $\sim 10^8$  años). El borde inferior de la litosfera está definido por una isoterma a una temperatura típica de  $\sim 1300^\circ\text{C}$ , las rocas sobre esta isoterma están suficientemente frías que no sufren deformación significativamente. Dentro de las cuencas oceánicas, la litosfera posee un grosor de tan sólo unos pocos kilómetros debajo de las dorsales oceánicas y un alto flujo calórico, en cambio al alejarse de la dorsal el espesor de la litosfera aumenta hasta más de 100 kilómetros (litosfera antigua y fría).

La litosfera bajo ciertas condiciones físicas se puede comportar elásticamente, las cuales dependen principalmente del gradiente termal al cual esta sometida la roca y el tipo litológico, también depende en segundo orden de la tasa de deformación. Para bajos gradientes geotérmicos la litosfera se compone por la corteza y parte del manto superior. Para cortezas más gruesas es posible que parte de la corteza se comporte elásticamente (corteza superior) y un segmento del manto, dejando atrapada una sección de corteza (inferior) que fluye entre dos capas rígidas, de modo que para pequeños esfuerzos como el de una carga estática se puede aproximar la respuesta flexural como una respuesta elástica.

## Flexura

La ecuación que liga la deflexión tridimensional de la litosfera  $w(x, y)$  producto de una carga superficial  $q(x, y)$  está dada por [Watts et al; 1982]:

$$D\nabla^4 w + (\rho_m - \rho_{carga}) \cdot g \cdot w(x, y) = q(x, y) \quad (\text{E.1})$$

donde:

$D = \frac{E \cdot T_e^3}{12(1-\nu^2)}$  = rigidez flexural

$E$ : módulo de Young

$\nu$ : razón de Poisson

$T_e$ : espesor elástico

$\rho_m$ : densidad del manto

$\rho_{carga}$ : densidad de la carga

$\nabla$  corresponde al operador biarmónico  $\nabla^4 = \frac{\partial^4}{\partial x^4} + \frac{\partial^4}{\partial y^4}$

El término  $(\rho_m - \rho_{carga}) \cdot g \cdot w(x, y)$  representa la fuerza de reacción por unidad de área que ejerce el manto al ser sometido por una carga de densidad  $\rho_{carga}$  (ver figura E.1).

## Deflexión de la litósfera oceánica

El hecho que los guyots, montes o volcanes submarinos estén sumergidos en agua produce que la carga que ejercen sobre la litosfera es menor a la carga que producirían sí estuviera en continente (principio de Arquímedes). De esta forma la fuerza por unidad de área que ejerce el edificio volcánico sobre la litósfera oceánica esta por:

$$q(x, y) = (\rho_{carga} - \rho_w) \cdot g \cdot H(x, y) \quad (E.2)$$

donde  $\rho_w$  corresponde a la densidad del agua

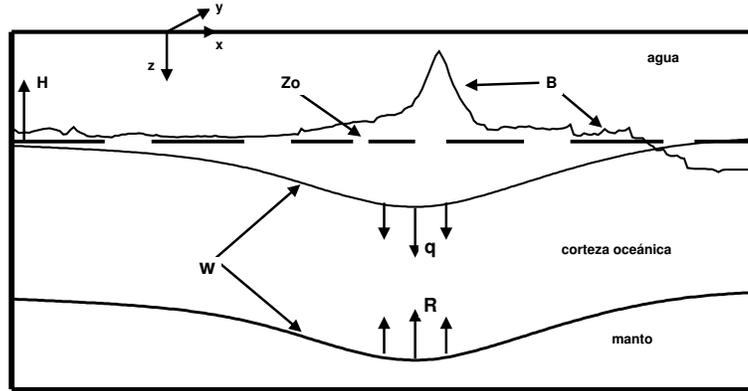


Figura E.1: **Modelo flexural: litosfera oceánica:** El edificio volcánico posee una carga superficial  $\mathbf{q}$ , la cual está dada por :  $\mathbf{q} = (\rho_{carga} - \rho_w) \cdot g \cdot H$ . La fuerza de empuje del fluido (manto) es  $\mathbf{R} = (\rho_m - \rho_{carga}) \cdot g \cdot w$ .  
 $H$  = topografía del suelo marino  
 $Z_o$  = profundidad de referencia para medir la topografía  $H$   
 $w$  = deflexión  
 $B$  = batimetría

Reemplazando E.2 en E.1:

$$D\nabla^4 w + (\rho_m - \rho_{carga}) \cdot g \cdot w(x, y) = (\rho_{carga} - \rho_w) \cdot g \cdot H(x, y) \quad (E.3)$$

De E.3 se aprecia que cuando la rigidez  $D \rightarrow 0$  se obtiene:

$$w(x, y) = H(x, y) \cdot \frac{(\rho_{carga} - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_{carga})}$$

Que corresponde a la respuesta isostática (Isostacia local) o compensación de Airy. En este caso la deflexión litosferica corresponde a una mimíca de la topografía amplificada por un factor  $\frac{(\rho_{carga}-\rho_w)}{(\rho_m-\rho_{carga})}$  (compensación isostática de Airy). Este comportamiento ocurre con una litósfera joven (cercana a la dorsal mesoceánica), en donde al experimentar una carga de superficie experimentarí una respuesta isostática. Por otro lado si la rigidez ( $D \rightarrow \infty$ )  $\Rightarrow w=0$ , es decir la litósfera no sufre deflexión (litósfera fría).

# Bibliografía

- [1] Barazangi, M. and Isacks, B.L. *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America*. *Geology*, 4, págs. 686 - 692, 1976.
- [2] Cahill, T. and B.L. Isacks. *Seismicity and shape of the subducted Nazca plate*. *Geophys. J. Res*, 94 (B8), págs. 10,473 - 10,500, 1989.
- [3] Calmant, S., and A. Cazenave. *Anomalous elastic thickness of the oceanic lithosphere in the South Central Pacific*. *Nature*, 328, págs. 236 - 238, 1987.
- [4] Červený, V., Molotkov, I. and Pšenčík, I., 1977. *Ray Method in Seismology*. University of Karlova, Prague, Chzechoslovakia.
- [5] Clouard, V. and A. Bonneville and H.G. Barszczus. *Size and depth of frozen magma chambers under atolls and islands of French Polynesia using detailed gravity studies*. *J. Geophys. Res*, 105, págs. 8173 - 8192, 2000.
- [6] DeMets, C., R.G., Gordon, D.F. Argus and S.Stein. *Current plate motions*. *Geophys. J. Int*, 101, págs. 425 - 478, 1990.
- [23] Flueh, E.R., Koop,H., Schreckenberger, B (edts), 2002. *Subduction processes off Chile. Cruise Report, Geomar*.
- [8] Flueh, E.R., Vidal, N., Ranero, C.R., Hojka, A., von Huene, R., Bialas, J., Hinz,K., Cordoba, D., Danobetitia, J.J. and Zelt, C. *Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaíso, Chile*. *Tectonophysics* (288), págs. 251 - 263, 1998.
- [9] Flueh, E.R., and Bialas, J. *A digital, high data capacity ocean bottom recorder for seismic investigations*. *Int. Underwater Systems Design*, 18(3), págs. 18 - 20, 1996.

- [10] Gutscher, M.A. *Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling*. Journal of South American Earth Sciences, 15, págs. 3 - 10. 2002.
- [11] Houtz, R. and Ewing, J. *Upper structure as a function of plate age*. J. Geophys. Res, 81, págs. 2490 - 2498, 1976.
- [12] Kirby, S., Engdahal, E.R. and Delinger, R. *Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slab, in Subduction Top to Bottom*. Geophys. Monogr. Ser, 96, edited by G.Bebout et al., págs. 195 - 214, AGU, Washington, DC, 1996.
- [13] Morgan, W. *Convection Plume in the lower mantle*. Nature, 230. págs. 42 - 43. 1971.
- [14] Nafe and Drake, 1970. *The Sea*. Vol 4. Part I, Wiley-Interscience, New York.
- [15] Nur, A. and Z. Ben-Avraham. *Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridge in South America*. Mem. Geol. Soc. Am, 1981.
- [16] Pardo-Casas, F., and Molnar, P. *Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time*. Tectonics, 6, págs. 233 - 248, 1987.
- [17] Pilger, R.H. *Plate reconstructions, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes*. Geol. Soc. Am. Bull, 92, págs. 448 - 456, 1981.
- [18] Ranero, C.R. and von Huene, R. *Plate reconstructions, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes*. Nature, 404, págs. 153 - 174, 2000.
- [19] Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1983. *Exploration Seismology, vol.2: Data Processing and Interpretation.*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- [20] Steinberger, B., and O'Connell, R.J. *Advection of plumes in mantle flow: implications for hotspot motion, mantle viscosity and plume distribution*. J.Geophys.Int, 132, págs. 412 - 434, 1998.
- [21] Steinberger, B. and O'Connell, R.J. *Effects of mantle flow on hotspot motion, in The History and Dynamics of Global Plate Motions*. Geophys. Mon. Ser., 121, ed. Richards, M. A., R. G. Gordon, and R. D. van der Hilst, AGU, Washington, DC., págs. 377 - 398, 2000.

- [22] Turcotte D.L., and Shubert, G. 1982 *Geodynamics*. First edition, John Wiley & Sons, 1982. United States of America.
- [23] Vera, E.E, Lorenzo, J.M. 2002. *Subduction processes off Chile. Cruise Report, Geomar*.
- [25] Von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E.R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Weinrebe, W., and the CONDOR Scientists. *Tectonic Control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile*. *Tectonics*, 16 (3), págs. 474 - 488, 1997.
- [25] Von Huene, R., Weinrebe, W., and Heeren, F. *Subduction erosion along the north Chile margin*. *Geodynamics*, 27 , págs. 345 - 358, 1999.
- [26] Yáñez, G., Ranero, C.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*. *J.Geophys. Res*, 106 (B4), págs. 6325 - 6345, 2001.
- [27] Watts, A.B., Cochran, J.R. and Selzer, G. *Gravity anomalies and flexure of the lithosphere: A three-dimensional study of the Great Meteor Seamount, northeast Atlantic*. *J.Geophysics. Res*, 80, págs. 1391 - 1399, 1975.
- [28] Watts, A.B., and Ten Brink, U.S *Crustal structure, Flexure, and Subsidence History of the Hawaiian Island*, *Geophys. J. Res*, 94 (B8), págs. 10473 - 10500, 1989.
- [29] Watts, A.B., and Ribe, N.M. *On geoid heights and flexure*. *Geophys. J. Int*, 108, págs. 16 - 34, 1992.
- [30] Wilson, J.T. *Mantle plumes and plate motions*. *Tectonophysics*, 19, págs. 149 - 164, 1973.
- [31] Zelt, C.A, and Smith, R.B. *Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure*. *Geophys. J. Int*, 108, págs. 16 - 34, 1992.