

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**Tomografía Sísmica en la vecindad de la península de  
Arauco a partir de las réplicas del terremoto del Maule  $M_w$   
8.8 de 2010**

Kellen Azúa Quezada

Habilitación Profesional

para optar al Título de Geofísico

Diciembre 2016

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

**Tomografía Sísmica en la vecindad de la península de  
Arauco a partir de las réplicas del terremoto del Maule Mw  
8.8 de 2010**

**Kellen Azúa Quezada**

**Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico**

Profesor guía:

Dr. Matthew Miller

Comisión:

Dr. Matthew Miller - Dr. Klaus Bataille - Dr. Andrés Tassara.



Diciembre 2016

Dedicado a mis padres, Angélica y Eduardo. Quienes siempre me han dado su amor,  
confianza y apoyo incondicional.



# Agradecimientos

Quisiera agradecer en primer lugar a mi familia, por la confianza depositada en mi todos estos años que duró mi pregrado. A pesar de todas las dificultades que se presentaron en el camino, ellos siempre estuvieron brindándome su apoyo, cariño y amor. Gracias Angélica y Eduardo por todos los sacrificios hechos para que yo pudiera cumplir mi sueño de estudiar Geofísica. También agradezco a mi profesor guía, Matt, por haberme dado la oportunidad de ser parte de su proyecto. Gracias Matt, por el apoyo durante toda la habilitación profesional, el tiempo y paciencia para responder cada inquietud que tenía y no molestarte porque siempre llegaba tarde en las mañanas a las reuniones. Quiero agradecer, además, a la Sra Maruja que me acogió como a una hija más en su casa durante los años que duró mi periodo de alumna de pregrado. A mis amigos y compañeros de carrera: Vale, Franz, Eric, Ariel, Hermann, Yiyo. Gracias por siempre ser un apoyo incondicional durante estos años. Probablemente sin sus llamadas para despertarme en las mañanas, no estaría hoy terminando la carrera. Patricio, gracias por el apoyo y cariño que me has dado estos últimos años. Este camino hubiese sido mucho más difícil de recorrer, sin ti.

Gracias a los profesores Dr. Andres Tassara y Dr. Klaus Bataile, por ser parte de mi comisión y su ayuda para la realización de esta HP.

Esta HP fue posible gracias al proyecto Fondecyt No. 11130355 del Dr Matthew Miller.



# Índice general

<b>Lista de figuras</b>	<b>IX</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>XI</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Hipótesis . . . . .	4
1.2. Objetivos . . . . .	4
<b>2. Marco teórico</b>	<b>5</b>
2.1. Tomografía . . . . .	5
2.1.1. Residuos en los tiempos de viaje . . . . .	6
2.1.2. Problema de inversión . . . . .	7
2.1.3. Solución del modelo . . . . .	8
2.1.3.1. Solución de manera iterativa . . . . .	9
<b>3. Zona de estudio</b>	<b>11</b>
3.1. Península de Arauco . . . . .	11
3.1.1. Geología y morfología de la península de Arauco . . . . .	12
3.1.1.1. Formación series del oriente y occidente. . . . .	15
3.1.1.2. Traslación de la microplaca de Chiloé y levantamiento de la península de Arauco. . . . .	17
<b>4. Datos Sísmicos</b>	<b>19</b>

<b>5. Metodología</b>	<b>21</b>
5.1. Proceso de picking . . . . .	21
5.1.1. Generación archivo HPF . . . . .	26
5.2. Estrategia de inversión. . . . .	27
5.2.1. Inversión 1-D . . . . .	27
5.2.2. Inversión 2-D, 3-D . . . . .	31
5.3. Test de resolución . . . . .	33
<b>6. Resultados y discusión</b>	<b>35</b>
6.1. Resultados . . . . .	35
6.2. Discusión . . . . .	45
6.2.1. Litosfera oceánica subductante . . . . .	45
6.2.2. Antearco marino . . . . .	45
6.2.3. Antearco continental . . . . .	46
6.3. Caracterización interfaz de las placas . . . . .	47
6.3.1. Relación comportamiento del terremoto del Maule 2010 y Valdivia 1960 con modelo de velocidad a lo largo de la interfaz de placas. . .	47
6.3.2. Península de Arauco como barrera sísmica. . . . .	51
6.3.3. Deslizamientos postsísmicos . . . . .	52
<b>7. Conclusiones</b>	<b>53</b>
Referencias . . . . .	55
<b>A. Inversiones</b>	<b>61</b>
A.1. Inversión 1-D . . . . .	61
A.2. Inversión 2-D $V_p$ . . . . .	62
A.3. Inversión 2-D $V_p/V_s$ . . . . .	64
A.4. Inversión conjunta 2D $V_p, V_p/V_s$ . . . . .	64
A.5. Inversión 3-D $V_p$ . . . . .	65
A.5.1. Coarse model. . . . .	65
A.5.2. Fine model . . . . .	65

A.6. Inversión 3D $V_p/V_s$ . . . . .	67
A.7. Inversión 3D Final . . . . .	68
A.8. Matriz de resolución . . . . .	68
A.9. Archivos de Control SIMUL2000 . . . . .	69
A.9.1. Archivo control para la inversión 2-D $V_p/V_s$ . . . . .	69
A.9.2. Archivo control para la inversión 3-D $V_p/V_s$ final . . . . .	69
A.9.3. Archivo control para la inversión 3-D $V_p$ matriz de resolución . . . . .	69
A.10.Script . . . . .	70



# Índice de figuras

1.1. Eventos históricos de subducción. . . . .	3
2.1. Viaje a través de todos los bloques del rayo que une la fuente con el receptor. . . . .	7
3.1. Mapa zona de estudio . . . . .	13
3.2. Mapa Geológico zona de estudio. . . . .	14
3.3. Modelo esquemático de la evolución de la falla de Lanalhue. . . . .	16
3.4. Mapa geológico pre-Jurásico del centro sur de Chile. . . . .	17
3.5. Modelo sismotectónico. . . . .	18
4.1. Mapa zona de estudio y estaciones sísmicas. . . . .	20
5.1. Ejemplo calidad picking 0. . . . .	22
5.2. Ejemplo calidad picking 1. . . . .	23
5.3. Ejemplo calidad picking 2. . . . .	24
5.4. Ejemplo calidad picking 3. . . . .	25
5.5. Ejemplo del proceso para generar archivo HPF . . . . .	26
5.6. Diagrama de Wadati . . . . .	28
5.7. Histograma residuales tiempos de viaje. . . . .	28
5.8. Mapa de las demoras de las estaciones, luego de la inversión 1-D en Velest. . . . .	29
5.9. Modelo de velocidad obtenido luego de las inversiones 1-D con Velest. . . . .	29
5.10. Mapa de la localización final de eventos obtenido luego de la inversión 1-D en Velest. . . . .	30
5.11. Curva Damping 3D $V_p$ Coarse Model . . . . .	32

6.1. Funciones de dispersión, $V_p$ , $V_p/V_s$ . . . . .	36
6.2. Modelo de velocidad 2-D, $V_p$ , $V_p/V_s$ . . . . .	37
6.3. Funciones de dispersión, $V_p$ , $V_p/V_s$ 3-D . . . . .	38
6.4. Modelo de velocidad 3-D, secciones de oeste a este. Perfiles A-C. . . . .	39
6.5. Modelo de velocidad 3-D, secciones de oeste a este. Perfiles D-F. . . . .	40
6.6. Secciones a diferentes profundidades para inversión 3-D $V_p$ . . . . .	41
6.7. Secciones a diferentes profundidades para inversión 3-D $V_p/V_s$ . . . . .	42
6.8. Distribución $V_p$ interfaz placas, grado de bloqueo y deslizamientos. . . . .	43
6.9. Distribución $V_p/V_s$ interfaz placas, grado de bloqueo y deslizamientos. . . . .	44
6.10. Profundidad de la interfase de placas, calculada para este trabajo. . . . .	48
6.11. Velocidades $V_p$ , $V_p/V_s$ en la interfaz y deslizamientos terremotos Valdivia 1960 y Maule 2010. . . . .	49
6.12. Diagrama de subducción de la zona de fractura de Mocha. . . . .	50
6.13. Retraso de las estaciones. . . . .	50
6.14. Modelo de deslizamientos postsísmicos Terremoto Maule 2010. . . . .	52
A.1. Curva Damping 2D $V_p$ . . . . .	63
A.2. Curva Damping 2D $V_p/V_s$ . . . . .	65
A.3. Curva Damping 3D $V_p$ Coarse Model . . . . .	66
A.4. Curva Damping 3D $V_p$ Fine Model . . . . .	67
A.5. Curva Damping 3D $V_p$ Fine Model . . . . .	68

# Índice de tablas

5.1. Tabla resumen de los parámetros utilizados. . . . .	33
A.1. Tabla con información de los nodos utilizados en inversión 2-D . . . . .	64
A.2. Tabla con información de los nodos utilizados en inversión 3-D <i>coarse</i> . . . . .	66
A.3. Tabla con información de los nodos utilizados en inversión 3-D <i>fine</i> . . . . .	66



# Resumen

La península de Arauco (37.2-38.5°S) se encuentra ubicada entre la zona sur del deslizamiento provocado por el terremoto del Maule ( $M_w$  8.8) de 2010 y la sección norte de los deslizamientos producidos por el terremoto de Valdivia ( $M_w$  9.5) en 1960. Según registros históricos la península de Arauco es señalada como una posible barrera para la propagación de rupturas, provocando así segmentación sísmica. Datos de un gran número de estaciones en tierra y de fondo marino (OBS) permiten obtener imágenes de tomografía sísmica de alta resolución para  $V_p$  y  $V_p/V_s$ , entregando nueva información de las propiedades de la zona de subducción, velocidades sísmicas, presencia de fluidos y sedimentos. El modelo de velocidad obtenido ha permitido determinar las principales características de la zona de subducción. Bajo la línea de costa se ha encontrado anomalías de alta  $V_p$  ( $\sim 7.5$  km/s) sobre la placa subductada al norte de los 38°S, asociado aparentemente a la intrusión de material del arco magmático durante el Permo-Carbonífero. Altos valores de  $V_p/V_s$  se han encontrado en el ante arco marino, llegando a valores  $>2$  a los  $\sim 37.9^\circ\text{S}$ , lo que coincide con la subducción de la fractura de Mocha. Es posible que altos valores de relación  $V_p/V_s$  controlen el límite *up-slip* y el aumento de velocidad de onda P ( $\sim 7.5$  km/s) controle el *down-slip* de la ruptura del terremoto de Maule 2010. Cambios abruptos en la estructura geológica a los 38°S parece tener influencia en la propagación de ruptura durante eventos sísmicos.



# Capítulo 1

## Introducción

El terremoto del Maule del 27 de febrero de 2010 fue generado por la ruptura de aproximadamente 500 km a lo largo de segmento del Maule (ubicado al sur de la dorsal de Juan Fernandez hasta el norte del bloque de Mocha). Modelos de deslizamiento cosísmico para la ruptura muestran dos asperezas durante el terremoto: una ubicada al norte y otra al sur del epicentro. En la parte norte se alcanzan deslizamientos cercanos a los 15 metros y en la parte sur deslizamientos cercanos a los 10 metros (Moreno et al., 2012). El punto más al sur de la ruptura fue ubicado en las cercanías de la península de Arauco ( $\sim 37.5^\circ$  S). El terremoto de Valdivia del 22 de mayo de 1960 fue el evento sísmico más grande registrado en la historia y fue producto de la ruptura de cerca de 1000 km. La sección norte de la ruptura se ubicaron entre los  $38$  y  $42^\circ$ S, y los deslizamientos alcanzaron  $> 20$  m (Barrientos y Ward, 1990; Moreno et al., 2009). De esta forma, la península de Arauco se encuentra ubicada entre el deslizamiento producto del terremoto de Valdivia de 1960 y el terremoto del Maule de 2010. Entender las propiedades a lo largo de la zona de subducción, tales como velocidad de las ondas sísmicas, presencia de fluidos, fallas y sedimentos, permite investigar los posibles mecanismos que producen que la Península de Arauco actúe como una posible barrera sísmica (Melnick et al., 2009; Lin et al., 2013).

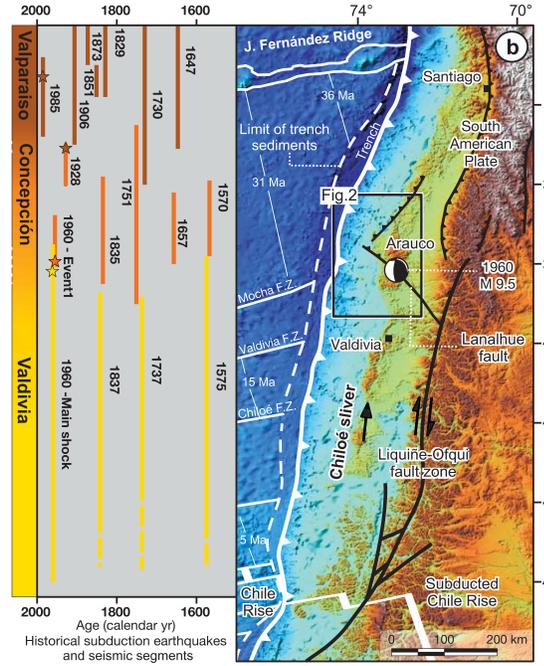
Tomografía sísmica de tiempos de viaje es un método sísmico que se usa para estudiar la estructura interna de la Tierra. La velocidad de las ondas sísmicas varía a lo largo del rayo entre la fuente y la estación receptora según las propiedades del medio por el que viaja.

Usando los tiempos de viaje es posible generar modelos 3-D de velocidades. El desarrollo de la técnica de inversión se atribuye a Aki y Lee (1976) y Crosson (1976).

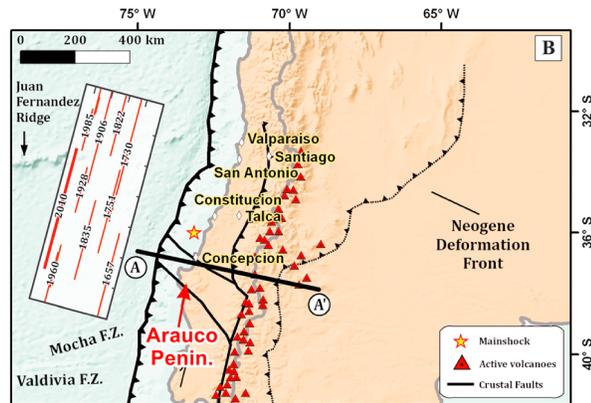
A partir de una gran base de datos de alta resolución de las réplicas del terremoto del Maule de 2010 en el área de estudio ( $\sim 36.5\text{-}38.5^\circ\text{S}$ ), obtenida de la red IMAD y estaciones OBS, se busca obtener imágenes tomográficas de  $V_p$  y de la relación  $V_p/V_s$ . Esta relación, obtenida a partir de la diferencia en los tiempos de llegada de las ondas P y S, da información de la presencia de fluidos, determinando la presión de poros y la hidratación del medio (C. Thurber, 1993). La velocidad  $V_p$ , obtenida a partir de los tiempos de llegada de las ondas P, entrega información de la compresibilidad, rigidez y densidad del medio.

Estudiar y caracterizar las diferentes estructuras presentes en la zona de subducción a través de imágenes tomográficas, es fundamental para entender el comportamiento de la propagación de ruptura durante un evento sísmico. La diferencia en las estructuras como montes submarinos, zonas de fractura (como la zona de fractura de Mocha), sedimentos o discontinuidades en el ante arco son consideradas posibles barreras o asperezas (Aki, 1979; Collot et al., 2004; Sparkes et al., 2010). Las barreras son regiones donde terminan las zonas de rupturas, mientras que las asperezas muestran los mayores deslizamientos.

Así el fin del estudio es caracterizar la zona de la península de Arauco y compararla con estudios previos en la región (Hicks et al., 2014; Haberland et al., 2009; Contreras-Reyes et al., 2008, 2010). Se analizará, además, los deslizamientos cosísmico y postsísmico (Moreno et al., 2014; Lin et al., 2013) del terremoto del Maule ( $M_w$  8.8) para obtener una caracterización completa del área de estudio.



(a)



(b)

Figura 1.1: Eventos históricos de subducción y segmentos sísmicos. (a) Registro de eventos históricos antes del terremoto del Maule, 2010. Fuente Melnick et al. (2009). (b) Registro de eventos históricos, incluyendo terremoto del Maule, 2010. Fuente Lin et al. (2013).

## 1.1. Hipótesis

- A partir de imágenes de tomografía sísmica de alta resolución, ¿se puede identificar las diferentes estructuras que conforman la zona de subducción en la vecindad de la península de Arauco, con mejor precisión que estudios anteriores?
- ¿Es posible inferir a partir de imágenes tomográficas de alta resolución, propiedades físicas de la zona de subducción, que impidan la propagación de la ruptura durante un evento sísmico en la zona de estudio?
- ¿Es la península de Arauco la causa de la posible barrera sísmica o consecuencia de las propiedades físicas que se encuentran en la zona de estudio?

## 1.2. Objetivos

### Objetivo principal

- Obtención de imágenes tomográficas de alta resolución para el área de interés, utilizando datos de las réplicas del terremoto del Maule de 2010.

### Objetivos específicos

- Investigar los posibles mecanismos que producen que la península de Arauco actúe como una barrera, creando un margen entre las áreas de ruptura de grandes terremotos.
- Ubicar de manera precisa las réplicas en el área de estudio del terremoto del Maule 2010 que fueron registrados por estaciones en tierra y de fondo marino.
- Estudiar las propiedades del medio a partir de la relación  $V_p/V_s$  y comparar dichos resultados con estudios previos en la zona.
- Aprender y mejorar el uso de programas sísmicos como SAC, HYPOINVERSE, Velest, SIMUL2000.

## Capítulo 2

# Marco teórico

### 2.1. Tomografía

La tomografía sísmica nos permite usar las ondas sísmicas para poder determinar la estructura 3-D de la Tierra. La tomografía depende del contraste en las propiedades sísmicas del medio. El camino de los rayos sísmicos depende de estructuras de velocidad resultando en un problema no lineal. A través de modelos directos y matrices de inversión, usando los tiempos de viaje y el cálculo de la geometría en la trayectoria de los rayos, es posible inferir la geometría, ubicación y las propiedades sísmicas de estructuras heterogéneas. Las diferencias en las estructuras tienen influencia directa en los tiempos de llegada de las fases sísmicas, su forma y amplitud. Por esta razón es posible utilizar los tiempos de viaje para construir un modelo 3-D. Así la tomografía sísmica se basa en encontrar un modelo de velocidades 3-D que minimice los residuos de los tiempos de viajes.

El desarrollo de la técnica de inversión simultánea en sismología se le atribuye a Crosson (1976), Aki y Lee (1976). La tomografía sísmica en principio es parecida a la tomografía médica. Durante los últimos años la tomografía sísmica se ha establecido como una herramienta geofísica ampliamente usada en estudios para las ondas sísmicas. Es posible utilizarla para todo tipo de escala, ya sea local, regional o global.

### 2.1.1. Residuos en los tiempos de viaje

Los tiempos de llegada de las diferentes fases son usualmente estimados a partir del “picking” de la primera deflexión de la traza en el sismograma. Una vez obtenido el tiempo de llegada,  $T_{arr}$ , y si se conoce el tiempo de origen del evento  $T_{or}$ , es posible obtener una expresión para calcular el tiempo de viaje observado,  $T_{ob}$ .

$$T_{arr} - T_{or} = T_{ob} = \int_{rayo} \frac{ds}{c(\mathbf{r})} \quad (2.1)$$

Esto es válido para ondas de cuerpo de alta frecuencia, en que las propiedades del medio cambian espacialmente a una menor tasa que la longitud de onda. La expresión anterior muestra la integral de los incrementos del tiempo a través del camino de propagación ( $ds$ ) en términos de la lentitud de la onda  $c^{-1}$  (Scales, 1987). La ecuación 2.1 muestra que tiempo de viaje es función de la ubicación de la estación, la fuente de origen y el campo de lentitud. La información que se conoce es la ubicación de las estaciones (recibe la información) y el tiempo de llegada, la información desconocida es el origen (tiempo e hipocentro) y los campos de lentitud.

Utilizando un modelo de referencia, se puede calcular los tiempos diferenciales de la forma:

$$\Delta T = T_{ob} - T_r \quad (2.2)$$

Donde  $T_r$  es el tiempo predicho (a partir de un modelo de referencia) y  $\Delta T$  nos indica si el rayo ha viajado a través de regiones que, en promedio, son más lentas o más rápidas que el modelo de la Tierra utilizado para calcular  $T_r$ . Si las desviaciones de la estructura 3-D del modelo de referencia no son tan grandes, la diferencia entre los caminos de los rayos en la estructura 3-D y la estructura de referencia puede ser ignorada, y el problema se convierte en un problema lineal. Para esta aproximación, el residuo  $\Delta T$  es la integral de la diferencia en la lentitud entre la estructura actual, 3-D, y la estructura del modelo de referencia a través del camino del rayo.

$$\Delta T = \int_{rayo} [c^{-1}(\mathbf{r}) - c_r^{-1}(\mathbf{r})] ds \quad (2.3)$$

Si existe una densidad de rayos suficientemente alta en una región, debido a los rayos que

se cruzan, es posible determinar la distribución de las heterogeneidades usando ondas de cuerpo u ondas de superficie. Utilizando un modelo de referencia, usualmente 1-D (capas horizontales homogéneas), es posible calcular los residuos de los tiempos de llegadas de la forma:

$$T_{res} = T_{ob} - t_{pred} \quad (2.4)$$

Un residuo negativo indicará que es más rápido que la estructura 1-D y un residuo positivo significará que es más lento. Si la desviación de los residuos no tiene un promedio cercano a 0, el modelo 1-D no representa la región lo suficientemente bien.

### 2.1.2. Problema de inversión

Cada residuo del tiempo de llegada es asociado a un rayo que conecta la fuente y el receptor. Luego se debe encontrar el tiempo de viaje a través de todos los bloques que cruzan el rayo. La perturbación total en el tiempo de viaje es la suma de los tiempos de viajes en los bloques por la perturbación relativa de velocidad dentro del bloque.

$$T_{res} \equiv r = \sum_k b_k \delta v_k \quad (2.5)$$

Donde  $b_k$  es el tiempo de viaje dentro del bloque  $k$  y  $\delta v_k$  es la perturbación relativa de

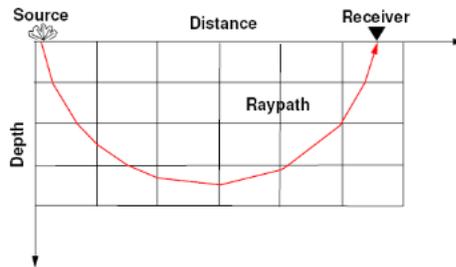


Figura 2.1: La figura muestra el viaje a través de todos los bloques del rayo que une la fuente con el receptor.

velocidad. Los bloques que no son “traspasados” por los rayos, son igualados a 0. Se puede

escribir el sistema de ecuaciones para cada rayo  $i$ :

$$r_i = \sum_{j=1}^m b_{ij} \delta v_j \implies \begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ r_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & 0.2 & 0 & \cdots \\ 1.2 & 0 & 0.3 & \cdots \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots \\ 0 & 0.1 & 0 & \cdots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \delta v_1 \\ \delta v_2 \\ \vdots \\ \delta v_m \end{pmatrix}$$

$$\implies \mathbf{r} = \mathbf{G} \delta \mathbf{v} \quad (2.6)$$

Los números en la matriz representa los tiempo de viaje del rayo por los bloques individuales. La resolución del modelo tomográfico se evalúa, en este caso, analizando la matriz de resolución  $\mathbf{R}$ . La matriz entrega información de la dependencia de los nodos con los nodos adyacentes producto a una baja cobertura de rayos.

### 2.1.3. Solución del modelo

Un aspecto que separa algunos problemas de tomografía de otros es si el problema es lineal o no lineal. Por ejemplo es posible hacer un ajuste como línea recta a un conjunto de puntos x-y o ajustarlos como una parábola, siendo estos casos un problema lineal. En el primer caso las ecuaciones tiene la forma:

$$y = (1)m_1 + (x)m_2 \quad (2.7)$$

Y en segundo caso, tendrían la forma:

$$y = (1)m_1 + (x)m_2 + (x^2)m_3 \quad (2.8)$$

Ambas ecuaciones pueden expresarse directamente de la forma:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{m} \quad (2.9)$$

Donde el vector  $\mathbf{d}$  son los datos con longitud  $N$ ,  $\mathbf{m}$  es el vector con  $M$  parámetros del modelo y  $\mathbf{G}$  es la matriz de derivadas parciales de los datos con respecto a los parámetros del modelo.

### 2.1.3.1. Solución de manera iterativa

La ecuación 2.6 debe ser solucionada simultáneamente para todos los rayos y siempre son usadas técnicas iterativas para minimizar los residuos y producir un modelo 3-D. Una forma común obtener la solución a la inversión es el uso del método iterativo (Aster et al., 2005). El método usado generalmente para resolver ecuaciones lineales (ecuación 2.9) es el algoritmo del gradiente conjugado de mínimo cuadrados (CGLS). De esta manera la ecuación 2.9 queda de la forma:

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.10)$$

En este estudio se tiene, sin embargo, una tomografía sísmica local por lo que es requerida una inversión de mínimos cuadrados amortiguados (2.11). Esto debido al problema causado por la irregularidad en la distribución de rayos en la subsuperficie de la Tierra, lo que significa que algunos parámetros de velocidad están sobrestimados, mientras otros son subestimados.

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \epsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.11)$$

Donde  $\mathbf{m}$  es el vector que contiene el modelo (hipocentros y modelo de velocidad),  $\mathbf{G}$  es la matriz que contiene los tiempos de viajes parciales derivados con respecto a los parámetros del modelo (Método de Jacobi),  $\epsilon$  es el parámetro de amortiguamiento,  $\mathbf{I}$  es la matriz de identidad y  $\mathbf{d}$  es el vector que contiene los tiempos residuales.

Se tiene que  $\mathbf{G}$  (véase ecuaciones 2.6, 2.9) relaciona el modelo con los datos y por lo general está basado en la teoría de onda para un modelo 1-D, como por ejemplo PREM, IASP91, los cuales se basan en los valores de los coeficientes de Lamè y en la densidad de los materiales constituyentes, considerando además simetría esférica y velocidades variables de las ondas sísmicas en su interior (Dziewonski y Anderson, 1981; Kennett y Engdahl, 1991).



## Capítulo 3

# Zona de estudio

### 3.1. Península de Arauco

La península de Arauco (37.2-38.5°S) corresponde a un elevado ante-arco donde la plataforma continental ha emergido con una altura sobre los 400 m, mostrando deformaciones de rocas marinas Cenozoicas. Por sus características geológicas y topográficas la península es un sección diferente del borde costero del centro sur del país. Es aquí donde se encuentra la menor distancia a la fosa ( $\sim 70$  km) y donde la cordillera de la costa alcanza grandes altitudes (1525 m cerca de los 38°S), superando el promedio del centro sur de Chile (700 m). La taza de elevación y acortamiento de la península es también un punto que hace de esta zona una fracción anómala del país. La península se encuentra ubicada dentro del segmento del Maule, el cual comprende del sur de la dorsal de Juan Fernandez hasta el norte del bloque de Mocha. El bloque de Mocha lo conforma la fosa de Chile y las zonas de fractura de Mocha y Valdivia. Al sur de esta zona la litosfera oceánica es más joven (0-25 Ma) que en la parte norte (30-35 Ma) (Contreras-Reyes et al., 2010).

En la región de la península de Arauco, al norte del bloque de Mocha, la placa de Nazca tiene una edad aproximada de 32 Ma y esta edad crece continuamente hacia el norte  $\sim 1$  Ma/100km a lo largo de la fosa (Tebbens y Cande, 1997). En esta zona la placa de Nazca subduce bajo la placa de Sur América a una tasa de 66 mm/a (Kendrick et al., 2003) y lo hace de manera oblicua, a 80.1° N-E (Angermann, 1999).

En la parte central de la península de Arauco subduce la zona de fractura Mocha (MFZ). Esta zona tiene dos dorsales agudas y estrechas de  $\sim 5$  km de ancho con pequeños montes marinos. Su relieve no supera un máximo de 1km (Melnick et al., 2009). La subducción de la MFZ aporta un alto contenido de fluidos al sistema, que ascienden hasta la interfaz de las placas (Manea et al., 2014; Moreno et al., 2014). Además esta zona divide la edad de la litosfera oceánica, al norte de la MFZ la placa de Nazca tiene una edad aproximada de 35-30 Ma y al sur de  $\sim 25$  Ma (Tebbens et al., 1997; Contreras-Reyes et al., 2013).

Durante el Plioceno (5-6 Ma) dentro del segmento del Maule, se produjo un gran incremento en el flujo de sedimentos a la fosa debido a la glaciación/desglaciación y la rápida denudación de la cordillera de los Andes, lo que produjo que el margen cambiara de erosivo a un margen de acreción y la fosa contuviera un espesor de 1.5-2.5 km de sedimentos (Contreras-Reyes et al., 2010).

### 3.1.1. Geología y morfología de la península de Arauco

Para entender la morfología y geología de la península de Arauco, primero debemos situarnos en un contexto más amplio. Como se mencionó antes, la península es la elevación del ante-arco. El ante-arco lo conforma la plataforma costera, la cordillera de la costa y la depresión intermedia.

La plataforma costera contiene depósitos marinos y continentales del cretácico tardío al cuaternario que afloran en llanuras costeras. La cordillera de la costa, que entre los ríos Bio-Bio e Imperial recibe el nombre de cordillera de Nahuelbuta, se encuentra entre la costa y el valle central. Tiene un ancho que va de los 10 a los 100 km y una altura máxima de 1525 m en Nahuelbuta ( $\sim 38^\circ\text{S}$ ). En esta zona del ante-arco es posible encontrar rocas del prisma de acreción Permo-Triásico y del arco magmático Permo-Carbonífero, el cual forma un prominente batolito en la cordillera de Nahuelbuta. La depresión intermedia o valle central contiene cerca de 2 km de sedimentos del Plioceno y Cuaternario superponiéndose sobre cuencas volcano-sedimentarias del Oligoceno al Mioceno.

La península de Arauco, como se mencionó anteriormente, consiste en un bloque alzado de la plataforma continental que registra espacial y temporalmente formaciones marinas y continentales discontinuas, episodios de alzamiento y erosión alternados con subsidencia,

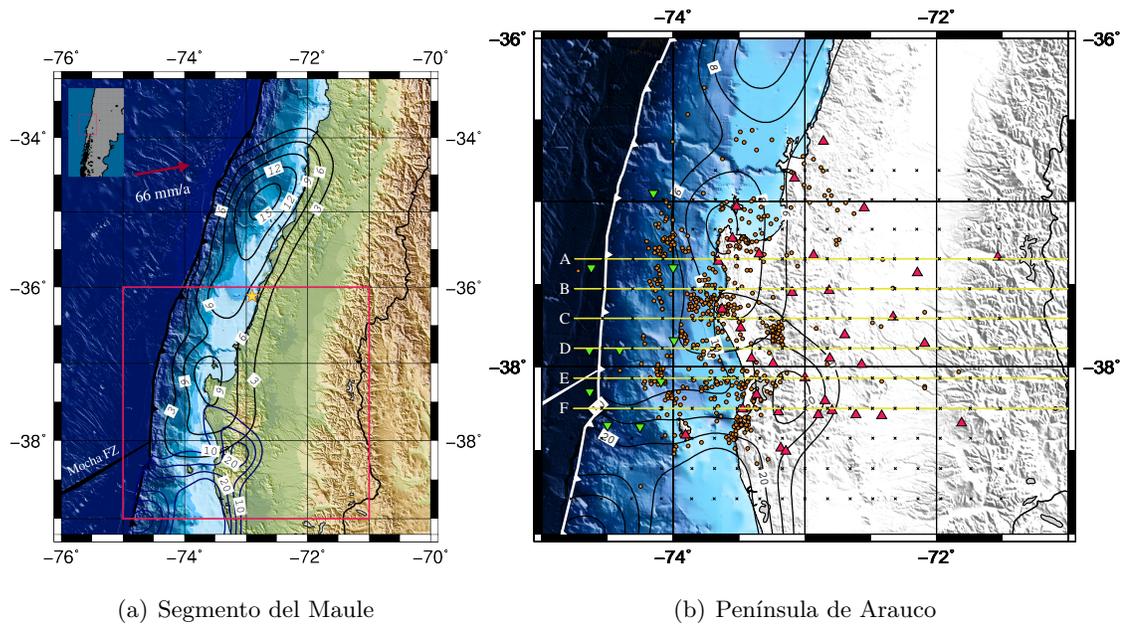


Figura 3.1: (a) Mapa del Segmento del Maule, donde se encuentra ubicada la zona en estudio. La estrella amarilla representa el epicentro del Terremoto  $M_w$  8.8 del Maule, 2010 (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/browse/significant.php>). (b) Mapa de la península de Arauco, donde se ubica la zona de estudio. Los círculos naranjos representan la distribución de los eventos. Los triángulos rosados representan la red estaciones IMAD y los triángulos invertidos verdes representan las estaciones OBS de la Universidad de Liverpool. Las cruces representan los nodos usados para la inversión fina 3-D. Las líneas amarillas marcan las secciones graficadas para las inversiones 3-D  $V_p$  y  $V_p/V_s$ .

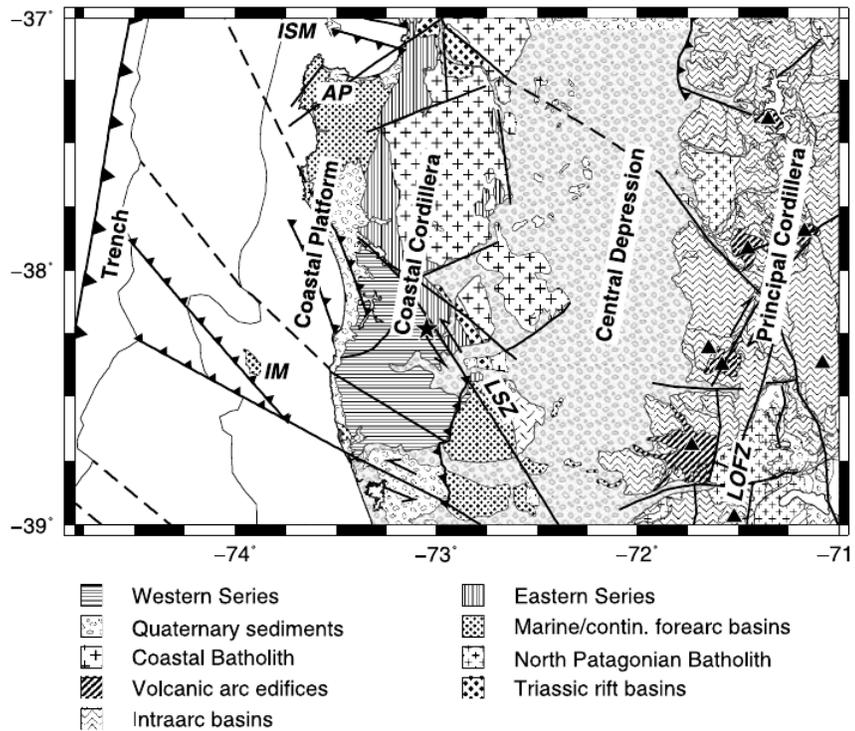


Figura 3.2: Mapa geológico de la península de Arauco. Las líneas representan fallas superficiales y las líneas segmentadas representan fallas inferidas. Se marca además la ubicación de la Isla Mocha (IM), Isla Santa María (ISM), zona de falla de Lanalhue (LSZ), península de Arauco (AP) y la zona de falla de Lique-Ofqui (LOFZ) (Haberland et al., 2009)

sedimentación y cambios en el nivel del mar. Desde el Cuaternario temprano, una activa deformación del ante-arco fue dominada por el alzamiento costero. Esto indicaría una significativa acreción de sedimentos bajo el margen (Hackney et al., 2006).

Al este de la península de Arauco se encuentra la cordillera de Nahuelbuta y al sur de esta se encuentra la falla de Lanalhue que está orientada en dirección NW y marca el contacto entre las series de oriente y occidente (ver Figura 3.2). El primero es el dominio morfoestructural del este, que consiste en basamento metamórfico Paleozoico y una cubierta sedimentaria Triásico-Cretácico. El dominio del Oeste comienza al sur de los 38°S y está conformado por metasedimentos del Permo-Triásico.

En la península de Arauco es posible encontrar tres terrazas marinas: Cañete, Esperanza y

Nochas. Estas adquieren una gran importancia para el estudio de la característica forma de la península. La península tiene forma plegada y levantada, formando una anticlinal en el centro. Esta forma sería el resultado del acortamiento y contracción acumulada durante los últimos  $\sim 2.5$  Ma. Las terrazas marinas se encuentran “dobladas” alrededor de la anticlinal, que tiene una dirección noroeste en el centro de la península. En el centro las terrazas tienen su mínima elevación, que luego va aumentando hacia el sur y norte. Desde el nivel del mar, la altura de las terrazas aumenta hacia la anticlinal. Esta oposición es consistente con la anticlinal, cuyo eje está orientado WNW-ESE. Este bloque costero consiste en depósitos del Eoceno y una cuenca del Mio-Plioceno.

Al sur de Arauco se encuentra la zona de falla de Mocha-Villarica (MVFZ), que cruza el margen activo completamente. Este límite está marcado por el cambio en el nivel de erosión a lo largo de la falla. Al sur de MVFZ, la parte más profunda del arco magmático se encuentra expuesta, mientras al norte se encuentran rocas volcano-sedimentarias del Mesozoico-Cenozoico.

#### **3.1.1.1. Formación series del oriente y occidente.**

Durante el Carbonífero tardío se estableció la etapa temprana de la subducción y con esto la formación de las series del oriente y occidente ( $\sim 305$  Ma)(Glodny et al., 2008). La serie del oriente se formó a partir de la acreción frontal de un grueso margen pasivo de sedimentos. Posteriormente acreción basal desarrollo lo que se denomina serie de occidente (figura 3.3 a-b) (Gutscher et al., 1998). De forma paralela a la formación del complejo de acreción, un pulso de material del arco magmático se introdujo en la serie oriental hace aproximadamente 290 Ma (Glodny et al., 2006). La serie oriental ya se encontraba consolidada, pero el crecimiento basal continuaba en la serie occidental y el pulso del arco magmático se encontraba en su etapa final (figura 3.3 c). La formación de la falla de Lanalhue ocurre durante el periodo Pérmico ( $\sim 275$  Ma) producto de la diferencia erosiva/acrecionaria a lo largo del margen ( $\sim 38^\circ\text{S}$ ) (Glodny et al., 2006, 2008). Actualmente se tiene que los granitoides del Paleozoico que conforman la cordillera de Nahuelbuta en el flanco oeste, se encuentran cercanas a la base de la cordillera de los Andes al sur de la falla de Lanalhue. Esto implica que el arco magmático del Carbonífero

tardío se encuentre desplazado y seccionado a lo largo de la falla de Lanalhue cerca de 100 km, relativo a la ubicación actual de la fosa (véase figuras 3.3 d, 3.4).

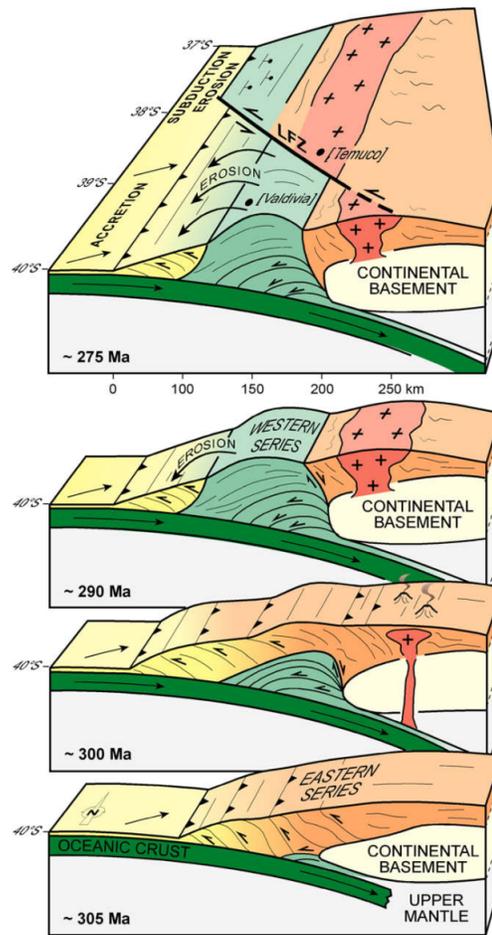


Figura 3.3: Modelo esquemático de la evolución de la falla de Lanalhue. Descripción de las figuras de manera ascendente. (a)  $\sim 305$  Ma. Acortamiento después del inicio de la subducción. (b)  $\sim 300$  Ma. Deformación continua de la serie oriental y crecimiento basal de la serie occidente. Paralelo desarrollo del arco magmático. (c)  $\sim 290$  Ma. Termino etapa del arco magmático. (d)  $\sim 275$  Ma. Contraste entre margen erosivo (norte) y acrecionario (sur). Esta diferencia gatilla la segmentación del margen (fuente Glodny et al. (2008)).

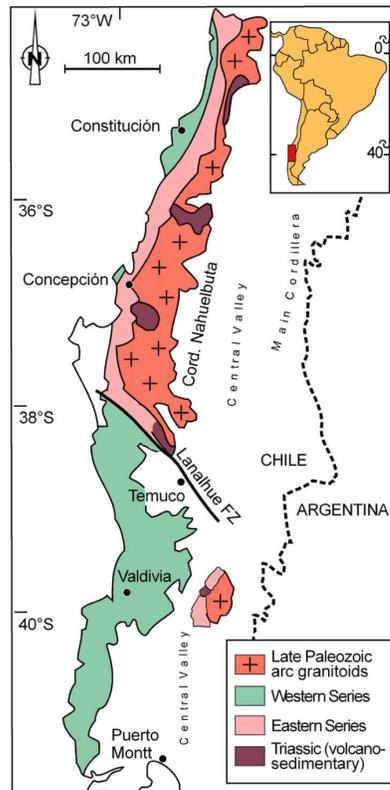


Figura 3.4: Mapa geológico pre-Jurásico del centro sur de Chile (fuente Glodny et al. (2008)).

### 3.1.1.2. Traslación de la microplaca de Chiloé y levantamiento de la península de Arauco.

Al sur de la zona de falla de Mocha-Valdivia se encuentra el bloque de Chiloé, que consiste en una microplaca desacoplada de la placa Sur Americana debido a la presencia de la zona de falla de Liqui-Ofqui (LOFZ), como se puede ver en la Figura 3.5 (Wang et al., 2007).

Estudios realizados por Melnick et al. (2009), muestran deformaciones en las terrazas marinas al sur de Arauco, a lo largo de fallas inversas con componente strike-slip, orientadas en forma oblicua al margen como la falla de Mocha-Villarica. Melnick et al. (2009) sugieren que el oroclinal (curva en una cadena de montañas) en Arauco se debe al empuje que ejerce la translación de la microplaca de Chiloé hacia el norte y el choque contra el

contrafuerte (masa de roca saliente) que resulta del efecto combinado del bajo dip ( $12.7^\circ$  bajo Nahuelbuta) y el fuerte contraste entre las rocas heterogéneas metamórficas al sur y el granito homogéneo en la cordillera de Nahuelbuta.

El levantamiento de la región de Arauco y Nahuelbuta es probablemente el resultado del ensanchamiento de la corteza debido a la colisión del bloque de Chiloé durante los últimos 4 M.a.

La falla de Liqui-Ofqui es un sistema de fallas que tiene cerca de 100 km de ancho, ubicada conjuntamente al sur del arco volcánico. Presenta un movimiento dextral de cizalle que acomoda una parte significativa de la componente paralela del movimiento relativo de la placa de Nazca. Este movimiento dextral produce que la microplaca de Chiloé se traslada hacia el norte. Este bloque se desplaza a 6.5 mm/a, disminuyendo a cero en la parte norte del bloque, donde finaliza la LOFZ.

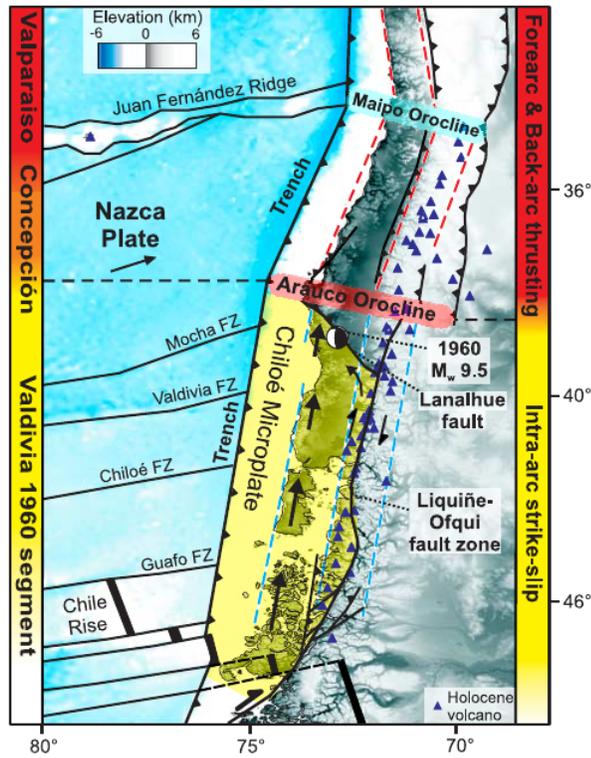


Figura 3.5: Movimiento de la microplaca de Chiloé a lo largo de la falla de Liquiñe-Ofqui. Producto de esta traslación, se produce el ensanchamiento de la península de Arauco y el levantamiento de la cordillera de Nahuelbuta. El desacoplamiento de la microplaca de Chiloé, es producto de la convergencia oblicua de las placas y la subducción de la dorsal de Chile. Fuente Melnick et al. (2009).



## Capítulo 4

# Datos Sísmicos

Luego del terremoto del Maule de 2010, equipos de Chile, París y Estados Unidos instalaron sismómetros en el área de ruptura para registrar las réplicas de terremoto. Estas redes temporales fueron combinadas en una sola red denominada IMAD (International Maule Aftershock Deployment). Esta red está compuesta con cerca de 160 instrumentos de tres componentes de banda ancha en el arco continental. La cobertura máxima se alcanzó entre Abril y Junio de 2010.

Además de los datos entregados por la red IMAD, se cuenta con los datos de la Universidad de Liverpool entre el año 2010 y 2011. De forma adicional esta red se encuentra complementada con estaciones de fondo marino (OBS). 10 estaciones OBS estuvieron activas durante Agosto de 2010 y Marzo de 2011.

Las estaciones OBS cuentan con un hidrófono, que permite la detección de ondas compresionales, lo que ayuda en la elección de la fase.

Los datos utilizados en este estudio, provienen de registro de las réplicas del terremoto del Maule durante Agosto y Marzo de 2011. La ventana temporal fue elegida de manera que se contara con datos de estaciones OBS y estaciones en tierra. El catálogo generado en la zona cuenta con una mayor cantidad de eventos, que en catálogos preexistentes. Por lo que la base de datos usados es mucho más completa que estudios anteriores, como por ejemplo el de Hicks et al. (2014).

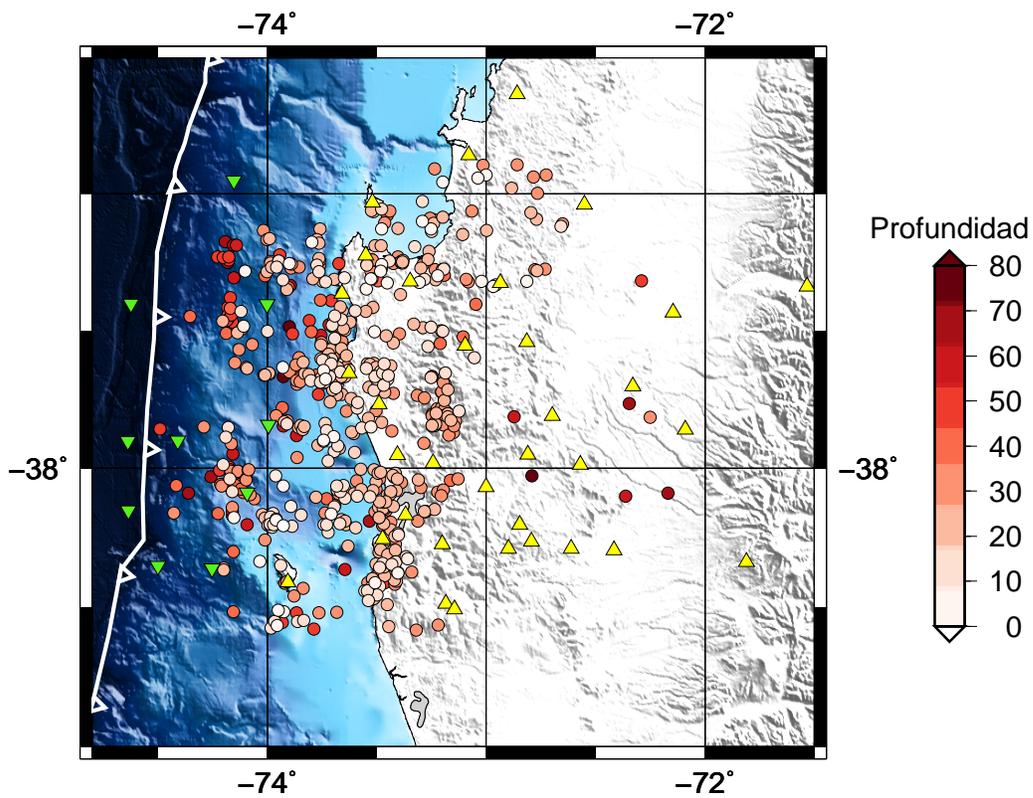


Figura 4.1: (a) Mapa de la península de Arauco, donde se ubica la zona de estudio. Los círculos representan la distribución de los eventos registrados en el catálogo, autolocalizados. Los triángulos amarillos representan la red estaciones IMAD y los triángulos invertidos verdes representan las estaciones OBS de la Universidad de Liverpool.

# Capítulo 5

## Metodología

### 5.1. Proceso de picking

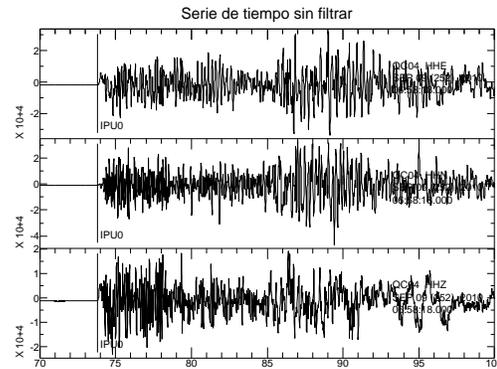
Se entiende por picking el proceso por el cual se marcan las llegadas de las distintas fases en un sismograma, detallando la calidad o certeza que se tiene del arribo de la fase, entre otras características. La elección de la llegada de las fases de 569 eventos iniciales, se realizó de manera manual durante aproximadamente 3 meses. Con esto fue posible obtener archivos de entrada para programas de localización y tomografía sísmica.

El proceso comienza con la lectura de las tres componentes sísmicas (Este, Norte y Vertical), que se muestran en una sola ventana como se puede ver en la Figura 5.1 (a). Las estaciones OBS (ocean bottom seismometer) cuentan además con un hidrófono. Este instrumento ayuda a la elección de la llegada de la onda P, como se puede apreciar en la Figura 5.2

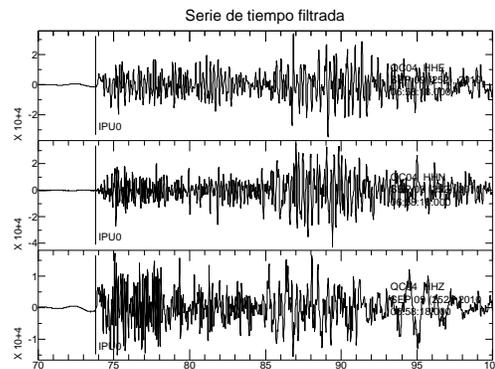
La selección de las fases se hace en datos sin filtrar. Se selecciona la calidad del picking (el error asociado a la llegada de la fase) que se divide en 4 valores:

- 0, si es menor a 0.1 s.
- 1, si es menor a 0.2 s.
- 2, si es menor a 0.5 s.
- 3, si es menor a 1.0 s.

Luego de este proceso, se revisa la elección en los datos filtrados.

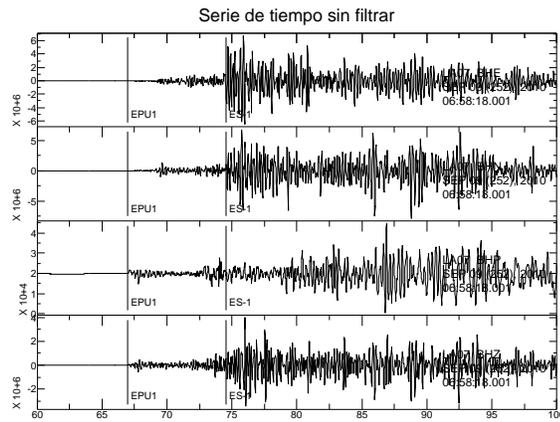


(a)

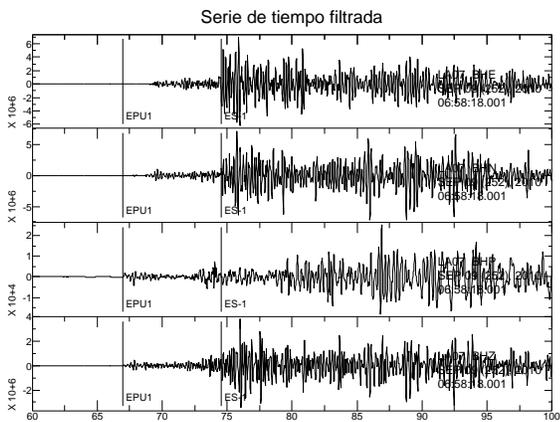


(b)

Figura 5.1: Representación de las componentes Este, Norte y Vertical para la replica registrada por la estación QC04 el 09 de Septiembre de 2010. Se muestra la elección de la onda P en las tres componentes, con una calidad de 0. (a) Se puede observar la llegada de la onda P en los datos sin filtro. (b) Se muestran las tres componentes filtradas entre 0.5-10 Hz.

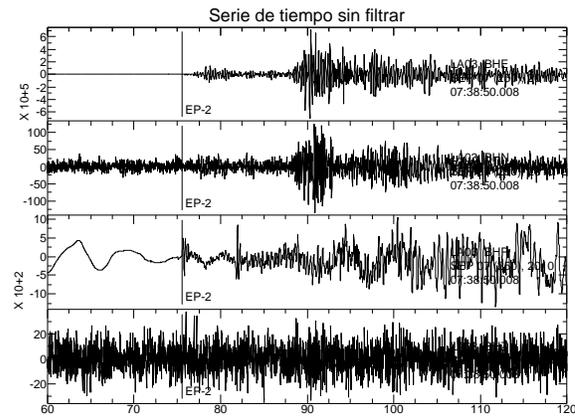


(a)

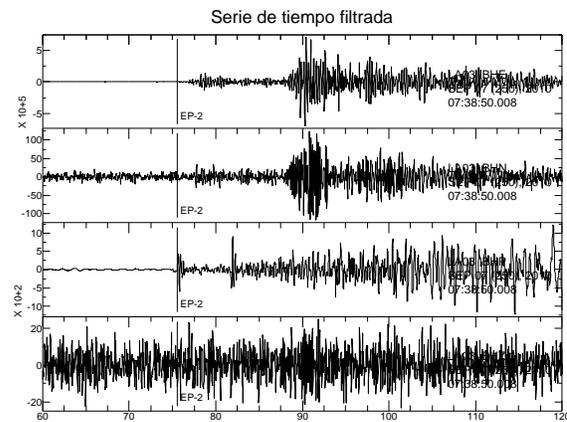


(b)

Figura 5.2: Sismograma con componentes Este, Norte, de presión y Vertical. Replica del terremoto del Maule Mw 8.8 registrado el 09 de septiembre de 2010 por la estación LA07. (a) Muestra el picking realizado en los datos sin filtro, con una calidad de 1 para la onda P y S. (b) Se ven las señales filtradas entre 0.5-10 Hz, con el pick de la llegada de las fases P y S

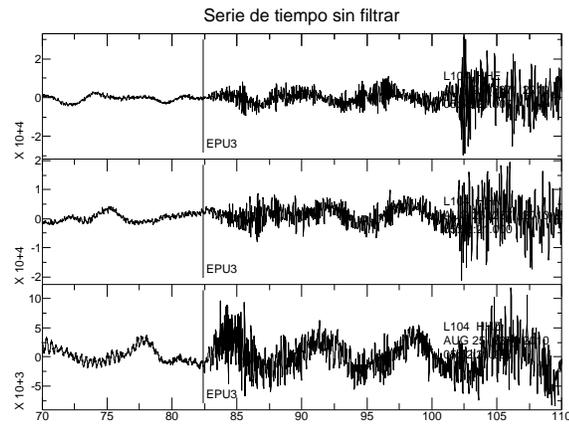


(a)

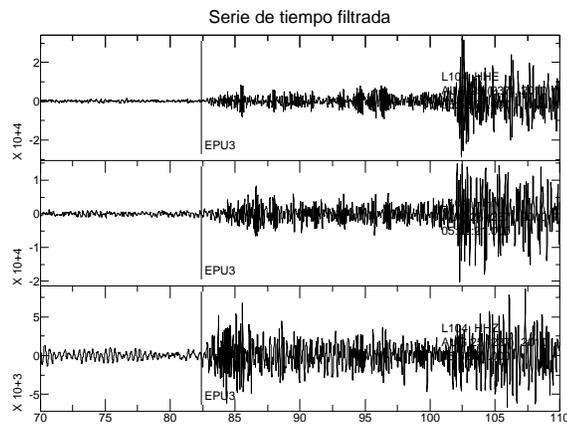


(b)

Figura 5.3: Componentes Este, Norte, de presión y vertical, respectivamente, de un sismograma. Evento registrado por la estación LA03 el 07 de Septiembre de 2010. En (a) se muestra el picking realizado en las señales sin filtro, con una calidad de 2 para la llegada de la onda P. En (b) se ven las señales filtradas entre 0.5-10 Hz, con el pick del arribo de la fase P.



(a)



(b)

Figura 5.4: Representación de las 3 componentes de un sismograma para la replica del terremoto del Maule Mw 8.8, registrado por la estación L104 el 25 de Agosto de 2010. En (a) se observan las señales sin filtro, con un pick de la onda P de calidad 3. En (b) se puede ver la señal filtrada entre 0.5-10 Hz.

### 5.1.1. Generación archivo HPF

Una vez generados los picking, la información de los tiempos de arribo es guardada para cada fase. Luego de esto, en el programa se muestran las componentes verticales de las diferentes estaciones con sus respectivos picking. En la parte superior se ve la información guardada sobre los tiempos de llegada de las fases. En la Figura 5.5 se puede ver un ejemplo de este proceso.

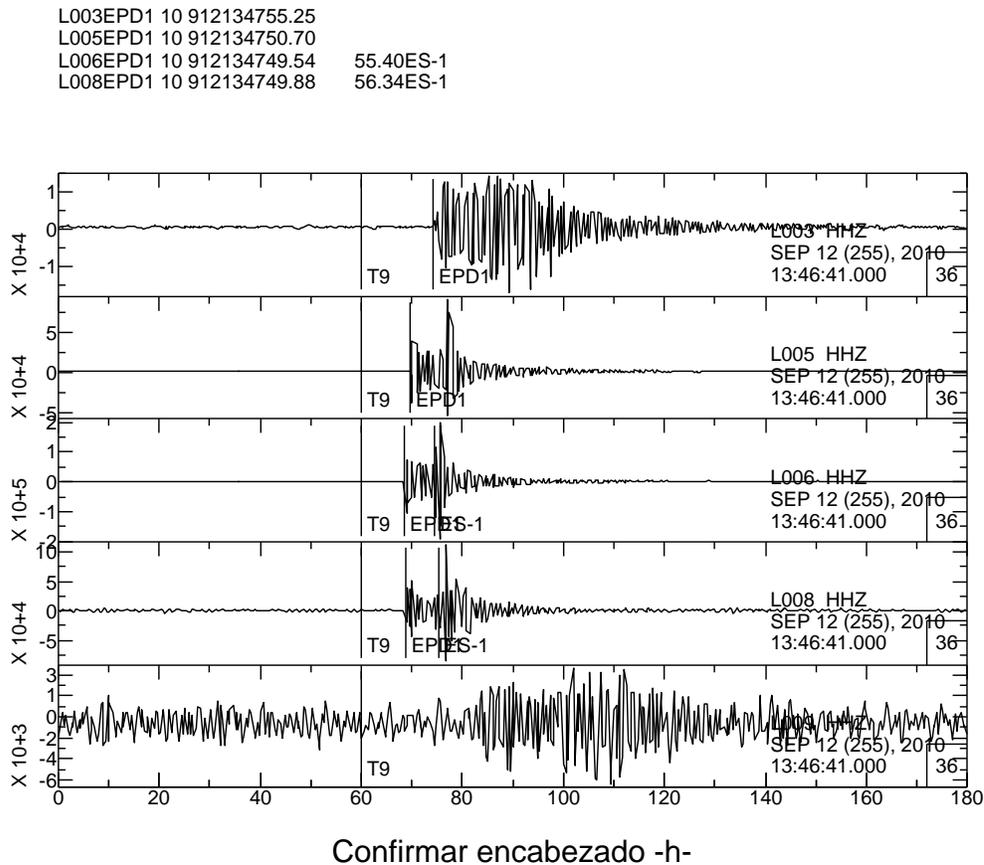


Figura 5.5: Componentes verticales de las diferentes estaciones que registraron replica del 12 de Septiembre de 2010. En la parte superior se tiene la información guardada de: el tiempo de arribo de las fases, estación que registró el evento, la información del pick de la fase P, el año, mes, día, tiempo llegada de la onda P, tiempo de llegada de la onda S y la información del pick de la fase S. El tiempo T9 marca el tiempo de origen estimado por el autopicker.

## 5.2. Estrategia de inversión.

Se siguió el esquema de inversión sugerido por C. H. Thurber (1983), Eberhart-Phillips y Michael (1998) y adoptado por Hicks et al. (2014), usando los softwares Hypoinverse (Lee y Valdes, 1985), Velest (Kissling et al., 1994) y SIMUL2000 (C. H. Thurber, 1983; Eberhart-Phillips y Michael, 1998). Se comienza por la inversión del modelo 1-D, seguido por las inversiones 2-D  $V_p$ ,  $V_p/V_s$ . Finalizando con la inversión robusta y fina 3-D.

### 5.2.1. Inversión 1-D

Luego del proceso de picking se obtuvieron observaciones de 10.032 ondas P y 3.782 ondas S de 513 eventos. La reducción en la cantidad de eventos es producto del rechazo a eventos que no presentaran una cantidad adecuada de observaciones. Después del proceso de picking, se procedió a la primera localización de eventos con el programa Hypoinverse (Hypo71) (Lee y Valdes, 1985). Luego, se invirtió para las velocidades de la onda P y S usando el programa Velest (Kissling et al., 1994). En esta etapa de inversión, se rechazaron los eventos con un GAP mayor a  $220^\circ$ , para que sólo se consideraran los eventos dentro de la red, los rayos con residuos mayores a 1.5 s para la onda P y 2.0 s para la onda S, para eliminar valores atípicos. Estos errores no son posibles de explicar con la geología del lugar, dado que son errores de los datos, picking o por el GPS. Además, se descartaron los eventos registrados por las estaciones L105 y L107, debido al ruido no era posible hacer una clara elección de la llegada de las ondas.

Con el programa se siguió un esquema de inversión intercalada. Primero en “*simultaneous mode*” y luego en “*single event mode*”. Con la primera inversión se obtiene el modelo de velocidad y los retrasos de las estaciones. Con la segunda se mejora la ubicación de los eventos, que luego sirven de entrada para el “*simultaneous mode*”; el proceso intercalado se repitió 4 veces. Se utilizó el modelo inicial de Haberland et al. (2009) y se usó el valor de 1.78 para la relación  $V_p/V_s$ . Este valor fue confirmado usando el diagrama de Wadati (figura 5.6).

Para solucionar el problema con la diferencia entre las elevaciones de las estaciones (estaciones presente en tierra y en fondo marino), se siguió la estrategia presentada por Husen et

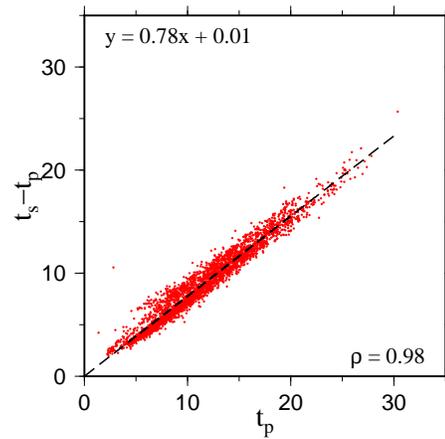


Figura 5.6: Diagrama de Wadati. Se obtiene un valor de 1.78 para la relación  $V_p/V_s$ .

al. (1999). Con esto, todas las elevaciones de las estaciones se cambiaron a 0 y se consideró la corrección de las estaciones durante la inversión para amortiguar los errores sistemáticos de los tiempos de viaje. Velest, además, requiere que las estaciones se encuentren en la misma capa del modelo de velocidad. Considerar la corrección de las estaciones con el modelo 1-D de velocidades permite obtener localización de los hipocentros precisas aun cuando se tiene suelo heterogéneo (Kissling, 1988). El modelo de velocidad 1-D obtenido finalmente se puede ver en la Figura 5.9, el mapa del retraso de las estaciones en la Figura 5.8 y la localización de los eventos en Figura 5.10.

Finalmente se obtuvieron 9.359 tiempos de llegadas de ondas P y 3.541 llegadas de ondas S, con un total de 491 eventos. El histograma de los tiempos de llegada se puede ver la Figura 5.7.

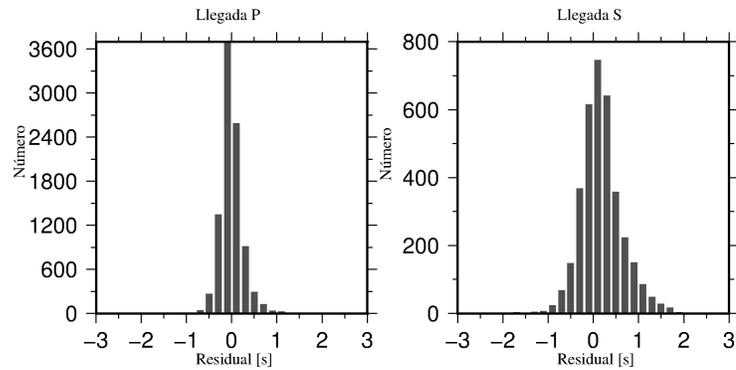


Figura 5.7: Histograma de los residuales de los tiempos de viaje de la onda P (izquierda) y de la onda S (derecha).

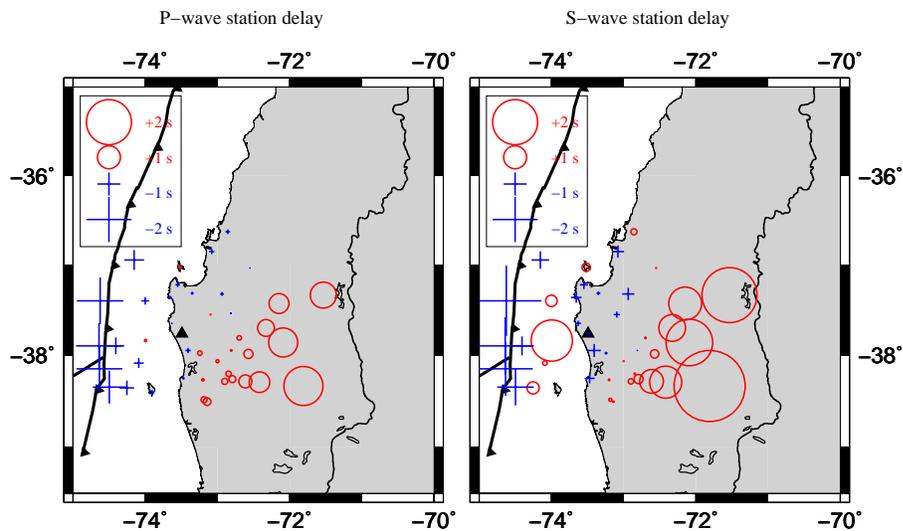


Figura 5.8: Mapa de las demoras de las estaciones, luego de la inversión 1-D en Velest. Triángulo negro representa la estación de referencia usada. Esta estación es elegida por encontrarse al centro de la red, presentar un alto número de observaciones y por definición, tiene un residuo cero. El retraso de las estaciones es importante para generar un modelo 1-D adecuado cuando se tienen variaciones de velocidad 2-D.

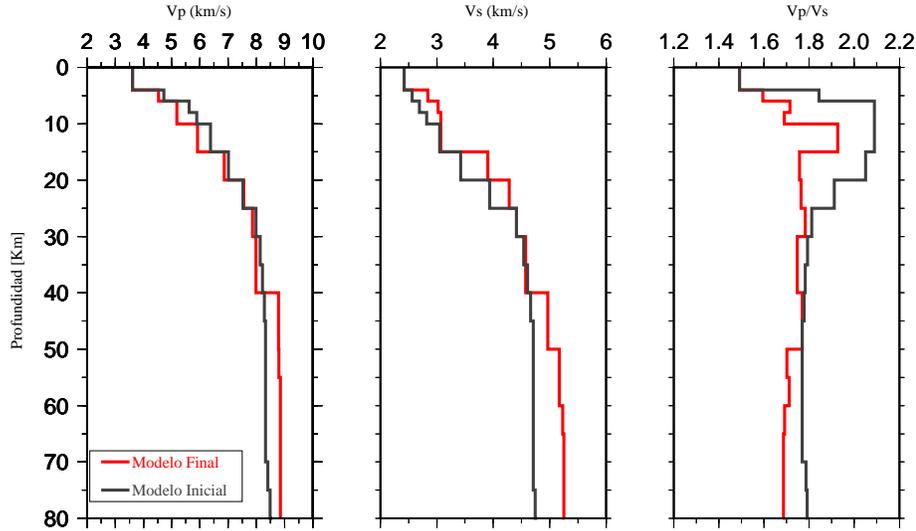


Figura 5.9: Modelo de velocidad obtenido luego de las inversiones 1-D con Velest. Se muestra en gris el modelo de velocidad inicial dado por Haberland et al. (2009), en rojo se muestra el modelo de velocidad final obtenido.

### 5.2.2. Inversión 2-D, 3-D

Tanto para la inversión 2-D y 3-D se utilizó el código de inversión SIMUL2000 (C. H. Thurber, 1983; Eberhart-Phillips y Michael, 1998). SIMUL utiliza el método iterativo de mínimos cuadrados amortiguados para invertir velocidades sísmicas y los parámetros hipocentrales. Debido a la calidad y cantidad reducida de la onda S comparada con la onda P, el programa utiliza la relación  $V_p/V_s$  en vez de sólo  $V_s$  (Eberhart-Phillips, 1990, 1989). SIMUL considera el tiempo S-P para la inversión  $V_p/V_s$  para evitar artefactos significativos (Zhang et al., 2009).

En primer lugar se invirtió para  $V_p$  usando una grilla 3-D. A pesar de usar una grilla 3-D, la velocidad de los nodos a lo largo de la dirección paralela al rumbo se mantuvo fija, lo que produce una inversión 2-D. Como modelo de velocidad 2-D inicial se usó el modelo de Haberland et al. (2009), con la ubicación inicial de los eventos entregados por la inversión 1-D. Siguiendo el procedimiento realizado por Hicks et al. (2014), se utilizó para la inversión 2-D “*linking nodes*”. El espaciamiento de los nodos horizontales (W-E) fue de  $\sim 15$  km con  $\sim 5$  km de profundidad.

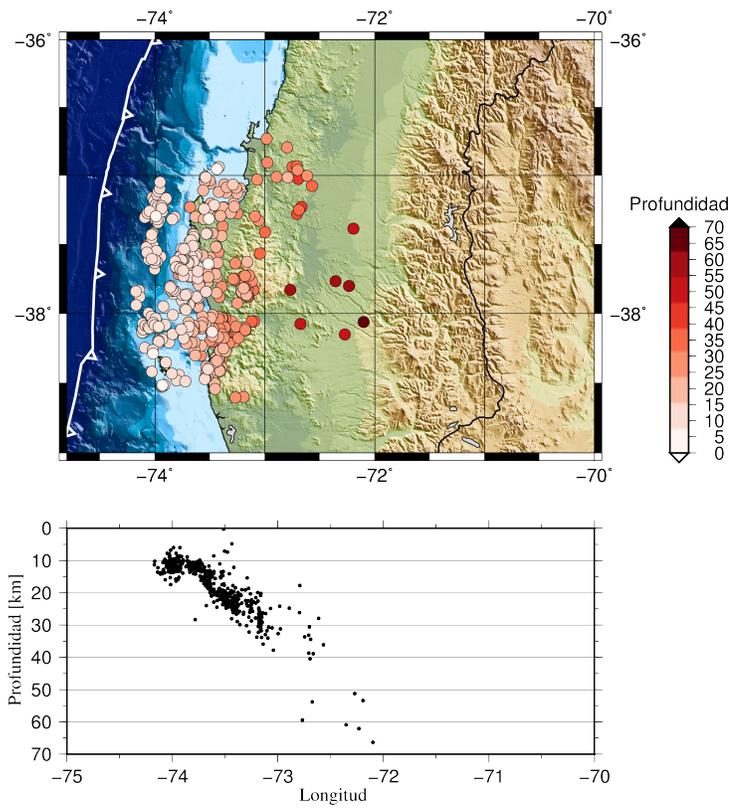


Figura 5.10: Mapa de la localización final de eventos obtenido luego de la inversión 1-D en Velest. En la figura superior se puede ver la distribución de los eventos de manera horizontal y en la figura inferior, la localización de los eventos con la profundidad.

Luego de la inversión  $V_p$ , se continuó con la inversión 2-D para  $V_p/V_s$ . En esta etapa del proceso, los valores de  $V_p/V_s$  se cambiaron a 1.78 para cada nodo del modelo de velocidad. El proceso finalizó con la inversión conjunta  $V_p, V_p/V_s$ .

Para la inversión 3-D robusta  $V_p$  se utilizó el mismo distribución horizontal W-E y vertical que en la inversión 2-D, pero la separación de los nodos horizontales N-S fue de  $\sim 20$  km en el centro de la red. Para la inversión 3-D fina  $V_p$ , el espaciamiento horizontal N-S fue de 15 km. Estos valores fueron determinados luego de varias pruebas para obtener un balance entre la resolución espacial y los datos sísmicos. Luego de las inversiones 3-D para  $V_p$ , se continuó con la inversión 3-D  $V_p/V_s$ . Se usó la misma técnica de cambiar el valor de la relación  $V_p/V_s$  de cada nodo a 1.78 (para que se ajustaran de acuerdo a los tiempos de viaje de este estudio). El proceso finalizó con la inversión conjunta 3-D  $V_p, V_p/V_s$ .

El valor del factor de amortiguamiento fue elegido de manera empírica para cada inversión. Se realizó una serie de inversiones con un largo rango de valores de amortiguamiento, formando una curva entre la varianza de los datos (una medida del tiempo de viaje residual) y la del modelo (una medida de la complejidad del modelo de velocidad). El valor de amortiguamiento escogido es el que minimiza ambas varianzas (Eberhart-Phillips, 1986). Un ejemplo de la curva se puede ver en la Figura 5.11. Los valores de amortiguamiento se eligen de manera independiente tanto para  $V_p$  como para  $V_p/V_s$ . Mientras se calcula un valor de amortiguamiento, el otro se mantiene fijo en un valor alto. Se consideró la corrección de las estaciones solo en las últimas tres inversiones. No se tuvo en cuenta la inversión de estaciones en el proceso anterior, dado que, es preferible que el modelo de velocidad se perturbe antes, para que los términos de las estaciones expliquen lo que el modelo no pudo resolver. En la tabla 5.1 se puede ver un resumen de los parámetros de inversión y de la varianza de los datos obtenidos en las inversiones. Se tiene que para la inversión final 3-D, los valores de la varianza para P y S-P se acercan a los errores asociados al picking, que se estimaron anteriormente. Para P se tiene un error asociado aproximado de 0.15 s y para S-P de 0.3 s.

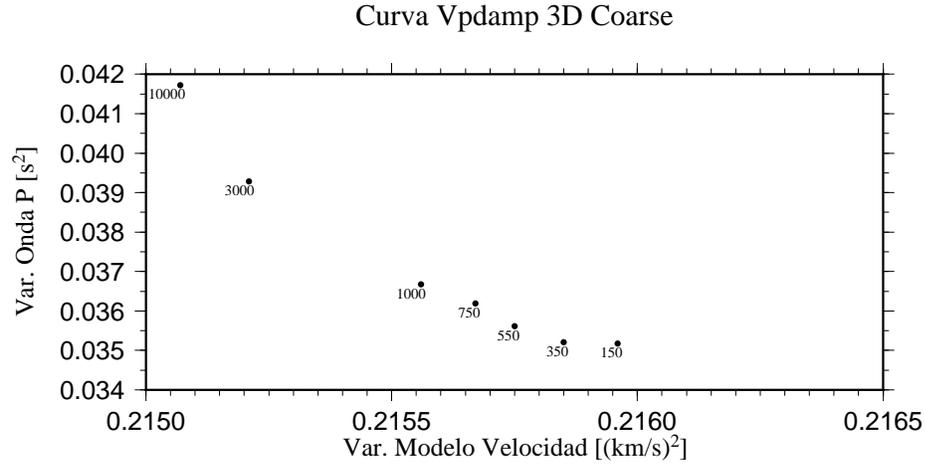


Figura 5.11: Curva de valores del factor de damping para la inversión 3D  $V_p$  robusta. El damping elegido fue de 750.

Inversión	Parámetro Damping	Varianza datos P	Varianza datos S-P
2-D $V_p$	$V_p : 3000$ $V_p/V_s : 10000$	0.047	0.18
2-D Fina	$V_p : 3000$ $V_p/V_s : 3300$	0.043	0.16
3-D robusta $V_p$	$V_p : 750$ $V_p/V_s : 10000$	0.027	0.15
3-D fina con corrección estaciones	$V_p : 350$ $V_p/V_s : 300$ Estaciones: 100	0.022	0.08

Tabla 5.1: Tabla resumen de los parámetros utilizados en las diferentes etapas de las inversiones. Para cada inversión se detalla los valores de damping utilizados y la varianza obtenida en cada inversión para  $V_p$  y  $V_p/V_s$ . Valores de la varianza de los datos de onda P y S se encuentran en acuerdo con lo obtenido por Haberland et al. (2009); Hicks et al. (2014) y a la calidad de los picks.

### 5.3. Test de resolución

Para analizar la resolución de los modelos de velocidad se examinó la matriz de resolución del modelo (MRM),  $\mathbf{R}$ .  $\mathbf{R}$  entrega información sobre que puntos de la grilla son

dependientes de los nodos adyacentes debido a una baja cobertura de rayos. Esta dependencia se conoce como *smearing* (C. Thurber, 1993).  $\mathbf{R}$  está asociada a  $\mathbf{G}$  (véase capítulo 2) de la forma:

$$\mathbf{R} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{G} \quad (5.1)$$

Esto indica que  $\mathbf{R}$  muestra la relación recíproca entre los parámetros predichos del modelo y un filtro a través del cual se obtiene la estimación del modelo de velocidad. Nodos que tienen una buena cobertura de rayos tendrán valores altos en los elementos diagonales de la MRM y menos valor en los elementos fuera de la diagonal, lo contrario ocurre con los nodos con una baja cobertura de rayos (Haberland et al., 2009). Esto producto a la dependencia de tales nodos con los puntos de la grilla adyacentes. Otra forma de estimar el *smearing*, es calcular la función de dispersión (Toomey y Foulger, 1989). Esta función permite evaluar la razón entre los elementos de la diagonal con los elementos fuera de esta.

$$S_j = \log \left[ |r_j|^{-1} \sum_{k=1}^N \left( \frac{r_{jk}}{|r_j|} \right)^2 D_{jk} \right] \quad (5.2)$$

Donde  $S_j$  es el valor de la función de dispersión para el nodo  $j$ ,  $r_{jk}$  es el elemento de la fila  $r_j$  de la matriz y  $D_{jk}$  es la distancia entre los nodos  $j$  y  $k$ , medido en kilómetros. Los valores obtenidos con el cálculo de la función de dispersión dependerán de los parámetros elegidos. La Figura 6.1 muestra la estimación de la resolución para los nodos  $V_p$  y  $V_p/V_s$  a lo largo secciones de oeste a este para el modelo 2-D y en la Figura 6.3 se muestran para el caso 3-D.

La función de dispersión varía dependiendo de la grilla usada y la región en estudio (Toomey y Foulger, 1989; Reyners et al., 1999). Para este estudio se tiene que valores bajos de la función de dispersión ( $< 3.5$ ), la velocidad del modelo es representativa del volumen que rodea al nodo. Valores moderados de la función de dispersión (3.5-5) pueden representar un volumen mayor, por lo que características pequeñas podrían no estar representadas. Valores altos ( $> 5$ ) indican poca o nada de información y la velocidad asociada en la inversión de mínimos cuadrados amortiguados permanece cerca del modelo inicial (Eberhart-Phillips y Michael, 1998).

De forma adicional al estudio de la función de dispersión y los elementos diagonales de la MRM, se realizaron contornos del 70 % de dispersión (Reyners et al., 1999). Estos permiten apreciar de forma visual y espacial la orientación del *smearing*. Contornos rojos representan nodos con mayor dependencia a nodos adyacentes y por ende menos resultados. Contornos verdes representan nodos bien resueltos, con baja o nula dependencia. En las figuras 6.1 y 6.3 se muestran nodos con *smearing* significativo con contornos rojos, distorsionados.



## Capítulo 6

# Resultados y discusión

### 6.1. Resultados

Los modelos 2-D y 3-D muestran principalmente estructuras de velocidad previamente observadas por Hicks et al. (2014) y Haberland et al. (2009) en la región, pero con una mejor resolución. El modelo 2-D se presenta en secciones perpendiculares a la fosa en la figura 6.2. Modelo 3-D se muestra en secciones verticales y horizontales en figuras 6.5. Letras de “A” hasta “E” en figura 6.5, representan características descritas más adelante.

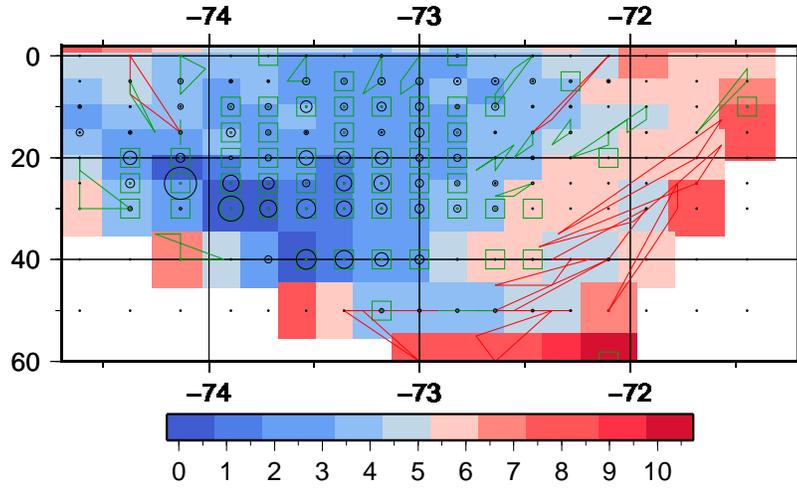
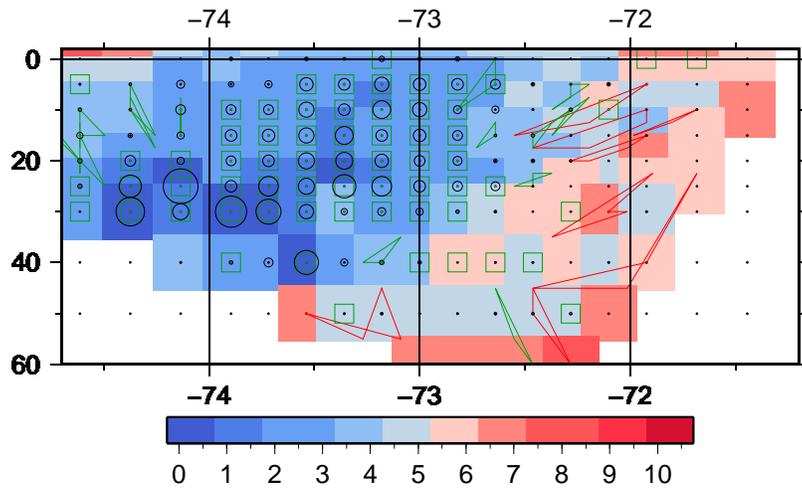
(a) Función de dispersión para  $V_p$ (b) Función de dispersión para  $V_p/V_s$ 

Figura 6.1: Estimación de la resolución basado en el estudio de la MRM para el caso 2-D. (Arriba)  $V_p$  ; (Abajo)  $V_p/V_s$ . La función de dispersión se muestra en una escala de azul a rojo. Áreas bien resueltas se muestran en azul oscuro, mientras áreas al límite de la resolución se presentan en un color azul más claro. Círculos negros muestran el valor de los elementos de la diagonal. Líneas representan el contorno del 70% de dispersión, para nodos con dispersión significativa. Líneas verdes muestran nodos bien resueltos, mientras las rojas muestran nodos con mayor dependencia a nodos lejanos a los adyacentes.

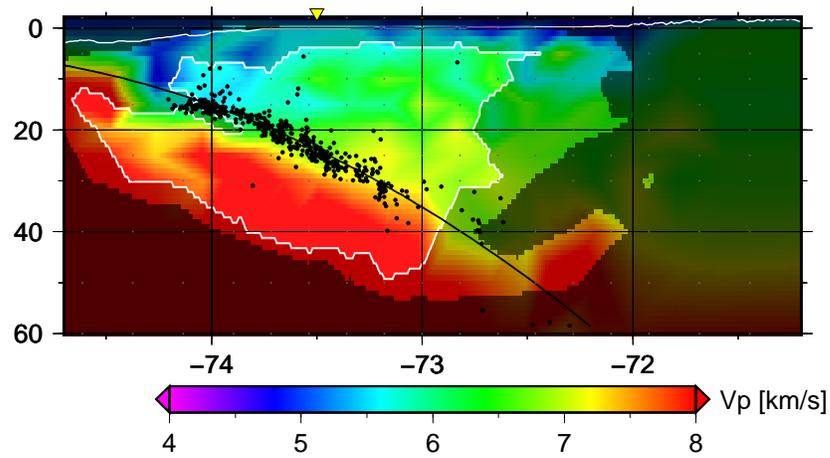
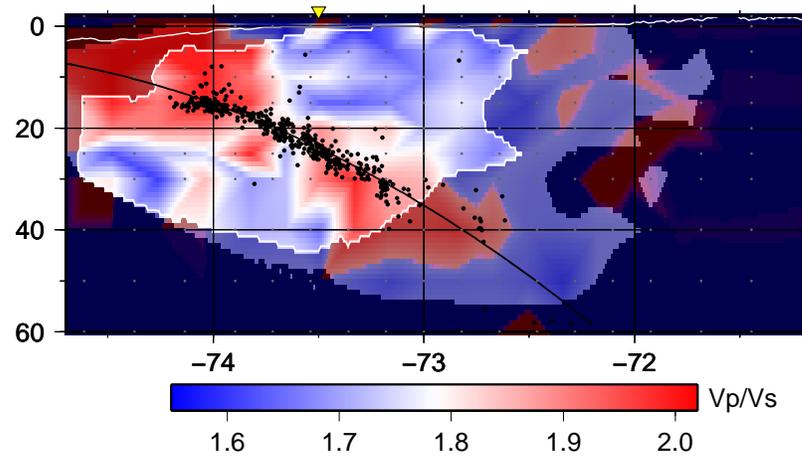
(a) Modelo de velocidad 2-D  $V_p$ (b) Modelo de velocidad 2-D  $V_p/V_s$ 

Figura 6.2: Modelo de velocidad 2-D graficado perpendicularmente a la fosa. De acuerdo al análisis de la MRM, las zonas bien resueltas se encuentran delimitadas por una línea blanca, regiones con menor resolución se encuentran oscurecidas. La posición aproximada de la línea de costa se muestra con un triángulo invertido amarillo. Círculos negros representan sismos registrados por las estaciones.

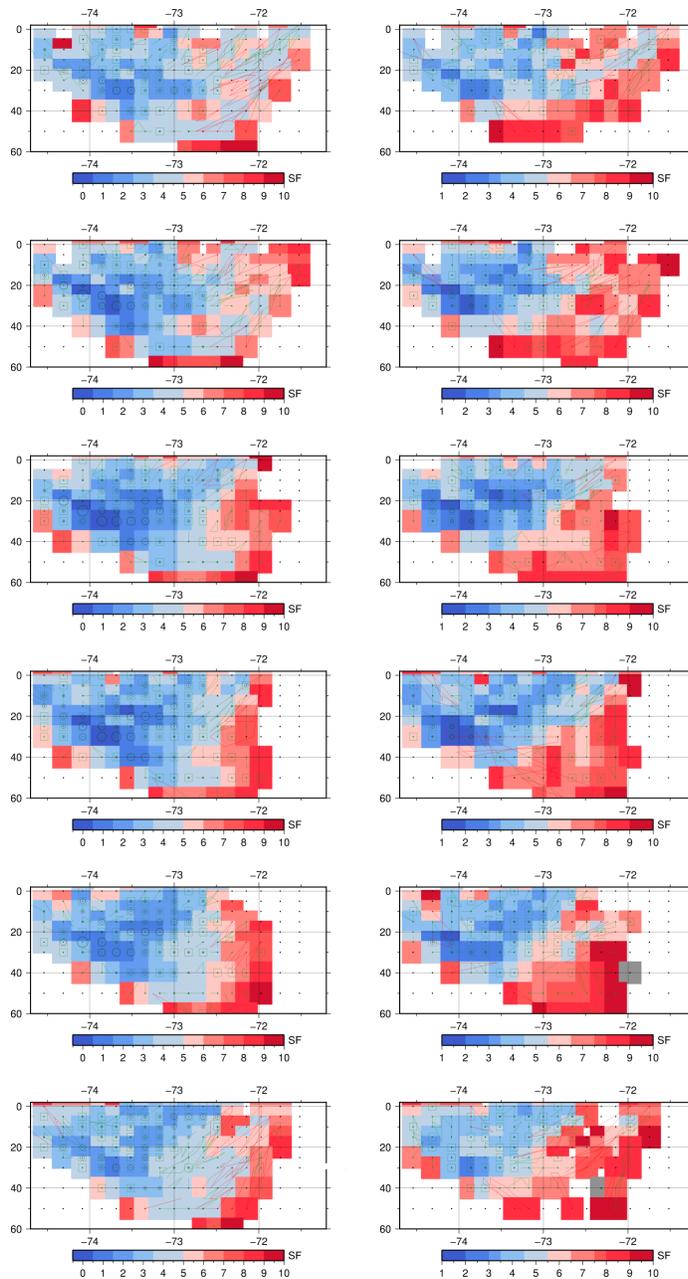


Figura 6.3: Estimación de la resolución basado en el estudio de la MRM para el caso 3-D. (Izquierda)  $V_p$ ; (Derecha)  $V_p/V_s$ . La función de dispersión se muestra en una escala de azul a rojo. Áreas bien resultadas se muestran en azul oscuro, mientras áreas al límite de la resolución se presentan en un color azul más claro. Círculos negros muestran el valor de los elementos de la diagonal. Líneas representan el contorno del 70% de dispersión, para nodos con dispersión significativa. Líneas verdes muestran nodos bien resultados, mientras las rojas muestran nodos con mayor dependencia a nodos lejanos a los adyacentes.

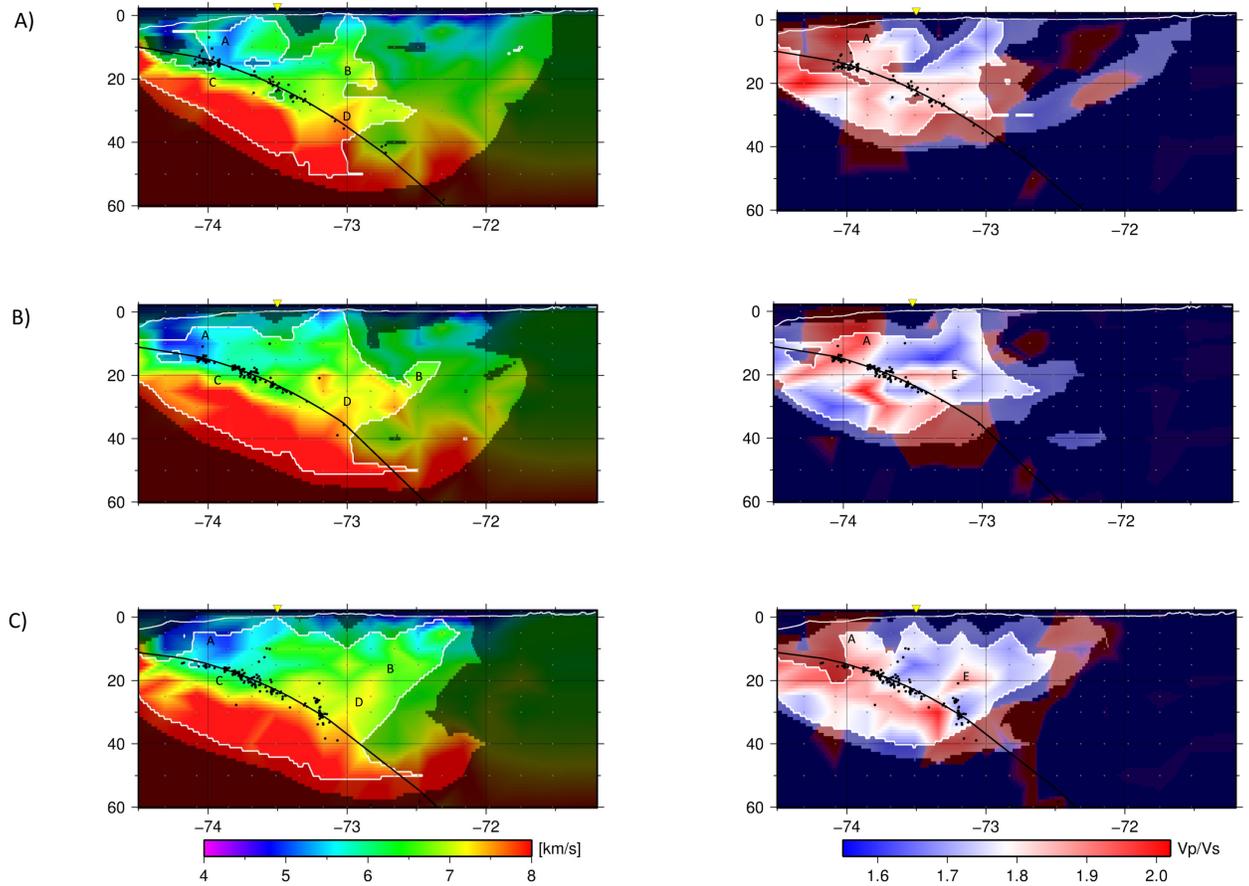


Figura 6.4: Modelos de velocidad 3-D graficados perpendicularmente a la fosa, la ubicación de los perfiles, A-C, se encuentra graficado en la Figura 3.1. Círculos representan la ubicación de los nodos. Basado en el análisis de la MRM, las zonas bien resueltas se encuentran delimitadas por una línea blanca ( $SF < 4$ ), regiones con menor resolución se encuentran oscurecidas ( $SF > 4$ ). Se muestran eventos dentro de una distancia de 16 km a cada perfil.

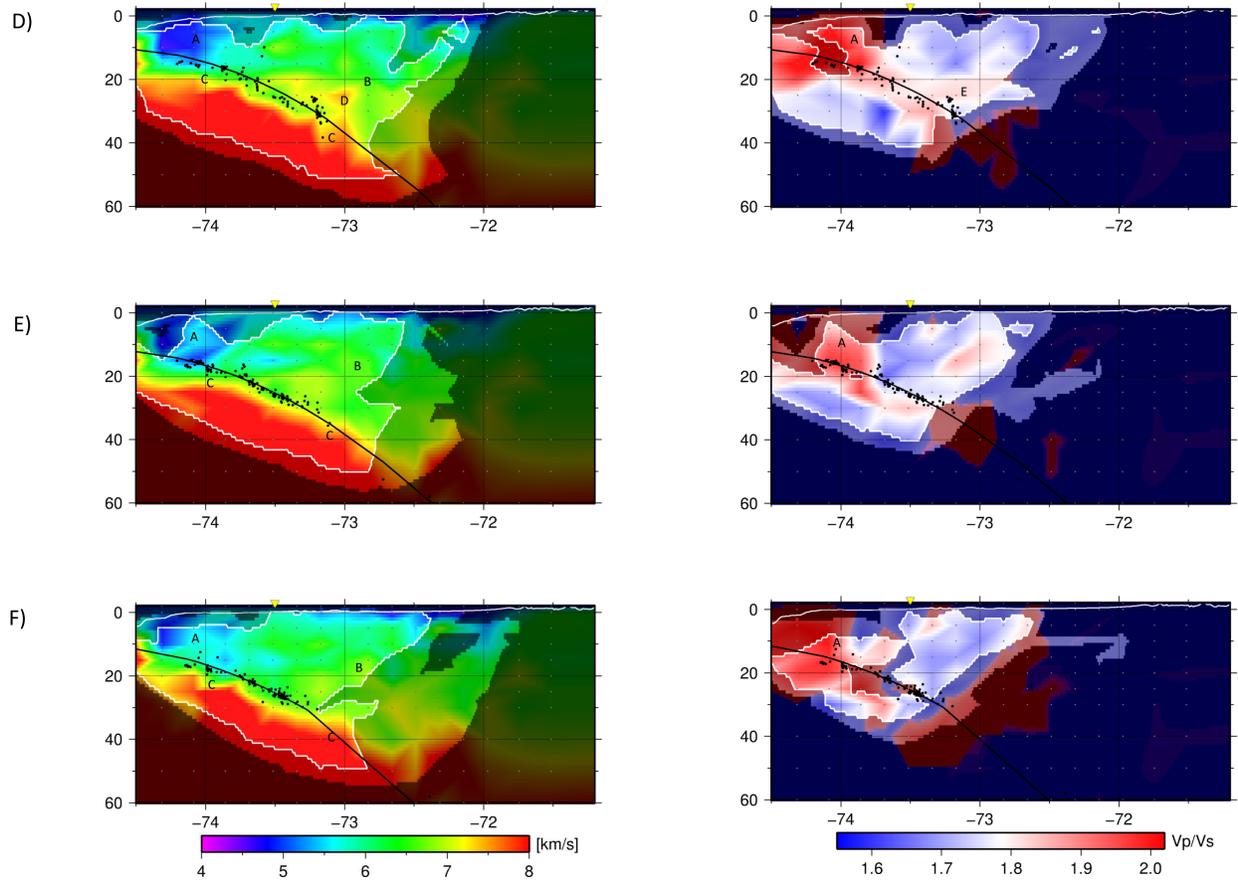


Figura 6.5: Modelos de velocidad 3-D graficados perpendicularmente a la fosa, la ubicación de los perfiles, D-F, se encuentra graficado en la Figura 3.1. Círculos representan la ubicación de los nodos. Basado en el análisis de la MRM, las zonas bien resueltas se encuentran delimitadas por una línea blanca ( $SF < 4$ ), regiones con menor resolución se encuentran oscurecidas ( $SF > 4$ ). Se muestran eventos dentro de una distancia de 16 km a cada perfil.

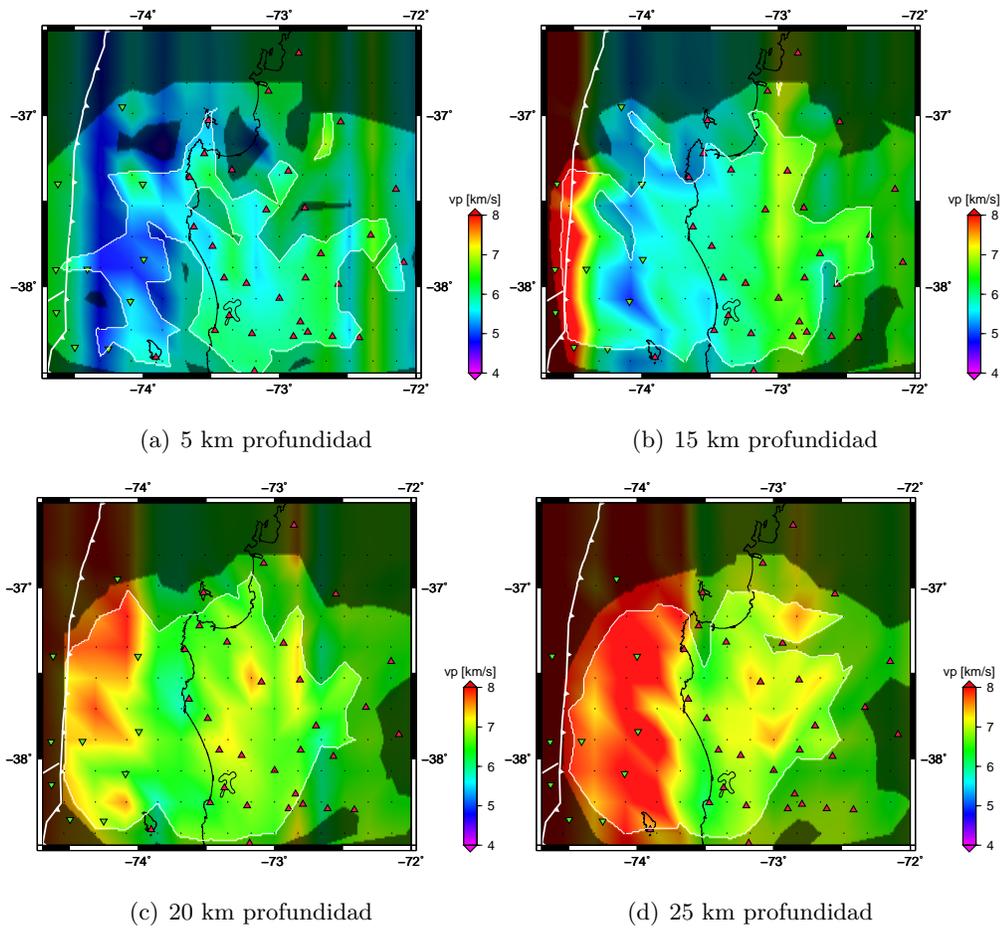


Figura 6.6: Modelos de velocidad 3-D para la onda P, graficados a diferentes profundidades. Los triángulos rosados representan la red estaciones IMAD y los triángulos invertidos verdes representan las estaciones OBS de la Universidad de Liverpool.

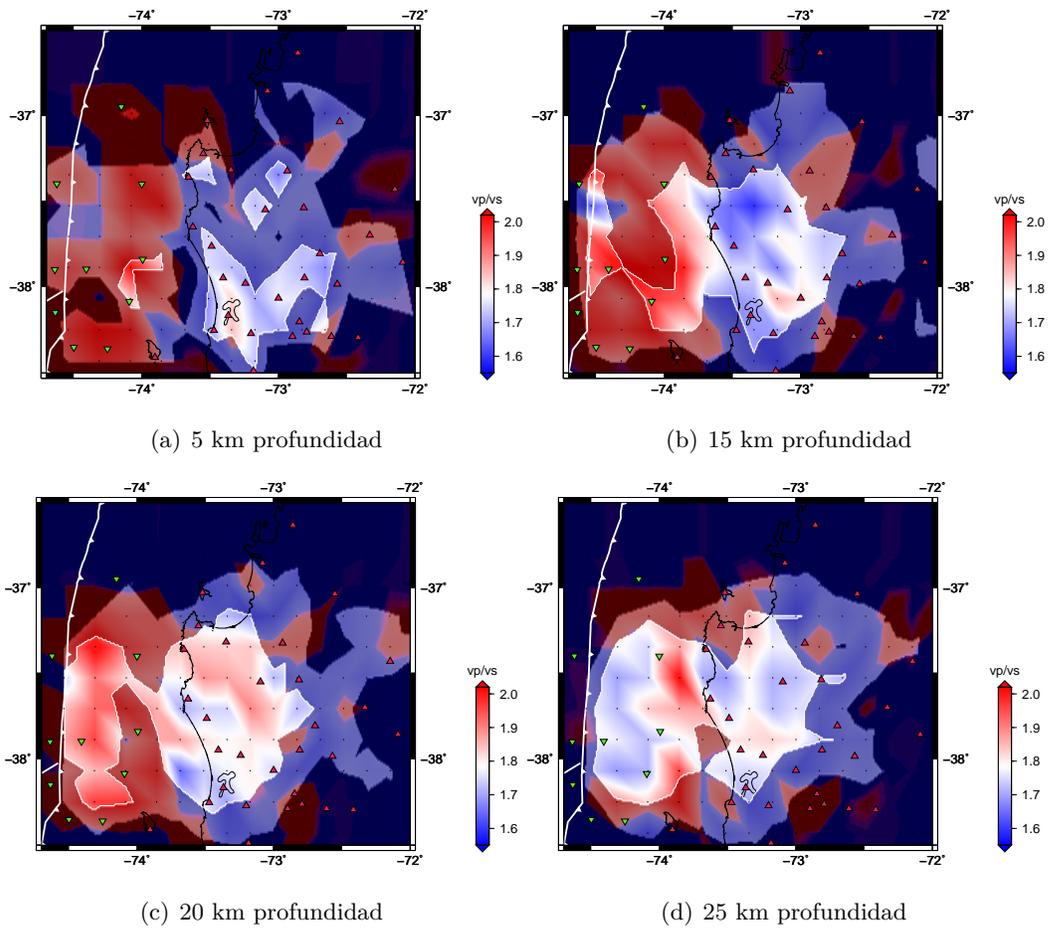
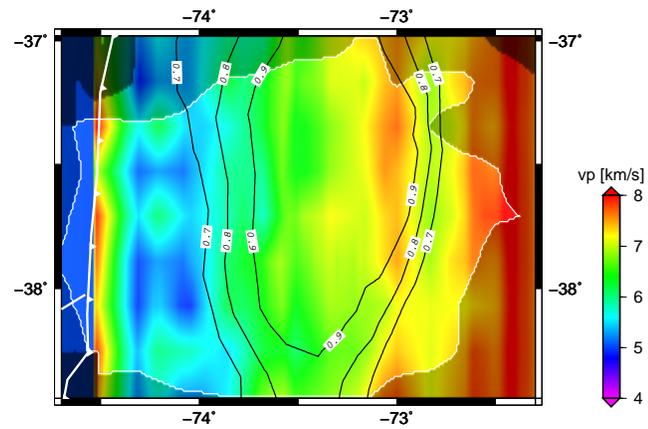
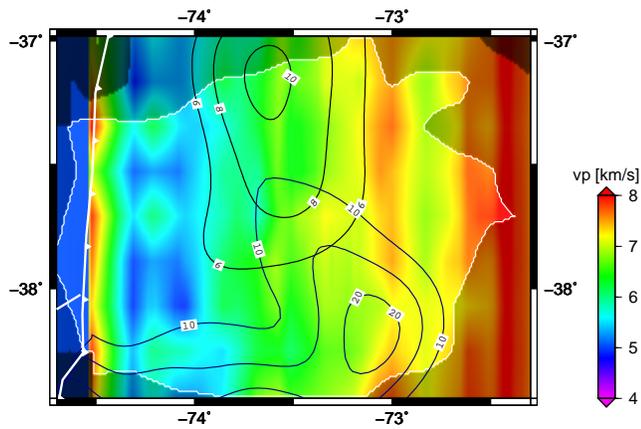


Figura 6.7: Modelos de velocidad 3-D para  $V_p/V_s$ , graficados a diferentes profundidades. Los triángulos rosados representan la red estaciones IMAD y los triángulos invertidos verdes representan las estaciones OBS de la Universidad de Liverpool.

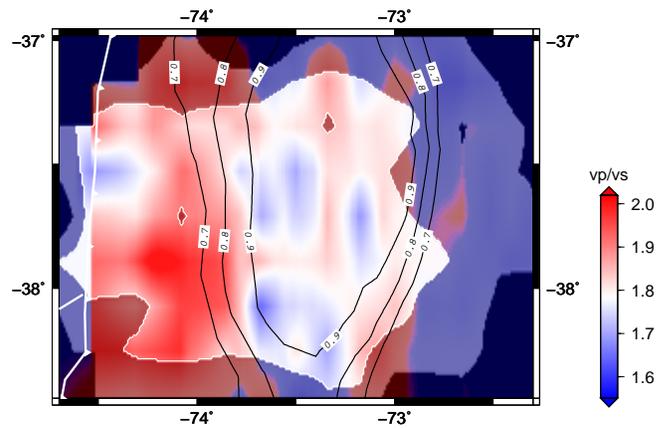


(a)

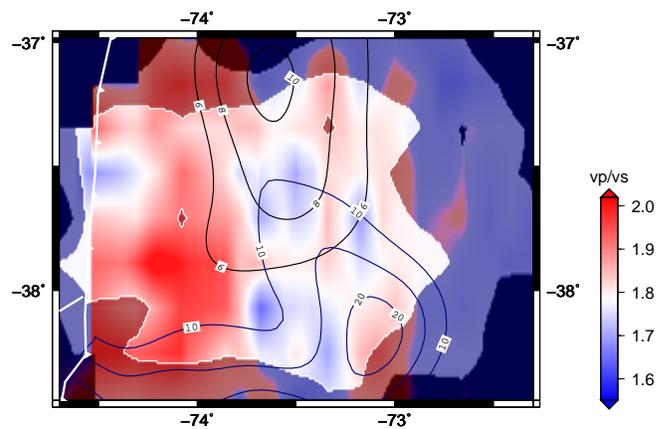


(b)

Figura 6.8: Distribución de velocidad de la onda P a lo largo de la interfaz de placas. Línea blanca delimita zonas bien resueltas ( $SF > 4$ ). a) Contornos del grado de bloqueo presísmico (Moreno et al., 2010). b) Distribución del deslizamiento terremoto de Valdivia 1960 (Moreno et al., 2009) y Maule 2010 (Moreno et al., 2012). Se muestran los deslizamientos significativos para cada terremoto (aproximadamente mayor al 50% de los máximos deslizamientos).



(a)



(b)

Figura 6.9: Relación  $V_p/V_s$  a lo largo de la interfaz de placas. Línea blanca delimita zonas bien resueltas ( $SF > 4$ ). a) Contornos del grado de bloqueo presísmico (Moreno et al., 2010). b) Distribución del deslizamiento terremoto de Valdivia 1960 (Moreno et al., 2009) y Maule 2010 (Moreno et al., 2012). Se muestran los deslizamientos significativos para cada terremoto (aproximadamente mayor al 50% de los máximos deslizamientos).

## 6.2. Discusión

### 6.2.1. Litosfera oceánica subductante

En las secciones de la figura 6.2 y 6.5 se observan altas velocidades  $V_p$ , cercanas a 8 km/s, acompañadas de una alta relación  $V_p/V_s$ , se encuentran asociadas a la subducción de la litosfera oceánica (C). Alta relación  $V_p/V_s$  es indicativa de material hidratado de la corteza oceánica y cierto grado de fracturamiento (Contreras-Reyes et al., 2010) o alta presión de fluido de poro (Moreno et al., 2014). Contreras-Reyes et al. (2008), describe que la placa de Nazca se acerca a la fosa con una manto seco y sin sufrir deformaciones. Es al momento de aproximarse a la fosa que la litosfera oceánica sufre fracturamiento y/o hidratación, fuera de la fosa oceánica. Al incrementar la cantidad de agua se produce serpentización (alteración de peridotita a serpentinita), esta alteración produce que disminuya la velocidad de la onda P. Aumento en la cantidad de agua genera una alta anomalía  $V_p/V_s$ , como la que se observa al este de los perfiles de las figuras 6.2 y 6.5. Al igual que Haberland et al. (2009), asumiendo que la ubicación del parche de sismicidad se encuentra en la interfaz de las placas y que el ancho de la corteza oceánica es de  $\sim 7$  km (Contreras-Reyes et al., 2008), se puede definir que la corteza oceánica tiene una velocidad cercana a los 7 km/s. Basado en la alta anomalía  $V_p/V_s$  y el modelo de velocidad  $V_p$ , es posible trazar la corteza oceánica hasta profundidades  $\sim 50$  km. La resolución se pierde al acercarse a la cuña del manto en la zona de subducción.

### 6.2.2. Antearco marino

El antearco marino se caracteriza por presentar bajas velocidades de la onda P ( $< 5.5$  km/s) y alta relación  $V_p/V_s$  (A). De acuerdo a lo estudiado por Contreras-Reyes et al. (2010) esta zona corresponde al prisma paleo-acrecionario y cerca la costa, el cambio de velocidad de la onda P, indicaría la presencia del *paleo backstop*. Este fuerte cambio de velocidades separaría el complejo antearco marino del antearco continental.

Alta relación  $V_p/V_s$  sugiere la presencia de sedimentos saturados parcialmente sobre presionados (Haberland et al., 2009; Eberhart-Phillips et al., 2005), además de la intrusión de fluidos desde la interfaz hacia la corteza continental debido a la deshidratación de

sedimentos y corteza oceánica subducidos (Reyners et al., 1999). Estos fluidos ascenderían por fallas en la corteza (Farías et al., 2011).

Variaciones verticales de velocidad  $V_p$  se observan en secciones como: C y E. Tales cambios de velocidad no se muestran en estudios anteriores.

### 6.2.3. Antearco continental

Esta zona se caracteriza por velocidades de la onda P entre 5.5-7 km/s y relativa baja relación  $V_p/V_s$  entre 1.65-1.8. Velocidades cercanas a 7 km/s guardan relación con metasedimentos del prisma de acreción del permotriásico; series de “Oriente” y “Occidente” (Krawczyk et al., 2006; Glodny et al., 2006).

Velocidades cercanas a 7 km/a se encuentran hasta 40 km de profundidad hacia el este, indicando el aumento del espesor de la corteza continental en esa dirección. Se observa una diferencia de velocidad de la onda P en profundidades  $<20$  km entre las secciones que se encuentran al norte y sur de la falla de Lanalhue. Secciones al norte muestran mayores  $V_p$  entre los 10-20 km de profundidad, a diferencia de los perfiles al sur, que muestran una disminución de  $V_p$  en estas profundidades (sección F). Esto podría ser causado por el cambio geológico que existe en las composiciones de las series (Glodny et al., 2006; Melnick et al., 2009).

Altas  $V_p$  ( $>7$  km/s) se encuentran en las secciones A-D de la figura 6.5, demarcado con la letra D. Esta variación de velocidad de la onda P podría estar asociada a la anomalía de Cobquecura identificada por Hicks et al. (2014). La anomalía de Cobquecura se explica con la presencia de material ultramáfico que corresponde con la ubicación de intrusiones triásicas, pero en la zona de la península de Arauco no se encuentran dichos cuerpos geológicos (véase figura 3.4). Bajo la cordillera de Nahuelbuta ( $\sim 73^\circ$  W) la corteza está compuesta por granitoides del Paleozoico tardío (Glodny et al., 2006; Melnick et al., 2009). Elevada  $V_p$  no se muestra en estudios previos en la zona, esto posiblemente sea resultado de la menor resolución que presentan.

Alta relación  $V_p/V_s$  se encuentran en la parte media de la corteza ( $\sim 40$  km), entre los  $73-73.5^\circ$  W (E). La cuña del manto aparece a  $\sim 40$  km de profundidad a los  $\sim 72.5^\circ$  W en los perfiles de la figura 6.5, pero se encuentra al límite de la resolución de este estudio.

### 6.3. Caracterización interfaz de las placas

Para definir la forma de la interfaz de placas se realizó una primera aproximación con todos los eventos usando mínimos cuadrados de segundo orden, considerando la suposición de que el parche de sismicidad se encuentran en la interfaz (Haberland et al., 2009). Luego se seleccionaron los eventos que estuvieran a  $\pm 15$  km de distancia de la primera aproximación de la interfaz, realizada anteriormente. Esto se hizo para cada sección de nodos, por latitud. Los sismos seleccionados, volvieron a ajustarse usando mínimos cuadrados de segundo orden. Para definir de manera correcta la interfaz en las cercanías de la fosa, se fijó la interfaz en una profundidad de 7 km en esa zona (Contreras-Reyes et al., 2008). Finalmente se procedió a proyectar la interfaz de placas obtenida al modelo 3-D de velocidad. En las imágenes 6.8 y 6.9 es posible observar la velocidad de la onda P y la relación  $V_p/V_s$ , respectivamente, a lo largo de la interfaz de placas. Estas imágenes, además cuentan con la información del grado de bloqueo presísmico (Moreno et al., 2010) y deslizamientos de los terremotos de Valdivia 1960 (Moreno et al., 2009) y Maule 2010 (Moreno et al., 2012).

Se observa bajas velocidad de la onda P entre 4.6-5.5 km/s bajo el antearco marino y alta  $V_p/V_s$  (1.9-2.05) . A medida que la interfaz aumenta en profundidad,  $V_p$  aumenta progresivamente a 6-7 km/s al acercarse a la corteza del antearco,  $V_p/V_s$  de manera contraria, disminuye considerablemente. Alta anomalía  $V_p$  se observa a los  $73^\circ$  W, alcanzando valores sobre los 7.5 km/s. Figura 6.11 muestra en detalle variación de  $V_p$ ,  $V_p/V_s$  para cada sección de la figura 6.5. Cabe destacar que  $V_p$  muestra una alta variación a lo largo de la interfaz, por lo que  $V_p$  es sensible a la ubicación de esta.

#### 6.3.1. Relación comportamiento del terremoto del Maule 2010 y Valdivia 1960 con modelo de velocidad a lo largo de la interfaz de placas.

En la figuras 6.8, 6.9 y 6.11 es posible observar que los mayores deslizamientos del terremoto del Maule de 2010 y altos valores de grado de bloqueo se presentan en zonas de valores medios de  $V_p$  (6-7 km/s) y relativamente bajos valores de  $V_p/V_s$ . Valores de alta relación  $V_p/V_s$ , ubicados bajo el antearco marino, muestran un bajo grado de bloqueo presísmico y no se observan deslizamientos cosísmicos durante el terremoto del Maule 2010

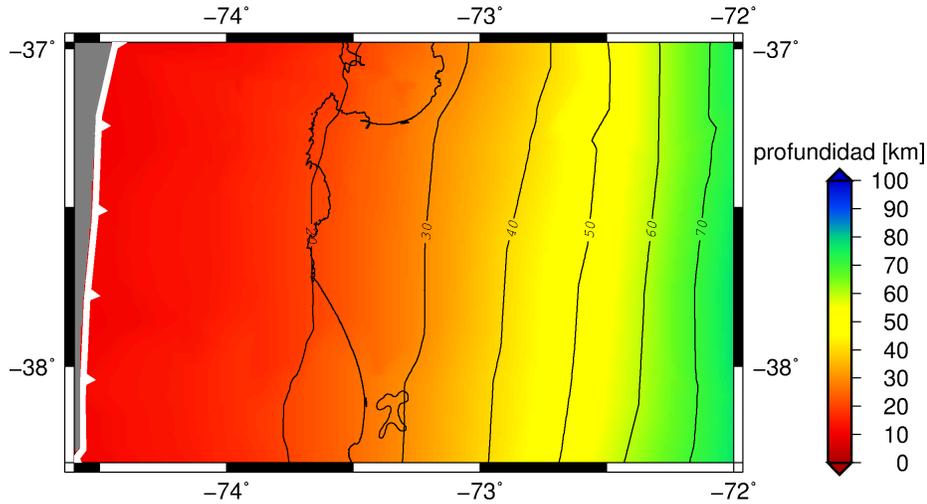


Figura 6.10: Profundidad de la interfase de placas, calculada para este trabajo (véase 6.3).

y el terremoto de Valdivia 1960 en esa zona. Moreno et al. (2014) describe que una alta relación  $V_p/V_s$  correlaciona una alta presión de fluido con un bajo grado de bloqueo. En la figura 6.11 es posible identificar en las secciones “D-F” valores de  $V_p/V_s$  muy elevados (sobre los 1.95). La sección “D” muestra valores sobre 2, para la relación  $V_p/V_s$ . Es en esta latitud donde subductaría la zona de fractura de Mocha. Moreno et al. (2014) muestra que esta zona de fallas al subductar libera fluidos que emigran hacia la interfaz de placas. Dada esta alta cantidad de fluidos el grado de bloqueo es menor. Según se explicó antes, la presencia de agua permite la serpentización, lo cual produce una disminución en la  $V_p$  (Manea et al., 2014), como se explica en la figura 6.12. Así, zonas de fracturas estarían asociadas a un bajo grado de acoplamiento, deslizamientos asísmicos (véase 6.3.3) y alta relación  $V_p/V_s$ , lo cual indicaría material de baja densidad (debido a la serpentinita) y a la liberación de los fluidos (Manea et al., 2014). Anteriormente se detalló que alta relación  $V_p/V_s$  no sólo se encuentra en la interfaz de placas, si no que se extiende hasta la placa superior. En la figura 6.13 se muestran los retrasos de las estaciones para la onda P y S-P. El retraso de las estaciones permite inferir lo que ocurre en la superficie. Así es posible ver que esta anomalía de alta relación  $V_p/V_s$ , fuera de la costa, se extenderían hasta la placa superior. Adicionalmente, Hicks y Rietbrock (2015), muestra la existencia de fallas extensionales

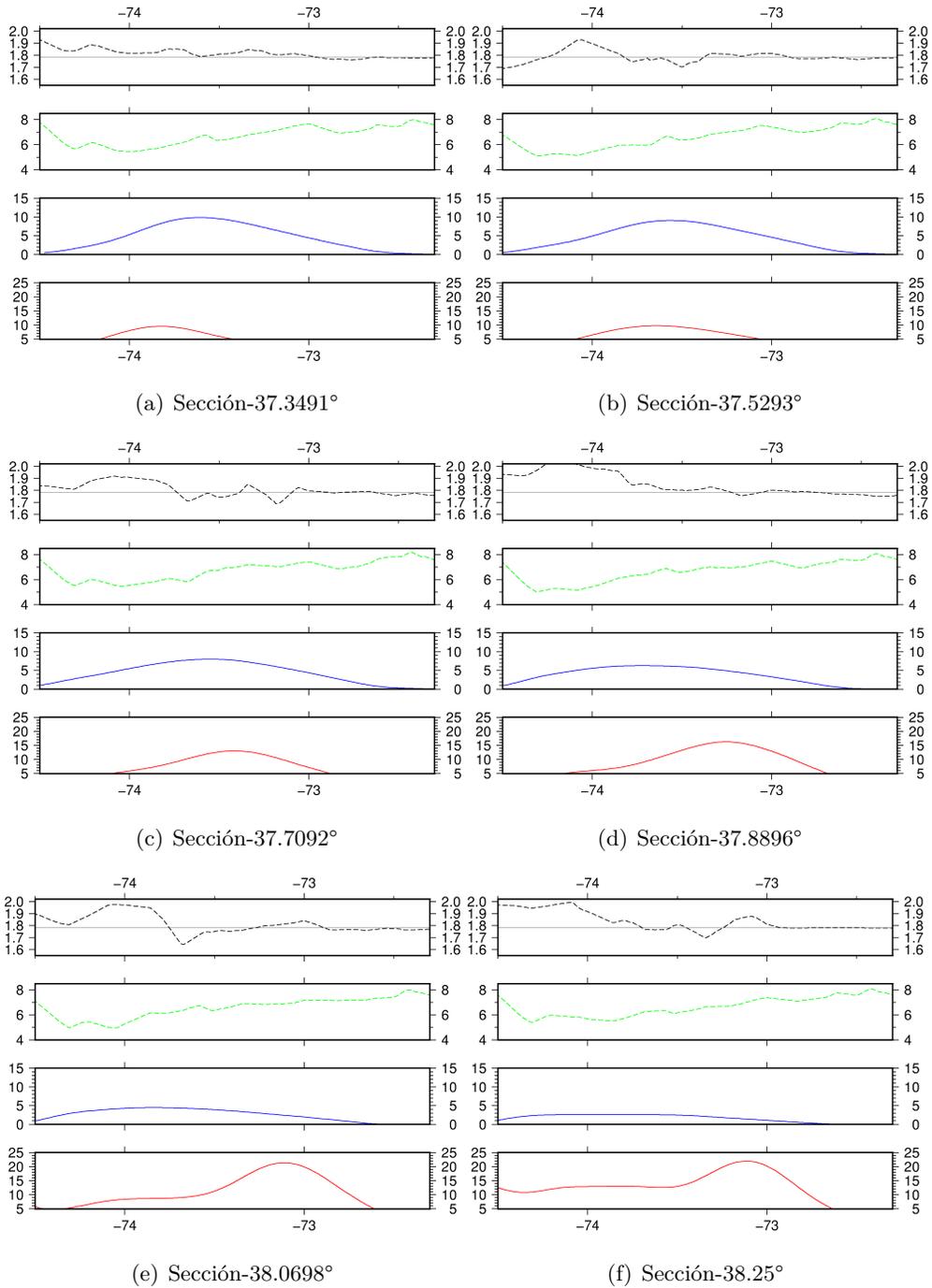


Figura 6.11: Velocidades  $V_p/V_s$  (línea negra segmentada),  $V_p$ , (línea verde segmentada) en la interfaz y deslizamientos terremotos Maule 2010 (línea azul) y Valdivia 1960 (línea roja).

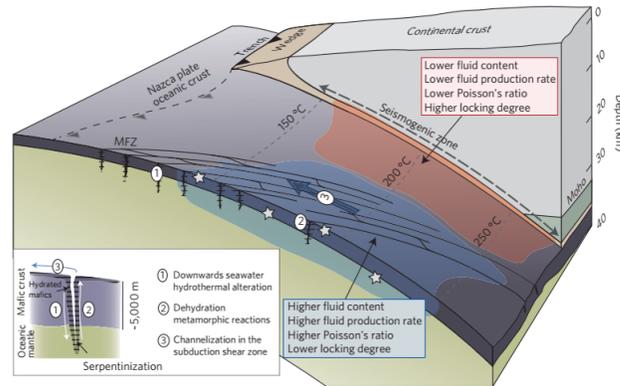


Figura 6.12: Diagrama de subducción de la zona de fractura de Mocha. Fluidos expulsados debido a la deshidratación durante la subducción, ascienden hacia la interfaz de placas (fuente Moreno et al. (2014)) .

en la placa superior bajo la isla de Mocha. La presencia de fallas en la corteza superior permitirían la migración de fluidos desde la interfaz de placas hacia la placa superior.

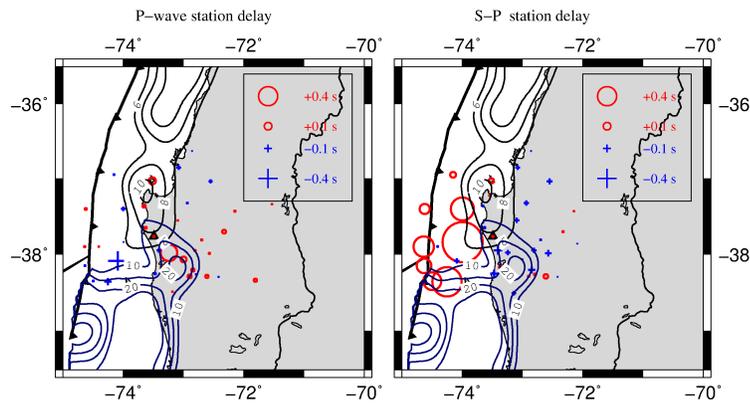


Figura 6.13: Retraso de las estaciones para la onda P (izquierda) y S-P (derecha). Se muestran los deslizamientos para el terremoto de Valdivia 1960, con línea azul y terremoto del Maule 2010, con línea negra.

Así es posible inferir que el *up-slip* en esta zona, estaría controlado por altos valores de relación  $V_p/V_s$ , mientras que *down-slip* podría estar controlado por alta velocidad de la onda P en la interfaz (figuras 6.8 y 6.9).

### 6.3.2. Península de Arauco como barrera sísmica.

Estudios previos como los de Melnick et al. (2009) y Lin et al. (2013), muestran la segmentación sísmica existente que ocurre en la península de Arauco. La causa de este fenómeno se le ha atribuido a varios factores, como subducción de sedimentos, montes submarinos, zonas de fractura, discontinuidades en el ante arco, entre otros. La traslación de la microplaca de Chiloé, luego de los estudios realizados por Wang et al. (2007) y Melnick et al. (2009) muestran que es la causa más probable de la formación y alzamiento de la península. Glodny et al. (2005) muestra que la microplaca de Chiloé, al sur de la falla de Lanalhue, está conformada por unidades homogéneas de rocas metamórficas de la cuña de acreción durante el Paleozoico. Melnick et al. (2009) sugiere que esta composición homogénea facilitó la propagación de la ruptura durante el terremoto de Valdivia ( $M_w$  9.5) a lo largo de la microplaca. El termino de los deslizamientos del megaterremoto al norte, serían producto del cambio estructural entre las rocas metamórficas homogéneas al sur de la falla de Lanalhue y la intrusión de rocas del arco magmático del Permo-Carbonífero y al cambio en el *dip*, bajo la cordillera de Nahuelbuta ( $\sim 38^\circ\text{S}$ ).

Como se mencionó anteriormente, es posible que para el terremoto del Maule los deslizamientos estuvieran controlados al oeste por la alta relación  $V_p/V_s$ , producto de una alta hidratación del medio y al este por el aumento de  $V_p$  ( $\sim 7.5$  km/s), probablemente por la intrusión de material del arco magmático del Permo-Carbonífero. El límite sur de la ruptura del terremoto del Maule, podría estar asociada a la presencia de una alta relación  $V_p/V_s$ , producto de la subducción de la zona de fractura de Mocha a los  $\sim 38^\circ\text{S}$ , la disminución en el acoplamiento y al cambio geológico que existe en esta zona.

### 6.3.3. Deslizamientos postsísmicos

Lin et al. (2013) presenta modelo de deslizamiento postsísmico asociado al terremoto del Maule de 2010 (figura 6.14). Al observar los deslizamientos postsísmicos frente de la península de Arauco, B, se puede ver una clara relación con la ubicación de la alta relación  $V_p/V_s$  (figura 6.9). Donde no se aprecian deslizamientos cosísmicos significativos y bajo acoplamiento producto de alta  $V_p/V_s$  en la interfaz. Esto es consistente con las observaciones e interpretaciones que se muestran en este estudio.

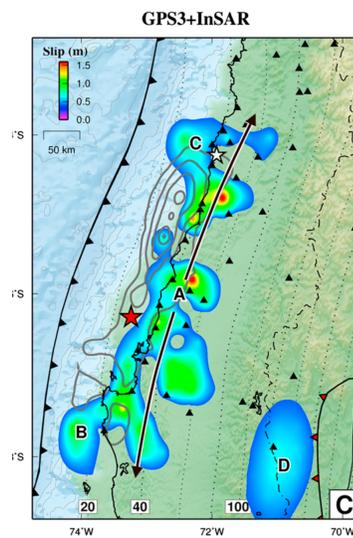


Figura 6.14: Modelo de deslizamientos postsísmicos Terremoto Maule 2010. Modelo construido entre los días 1-488, por observaciones GPS de tres componentes más datos InSAR. Fuente Lin et al. (2013).

## Capítulo 7

# Conclusiones

En el presente estudio se presentó imágenes de tomografía sísmica de alta resolución a partir del uso de las réplicas del terremoto del Maule 2010. Lo cual permitió caracterizar las estructuras del antearco continental, marino y la litosfera oceánica, a través de los modelos de velocidad obtenidos.

Alta relación  $V_p/V_s$  y baja  $V_p$  presente en el antearco marino, muestra la presencia de fluidos sobre presionados. Lo cual prueba la presencia de fallas en la placa superior, que permitirían el paso de fluidos desde la interfaz de placas hacia la superficie.

Alta relación  $V_p/V_s$  delimitaría los *up-slip* en la zona de estudios y alta  $V_p$  delimitaría los *down-slip*, como se muestran en los deslizamientos del Maule 2010 y Valdivia 1960.

Anomalía de alta  $V_p$  bajo la cordillera de Nahuelbuta ( $\sim 73^\circ$  S) podría estar asociada a la presencia de granitoides del Paleozoico.

Zonas de velocidad media  $V_p$  (6-7 km/s) muestran el mayor grado de bloqueo intersísmico y deslizamientos cosísmicos, mientras sectores con mayor o menor velocidad presentan los menores deslizamientos y una disminución rápida del grado de bloqueo.

Cambios abruptos en las estructuras geológicas podrían ser responsables del término de la propagación de las rupturas durante los eventos del Maule, 2010 y Valdivia, 1960. Como la intrusión de material del arco magmático del Permo-carbonífero y diferencia entre el prisma de acreción del Paleozoico al norte y sur de los  $\sim 38^\circ$ S y la alta relación  $V_p/V_s$ , que estaría asociado a la zona de fractura de Mocha.

Finalmente el uso de muchos registro de estaciones OBS permite estudiar en mayor detalle la zona del antearco marino y la subducción de la litosfera oceánica, en comparación con estudios previos (Haberland et al., 2009), generando imágenes tomográficas de mayor resolución, especialmente en las cercanías de la fosa.

Identificar todas las replicas en la zona, a diferencia del caso de Hicks et al. (2014) que utiliza un catálogo pre-existente, ayuda a mejorar la resolución de la tomografía sísmica en esta área.

## Referencias

- Angermann, D. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329–334.
- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B11), 6140–6148.
- Aki, K., y Lee, W. (1976). Array using first p arrival times from local earthquakes. *Journal of Geophysical research*, 81, 4381–4399.
- Aster, R., Borchers, B., y Thurber, C. (2005). Parameter estimation and inverse problems. *International Geophysics*, 90, xi–xii.
- Barrientos, S. E., y Ward, S. N. (1990). The 1960 chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3), 589–598.
- Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., ... Spence, G. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern ecuador–southwest colombia margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B11).
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., y Grevemeyer, I. (2010). Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, 29(6).
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E. R., y Reichert, C. (2008). Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern arauco peninsula, chile, at 38 s. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B7).
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Maksymowicz, A., y Weinrebe, W. (2013). Sediment loading at the southern chilean trench and its tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 66, 134–145.
- Crosson, R. S. (1976). Crustal structure modeling of earthquake data: 1. simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *Journal of geophysical research*, 81(17), 3036–3046.

- Dziewonski, A. M., y Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4), 297–356.
- Eberhart-Phillips, D. (1986). Three-dimensional velocity structure in northern california coast ranges from inversion of local earthquake arrival times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(4), 1025–1052.
- Eberhart-Phillips, D. (1989). Active faulting and deformation of the coalinga anticline as interpreted from three-dimensional velocity structure and seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B11), 15565–15586.
- Eberhart-Phillips, D. (1990). Three-dimensional p and s velocity structure in the coalinga region, california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B10), 15343–15363.
- Eberhart-Phillips, D., y Michael, A. J. (1998). Seismotectonics of the loma prieta, california, region determined from three-dimensional v p, v p/v s, and seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B9), 21099–21120.
- Eberhart-Phillips, D., Reyners, M., Chadwick, M., y Chiu, J.-M. (2005). Crustal heterogeneity and subduction processes: 3-d vp, vp/vs and q in the southern north island, new zealand. *Geophysical Journal International*, 162(1), 270–288.
- Fariás, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., y Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 chilean earthquake: The pichilemu seismic sequence. *Tectonics*, 30(6).
- Glodny, J., Echtler, H., Collao, S., Ardiles, M., Burón, P., y Figueroa, O. (2008). Differential late paleozoic active margin evolution in south-central chile (37 s–40 s)–the lanalhue fault zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 397–411.
- Glodny, J., Echtler, H., Figueroa, O., Franz, G., Gräfe, K., Kemnitz, H., ... others (2006). Long-term geological evolution and mass-flow balance of the south-central andes. En *The andes* (pp. 401–428). Springer.
- Glodny, J., Lohrmann, J., Echtler, H., Gräfe, K., Seifert, W., Collao, S., y Figueroa, O. (2005). Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the south-central chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1), 23–39.

- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J., y Lallemand, S. (1998). Episodic imbricate thrusting and underthrusting: Analog experiments and mechanical analysis applied to the alaskan accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B5), 10161–10176.
- Haberland, C., Rietbrock, A., Lange, D., Bataille, K., y Dahm, T. (2009). Structure of the seismogenic zone of the southcentral chilean margin revealed by local earthquake traveltimes tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).
- Hackney, R. I., Echtler, H. P., Franz, G., Götze, H.-J., Lucassen, F., Marchenko, D., ... others (2006). The segmented overriding plate and coupling at the south-central chilean margin (36–42 s). En *The andes* (pp. 355–374). Springer.
- Hicks, S. P., y Rietbrock, A. (2015). Seismic slip on an upper-plate normal fault during a large subduction megathrust rupture. *Nature Geoscience*, 8(12), 955–960.
- Hicks, S. P., Rietbrock, A., Ryder, I. M., Lee, C.-S., y Miller, M. (2014). Anatomy of a megathrust: The 2010 m8. 8 maule, chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 405, 142–155.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., y Asch, G. (1999). Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting nazca plate in northern chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, 138(3), 687–701.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., y Fortes, L. P. S. (2003). The nazca–south america euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131.
- Kennett, B., y Engdahl, E. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429–465.
- Kissling, E. (1988). Geotomography with local earthquake data. *Reviews of Geophysics*, 26(4), 659–698.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D., y Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10), 19635–19646.
- Krawczyk, C. M., Mechie, J., Lüth, S., Tašárová, Z., Wigger, P., Stiller, M., ... Bataille, K. (2006). Geophysical signatures and active tectonics at the south-central chilean

- margin. En *The andes* (pp. 171–192). Springer.
- Lee, W., y Valdes, C. (1985). *Hypo71pc; a personal computer version of the hypo71 earthquake location program* (Inf. Téc.). US Geological Survey,.
- Lin, Y.-n. N., Sladen, A., Ortega-Culaciati, F., Simons, M., Avouac, J.-P., Fielding, E. J., ... others (2013). Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 maule earthquake, chile: Characterizing the arauco peninsula barrier effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3142–3159.
- Manea, V. C., Leeman, W. P., Gerya, T., Manea, M., y Zhu, G. (2014). Subduction of fracture zones controls mantle melting and geochemical signature above slabs. *Nature communications*, 5.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R., y Echtler, H. P. (2009). Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, arauco peninsula, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).
- Moreno, M., Bolte, J., Klotz, J., y Melnick, D. (2009). Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36(16).
- Moreno, M., Haberland, C., Oncken, O., Rietbrock, A., Angiboust, S., y Heidbach, O. (2014). Locking of the chile subduction zone controlled by fluid pressure before the 2010 earthquake. *Nature Geoscience*, 7(4), 292–296.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., ... others (2012). Toward understanding tectonic control on the m w 8.8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321, 152–165.
- Moreno, M., Rosenau, M., y Oncken, O. (2010). 2010 maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of andean subduction zone. *Nature*, 467(7312), 198–202.
- Reyners, M., Eberhart-Phillips, D., y Stuart, G. (1999). A three-dimensional image of shallow subduction: crustal structure of the raukumara peninsula, new zealand. *Geophysical Journal International*, 137(3), 873–890.
- Scales, J. A. (1987). Tomographic inversion via the conjugate gradient method. *Geophysics*, 52(2), 179–185.

- Sparkes, R., Tilmann, F., Hovius, N., y Hillier, J. (2010). Subducted seafloor relief stops rupture in south american great earthquakes: Implications for rupture behaviour in the 2010 maule, chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(1), 89–94.
- Tebbens, S., y Cande, S. (1997). Southeast pacific tectonic evolution from early oligocene to present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B6), 12061–12084.
- Tebbens, S., Cande, S., Kovacs, L., Parra, J., LaBrecque, J., y Vergara, H. (1997). The chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B6), 12035–12059.
- Thurber, C. (1993). Local earthquake tomography: velocities and vp/vs-theory. *Seismic tomography: theory and practice*, 563–583.
- Thurber, C. H. (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the coyote lake area, central california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B10), 8226–8236.
- Toomey, D., y Foulger, G. (1989). Tomographic inversion of local earthquake data from the hengill-grensdalur central volcano complex, iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B12), 17497–17510.
- Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley, R., Vargas, R. B., y Lauría, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10).
- Zhang, H., Thurber, C., y Bedrosian, P. (2009). Joint inversion for vp, vs, and vp/vs at safod, parkfield, california. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(11).



# Apéndice A

## Inversiones

### A.1. Inversión 1-D

Para la primera localización se eventos se usó el programa Hypo71. Hypoinverse (Hypo71) es un programa computacional usado para determinar hipocentros y magnitudes. El programa necesita como input el archivo \*.INP. Este contiene información de las estaciones, el modelo de velocidad, definición de parámetros y la información de los picking obtenidos anteriormente. Dentro de los parámetros que se definen se encuentran:

1. Profundidad focal inicial en kilómetros.
2. Distancias de los eventos que tendrán más “peso” que otros (200 y 400 kilómetros).
3. Relacionen  $V_p/V_s$ , obtenida a partir de diagrama de Wadati.

Luego de correr el programa, se obtienen dos archivos de salida. El primero (\*.PUN) nos entrega la información necesaria para realizar una lista con el nombre del evento y su ubicación con la profundidad. Este archivo servirá luego de entrada para hacer una mejor ubicación de los hipocentros con Velest. Velest es una rutina diseñada para derivar un modelo de velocidad 1D para el procedimiento de localización de terremotos y como un modelo inicial (referencia) para realizar la tomografía sísmica.

Esta rutina fue diseñada inicialmente por W. L Ellsworth y S. Roecker en 1976 para el estudio de tomografía sísmica. El programa ha sufrido una serie de modificaciones a lo

largo de los años siguientes. El problema directo es resuelto por el trazado de rayos de la fuente al receptor, estimando los rayos directos y/o reflectados que pasan a través del modelo 1D. El problema inverso es resuelto por una completa inversión de la matriz de mínimos cuadrados amortiguados. Como el problema inverso es no-lineal la solución es obtenida iterativamente.

Velest tiene la capacidad de invertir un máximo de 658 eventos, usando un máximo de 500 observaciones y un máximo de 500 estaciones. Además puede utilizar dos modelos de velocidades con un tope de 100 capas por cada uno.

El programa resuelve de dos formas diferentes:

1. “Simultaneous mode”
2. “Single event mode”

Velest para poder ser utilizados, necesita cuatro archivos de entrada:

- El primer archivo es el de control (\*.CNV), en el que es posible controlar los parámetros que controlarán el programa.
- El segundo es el archivo de estaciones (\*.STA), este contiene la lista de estaciones que registran el evento.
- El tercer archivo es el modelo de velocidades (\*.MOD).
- Por último se requiere el archivo que contiene la información del evento (\*.CNV).

Luego de correr el programa se obtienen tres archivos de salida (\*.OUT, \*.STA, \*.CNV). De los cuales se obtiene el hipocentro de los eventos, la corrección de las estaciones y el tiempo final de viaje. Para el modo “single event” no se obtiene la corrección de estaciones

## A.2. Inversión 2-D $V_p$

Para llevar a cabo la inversión 2-D se utilizó el programa Simul2000. Este programa necesita cuatro archivos de entrada:

- STNS
- EQKS
- CNTL
- MOD

Estos archivos son creados a partir de varios *scripts* utilizando la información entregada por las inversiones realizadas por Velest.

Para poder realizar la inversión se debe elegir el valor de *damping* adecuado. Para  $V_{pdmp}$ , es necesario hacer varias inversiones en Simul2000 con un rango significativo de valores. Se comienza con un valor alto, que en este caso fue de 10.000, hasta un valor de 100. Mientras varia el valor de  $V_{pdamp}$ , el valor de  $V_{pVsdamp}$  se mantiene fijo en un valor alto para que no afecte la inversión, en este caso se usó un valor de 10.000.

En el archivo de *CNTL* se recomienda utilizar el parámetro  $ifixl=3$  para disminuir el costo computacional, dado el número de inversiones necesarias en esta etapa del proceso. En la Figura A.1 se puede ver un ejemplo de la curva que se obtiene. Una vez elegido el valor de *damping* se procede a hacer la inversión 2-D  $V_p$ .

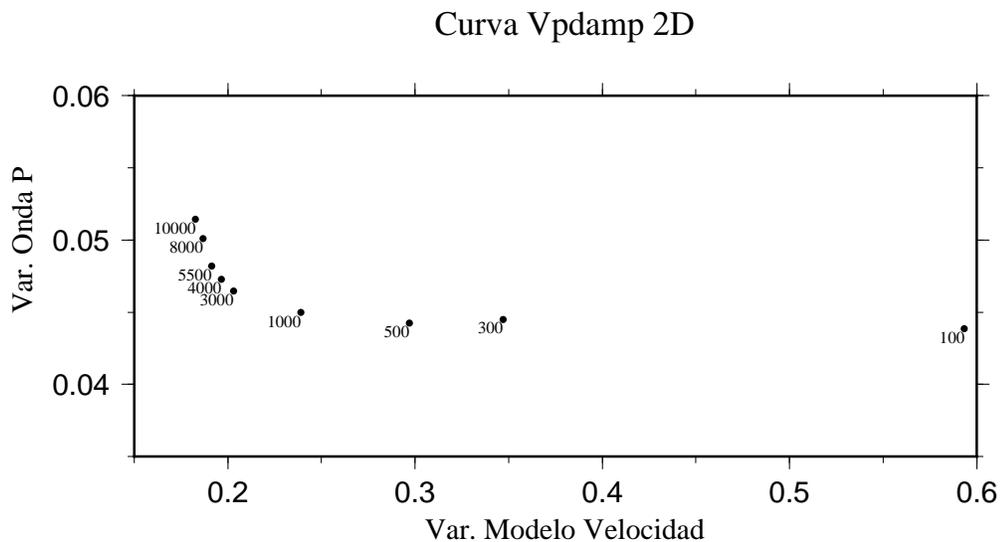


Figura A.1: Curva de valores del factor de *damping* para la inversión 2D  $V_p$ . El valor elegido finalmente fue de 3000.

Cantidad nodos	Ubicación de los nodos
21 nodos en X	-740.0 -155.0 -135.0 -115.0 -95.0 -75.0 -60.0 -45.0 -30.0 -15.0 0.0 15.0 30.0 45.0 60.0 75.0 90.0 110.0 130.0 350.0 740.0
4 nodos en Y	-740.0 -700.0 700.0 740.0
17 nodos en Z	-50.0 -2.0 0.0 5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 100.0 150.0 700.0

Tabla A.1: Resumen información de la cantidad y ubicación de los nodos utilizados en inversión 2-D  $V_p$

Posterior a esto, se grafica la tomografía 2-D y se obtiene el modelo de velocidad que servirá de *input* para la siguiente inversión. SIMUL2000 entrega velocidades  $V_p$ ,  $V_s$  y relación  $V_p/V_s$ . Velocidades  $V_s$  son descartadas, dado que no son requeridas para la siguiente inversión.

### A.3. Inversión 2-D $V_p/V_s$

Para realizar esta inversión, se necesitan los cuatro archivos mencionados anteriormente. El archivo de las estaciones se mantiene igual al de la inversión 2D  $V_p$ . El archivo *EQKS* se obtiene de la inversión anterior. Para el modelo de velocidad de la inversión  $V_p/V_s$  se utilizó las velocidades de la onda P de la salida de la inversión anterior, pero se cambiaron los valores de  $V_p/V_s$  a 1.78, para que se ajustara con la inversión.

Al igual que en la inversión anterior, se debe ajustar el valor del damping. En este caso se usó un rango entre 3300 y 55. En la Figura A.2 se puede ver un ejemplo de la curva.

La distribución de nodos usados en esta inversión se detallan en la tabla A.1.

### A.4. Inversión conjunta 2D $V_p$ , $V_p/V_s$ .

Para finalizar el proceso y obtener las imágenes finales 2D, se debe llevar a cabo la inversión conjunta de  $V_p$  y  $V_p/V_s$ . Para esto se utiliza el modelo de velocidad y el archivo

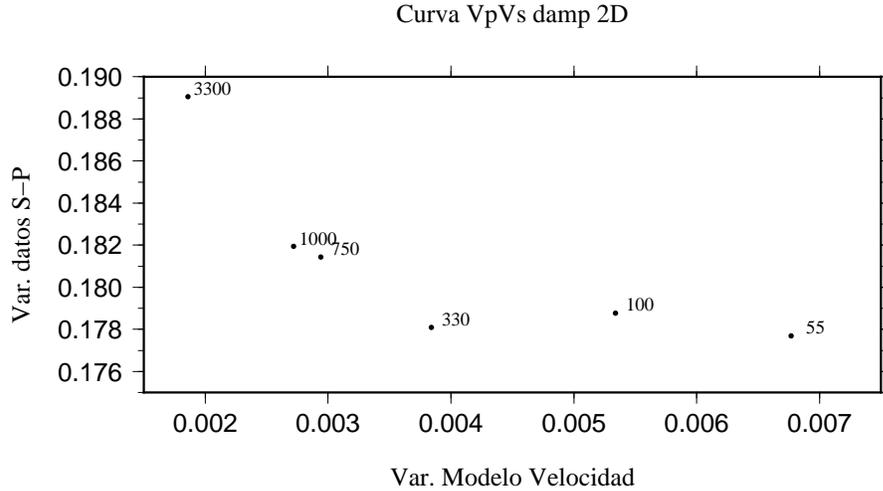


Figura A.2: Curva de valores del factor de damping para la inversión 2D  $V_p/V_s$ . El damping elegido fue de 330.

de eventos obtenidos en la inversión 2D  $V_p/V_s$ . Para esta inversión se utilizan valores de damping para  $V_p$  y  $V_p/V_s$  de 3000 y 330, respectivamente.

## A.5. Inversión 3-D $V_p$

La inversión 3D  $V_p$  se divide en varias etapas para obtener un mejor resultado, dado que se deben agregar una gran cantidad de nodos en dirección "Y".

### A.5.1. Coarse model.

Esta inversión usa de entrada los archivos de salida de la inversión conjunta  $V_p$ ,  $V_p/V_s$ . Se agregaron 7 nodos a los 4 ya existentes. Al igual que las inversiones 2D, se hizo una prueba de damping. Se seleccionó el valor de 750 para esta inversión. En la Figura A.3 se puede ver el gráfico de los valores de damping.

Los nodos utilizados en esta inversión se detallan en tabla A.2

### A.5.2. Fine model

En esta etapa se agregaron 6 nodos para obtener un total de 17 nodos en dirección "Y". Se sigue el mismo procedimiento anterior. En esta etapa sí se considera la inversión de las

Cantidad nodos	Ubicación de los nodos
11 nodos en Y	-740.0 -400.0 -120.0 -80.0 -40.0 0.0 40.0 80.0 120.0 400.0 740.0

Tabla A.2: Información de la cantidad y ubicación de los nodos utilizados en inversión 3-D *coarse*. Información de los nodos para X y Z descrita en tabla A.1.

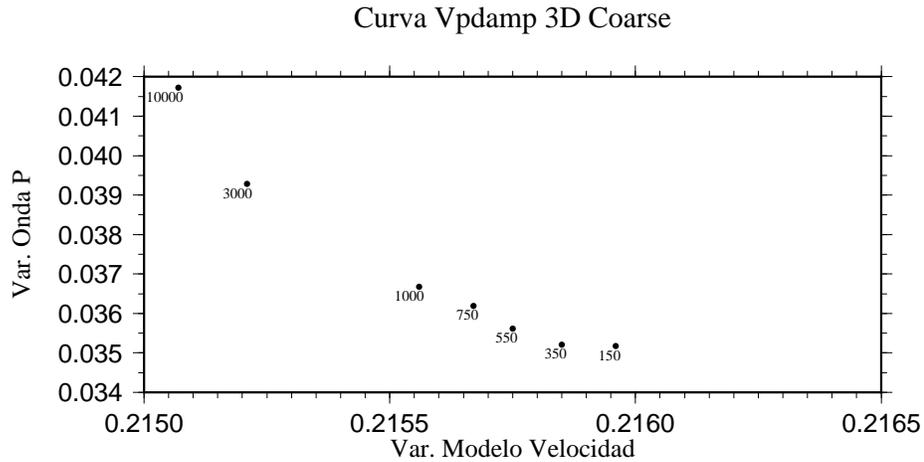


Figura A.3: Curva de valores del factor de damping para la inversión 3D  $V_p$  coarse model. El damping elegido fue de 750.

estaciones, y se cambian algunos parámetros del archivo de control (step1, scale1, scale2). Además el valor de damping disminuye a 350.

En la Figura A.4 es posible ver la curva para el damping. Los nodos utilizados se muestran en tabla A.3.

Cantidad nodos	Ubicación de los nodos
17 nodos en Y	-740.0 -400.0 -120.0 -60.0 -40.0 -20.0 0.0 20.0 40.0 60.0 80.0 100.0 120.0 140.0 160.0 400.0 740.0

Tabla A.3: Información de la cantidad y ubicación de los nodos utilizados en inversión 3-D *fine* para Y. Información de los nodos para X y Z descrita en tabla A.1.

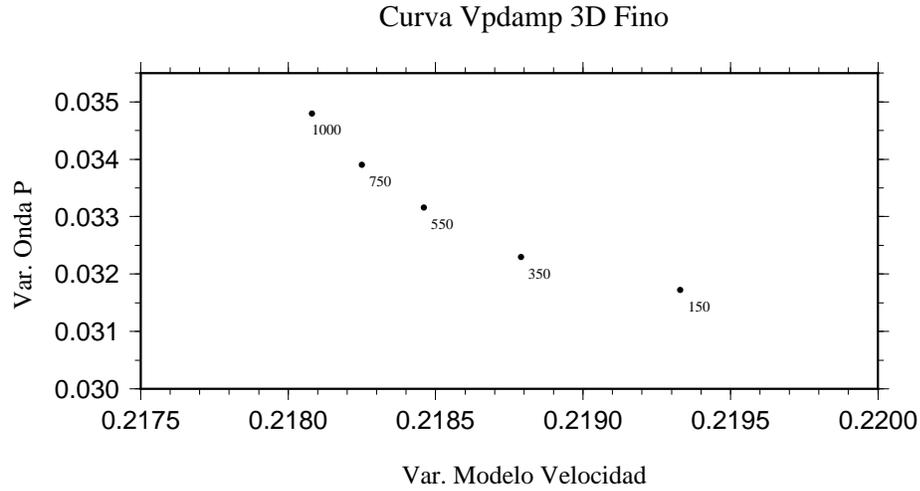


Figura A.4: Curva de valores del factor de damping para la inversión 3D  $V_p$  fine model. El damping seleccionado fue de 350.

### A.6. Inversión 3D $V_p/V_s$

Para esta inversión, es necesario cambiar el modelo de velocidad obtenido de la inversión 3D  $V_p$ . Al igual que en la inversión 2D  $V_p/V_s$ , se cambian todas las velocidades  $V_p/V_s$  a un valor fijo de 1.78. Como en los casos anteriores, el valor del damping debe ser ajustado. En este caso se tiene un valor de 300, ver Figura A.5.

Al igual que para la inversión 3D  $V_p$ , se considera la inversión de las estaciones. El resto de los parámetros (salvo los valores de *damping*) se mantienen constantes.

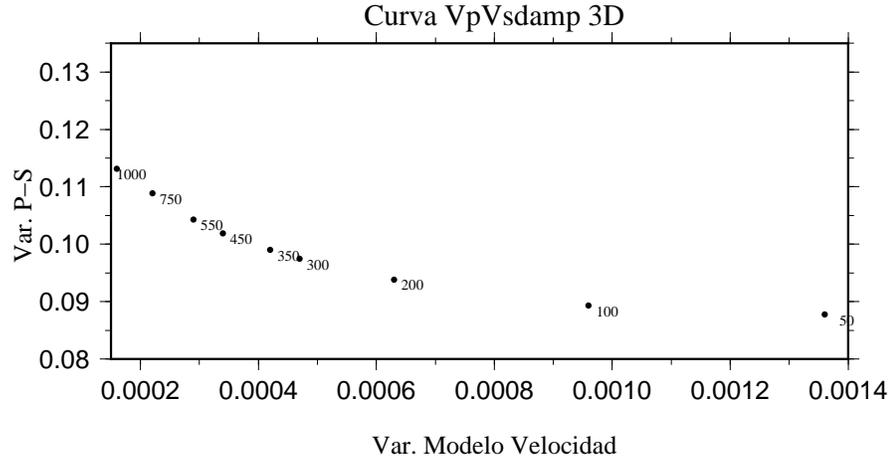


Figura A.5: Curva de valores del factor de *damping* para la inversión 3D  $V_p/V_s$ . El *damping* seleccionado fue de 300.

## A.7. Inversión 3D Final

Para obtener las imágenes de Tomografía 3D se debe hacer la última inversión de manera conjunta  $V_p$ ,  $V_p/V_s$ . Para esto se utiliza el modelo de velocidad obtenido en la inversión 3D  $V_p/V_s$  como entrada. Los parámetros del archivo de control se mantienen constantes.

## A.8. Matriz de resolución

Para obtener la matriz de resolución, primero se debe realizar una última inversión en SIMUL2000. Con esto se obtiene nueva información en el archivo *output.out*. A partir de ese archivo se genera la matriz de resolución y los valores de la diagonal.

La matriz de resolución es una matriz con una gran cantidad de datos y se diferencia si es para  $V_p$  o  $V_p/V_s$ . En el caso de  $V_p$ , cada fila representa un nodo usado en la inversión y su relación con cada nodo del modelo. Cabe destacar que durante la inversión no se obtienen datos de todos los nodos definidos en un principio. Así, esta no es una matriz cuadrada. En el caso  $V_p/V_s$ , la matriz tiene el doble de columnas que el caso  $V_p$ . Esto es por que cada fila (nodo considerado en la inversión) se relaciona tanto para el modelo  $V_p$ , como para el  $V_p/V_s$ .

## A.9. Archivos de Control SIMUL2000

### A.9.1. Archivo control para la inversión 2-D $V_p/V_s$

```

491 0 0 1.0 4 1 0          neqs, nshot, nblast, wtsht, kout, kout2, kout3
20  0.5  0.0050  0.01  -2.0  0.50  0.1  0.40  nitloc, wtsp, eigtol, rmscut,
    zmin, dxmax, rderr, ercof
8  0.1  0.01  1  3000.0  330.0  100.00  2.00  hitct, dvpmax, dvpvsmax, idmp, vpdmp,
    vpvsdmp, stadmp, stepl
0  2  20  0.0005  0  0.002  0    ires, i3d, nitmax, snrmct, ihomo, rmstop, ifixl
200.0  400.0  1.50  2.50  6.00  delt1, delt2, res1, res2, res3
9  3  4.0  4.0          ndip, iskip, scale1, scale2
1.2  0.0005  200  200    xfax, tlim, nitpb1, nitpb2
1  1  0          iusep, iuses, invdel
0  100.0  0.05    iuseq, qvpmax, qdamp

```

### A.9.2. Archivo control para la inversión 3-D $V_p/V_s$ final

```

491 0 0 1.0 4 1 0          neqs, nshot, nblast, wtsht, kout, kout2, kout3
20  0.5  0.0050  0.01  -2.0  0.50  0.1  0.40  nitloc, wtsp, eigtol, rmscut,
    zmin, dxmax, rderr, ercof
8  0.1  0.02  0  350  300  100.00  0.50  hitct, dvpmax, dvpvsmax, idmp, vpdmp, vpvsdmp,
    stadmp, stepl
0  2  20  0.0005  0  0.002  0    ires, i3d, nitmax, snrmct, ihomo, rmstop, ifixl
200.0  400.0  1.50  2.50  6.00  delt1, delt2, res1, res2, res3
9  3  1.0  1.0          ndip, iskip, scale1, scale2
1.2  0.0005  200  200    xfax, tlim, nitpb1, nitpb2
1  1  1          iusep, iuses, invdel
0  100.0  0.05    iuseq, qvpmax, qdamp

```

### A.9.3. Archivo control para la inversión 3-D $V_p$ matriz de resolución

```

491 0 0 1.0 4 1 0          neqs, nshot, nblast, wtsht, kout, kout2, kout3

```

```

20 0.5 0.0050 0.01 -2.0 0.50 0.1 0.40 nitloc, wtsp, eigtol, rmscut,
    zmin, dxmax, rderr, ercof
8 0.1 0.02 1 350 300 100.00 0.50 hitct, dvpmax, dvpvsmax, idmp, vpdmp, vpvsdmp,
    stadmp, stepl
3 2 20 0.0005 0 0.002 0    ires, i3d, nitmax, snrmct, ihomo, rmstop, ifixl
200.0 400.0 1.50 2.50 6.00 deltt1, deltt2, res1, res2, res3
9 3 1.0 1.0                ndip, iskip, scale1, scale2
1.2 0.0005 200 200        xfax, tlim, nitpb1, nitpb2
1 0 0                    iusep, iuses, invdel
0 100.0 0.05             iuseq, qvpmax, qdamp

```

## A.10. Script

Script para calculo de la función de dispersión en Matlab, caso 3-D  $V_p$ :

```

%% Spread function Vp.
clc
clear all
close all

%Inicio programa para obtener Spread function Vp.

%Datos:

f_nod=load('row_gridpoint.txt');
f_matriz=load('matriz_resolucion_c.txt');

%---se lee archivos con lat, long y prof de c/nodo
mat_nodos_c=load('nodos_prof.txt'); %total de nodos
mat_nodos_f=load('nodos.txt'); %nodos usados por la mariz de resolucioin
%guardamos el valor de los nodos
nodos=f_nod(:,2);
row=f_nod(:,1);
%cantidad de nodos que se tiene
n=length(nodos);
l=length(f_matriz(1,:));

%%CASO 2-D
%% Acortamos a la cantidad de nodos que son usados

```

```

%Debemos acortar el vector de los nodos de vp, dado que en esta inversión
%no se utilizan todos, si no la mitad. Hacemos un for que itere cada 19,
%dado que el archivo nodos.out así está dado.
% F=1;
% K=1;
% for no=1:15;
%     M=F+18;
%     Y=K+18;
%     nodos_c(K:Y,:)=mat_nodos_c(F:M,:);
%     K=K+19;
%     F=M+20;
%
% end

%se quitan los nodos no usados en el calculo de la matriz de
%resol.(considerando lo visto en archivo nodos,out)

% Parametros Distancia
%datos para calculo de la distancia
%Primero pasamos a radianes la lat y lon
m_f=degtorad(mat_nodos_f(:,1:2));
m_c=degtorad(mat_nodos_c(:,1:2));

%definimos r1 y r2 (dependen del radio de la tierra)
r_t=6371; %[km]
m_r1_f=r_t-mat_nodos_f(:,3);
m_r2_c=r_t-mat_nodos_c(:,3);

%% Calculo Sf
S=0;
B=0;
%ecuacion

for j=1:n
rj=f_matriz(j,:);
norma=norm(rj);
h(j)=norma;
for k=1:l %cuenta las columnas

rjk=rj(k);

%---Calculamos la distancia ---

```

```

D=sqrt(((m_f(j,1)-m_c(k,1))^2)+((m_f(j,2)-m_c(k,2))^2)+((m_r1_f(j)-m_r2_c(k))^2));

B(k)=(rjk/norma)^2*D;
end
suma=sum(B);
S(j)=log((norma^(-1))*suma);
end
M=[row,nodos,S'];
fid=fopen(sprintf('SF.txt'),'w'); %
fprintf(fid, '%3.2f \n', S');
fclose(fid);

```

Script para obtener la matriz de resolución a partir de archivo de salida *output.out*.

```

#!/bin/bash

#script para generar full resolution matriz a partir de archivo resol.out.
#El archivo resultante nos permite ingresar la matriz de resolución a matlab,
#para calcular la funcion "Spread".
# En el archivo row_gridpoint.txt se tiene la fila y el numero de nodo que representa

#Archivos
#Creación archivo row_gridpoint.txt
cat resol.out | grep "grid" | awk '{printf "%3i %4i\n", $2, $5}' > row_gridpoint.txt
rows="row_gridpoint.txt"
archivo="matriz_resolucion.txt"
echo "," > temp1
cat resol.out | sed 's/-/\ /g' > file
f_matriz="file"
cat /dev/null > temp1
cat /dev/null > ${archivo}

cuenta=1
r_ini=`cat file |awk '{print NR, $0}' | grep "row" | head -1 | awk '{print $1+2}' ` # +2 por los espacios en blanco
r_fin=`cat file |awk '{print NR, $0}' | grep "row" | head -2 | tail -1 | awk '{print $1-2}' ` #241, -2 por los espacios en blanco que exi
echo "Inicio Script para generar archivo matriz_resolucion.txt"

length=`cat ${rows} | awk '{print NR}' `
final=`cat ${rows} | awk '{print NR}' | tail -1 `

for row in ${length}; do
echo "Se está generando la fila ${cuenta} de ${final}"
contador=${r_ini}

```

```

while [ ${contador} -le ${r_fin} ] ;do

cat ${f_matriz} | awk '{if(NR==${contador})print $0}' > temp2
paste -d, temp1 temp2 > temp3
cat temp3 > temp1

contador=$(( ${contador}+1))
done

cat temp1 | sed 's/,//g' >> ${archivo}
cat /dev/null > temp1 #hago que se comience un nuevo bloque de datos
cuenta=$(( ${cuenta}+1))
r_ini=$(( ${r_fin}+${r_ini})
r_fin=$(( ${r_fin}+${r_ini})
done
rm temp*

```

Script para obtener contornos de la matriz de resolución, caso 3-D.

```

#!/bin/bash
#Script para generar mapa con los contornos de resolución

#archivos de entrada:
matriz="matriz_final.txt" #matriz que contiene el 70%
# Los 1 es si el nodo está dentro del 70%
nodos="nodos.txt" #información de la long, lat y prof de cada nodo usado por la matriz de resol. (152)
diagonal="diagonal.txt" #elementos de la diagonal finales (152)
t_nodos="nodos_prof.txt" #todos los nodos
row_grid="row_gridpoint.txt"
SF="/home/kellen/HP/SIMUL/3D_vp/inv_vp_vpvs/test_r/test_vp/paper_1991/SF_ubicacion.txt"
for lat in `cat ${SF}| awk '{print $2}' | sort -u `; do
psfile="contornos_${lat}.ps"

makecpt -C/home/kellen/HP/SIMUL/rest_res_2D/Paper_1991/cool-warm-d10.cpt -T-0.5/10/0.5 -D -M -V > plot.cpt
region=-74.7/-71.2/-2/60
cat ${SF} | awk '{if($2==`${lat}`)print $0}' | awk '{print $1, $3, $4}' | psxy -R${region} -Cplot.cpt -JX14c/-6c
-Ba1f0.5g1::/a20f10g20:::WSne -Ss1.5c -P -Y6 -V -K > ${psfile}
cat nodos_prof.txt | awk '{if($2==`${lat}`)print $0}' | awk '{print $1, $3}'
| psxy -R${region} -J -B -Sc0.05c -P -K -O -Gblack >> ${psfile}
psscale -D7c/-1c/10c/0.5ch -Cplot.cpt -P -V -Ba1f0.5::/"Spread": -O -K >> ${psfile}

```

```

length_grid=`cat ${row_grid} | awk '{print NR}' | tail -1 | awk '{print $1-4}'` #152(dos primeras y la ultima) #10
length_ancho=`cat ${matriz} | awk '{print NR}' | tail -1 ` #285
col=5
for nodo in $(seq 1 $length_grid); do #152

cat ${matriz} | awk '{if($2==${lat})print $0}' | awk '{print $1, $2, $3, ${col}}' > columna.xyz
#Se quitan los valores NaN e Inf.
cat columna.xyz | sed 's/-Inf/NaN/g' | sed 's/Inf/NaN/g' | grep -v "NaN" | awk '{print $1, $2, $3, $4}' > puntos
#Se guardan los valores que "interesan"
file=kemp
cat puntos | awk '{if($2==${lat})print $0}' | awk '{if($4<=1 && $4>=0.7) print $1, $3, $4}' > ${file}
prom_NR=`cat ${file} | awk '{print NR}' | awk 'BEGIN{sum=0}{sum+=$1}END{print sum/NR}' | awk '{printf "%2i\n", $1}'`
if [ ${prom_NR} -eq 1 ]; then
#-----
#Se guardan todos los nodos bien resultados, osea que solo tengan el valor de la diagonal
cat ${file} | awk '{print NR, $1, $2, $3}' | tail -1 | awk '{if($1 < "2") print $2, $3, $4}' | awk '{if($3==1)print $0}' > archivo.txt

cat archivo.txt | psxy -R -J -B -Ss0.5c -W1/0/162/11 -P -0 -K >> ${psfile}
cat archivo.txt | psxy -R -J -B -Sc0.05c -G0/162/11 -P -0 -K >> ${psfile}
echo "Fin plot contornos nodos bien resueltos"

else
#-----
#Ahora se trabaja con los nodos que tienen elementos fuera de la diagonal significantes
archivo=temp_2
cat archivo.txt > ${archivo}
var=`cat ${file} | awk '{print NR}' | tail -1 | awk '{if($1 > "2" && $1 < "5") print "1"; else print "0"}'`
if [ ${var} -eq 1 ]; then
#Se Guarda el punto donde se encuentra el nodo y se usará como centro del polinomio
prom_pro=`cat ${file} | awk '{if($3==1) print $2}' | tail -1`
prom_lon=`cat ${file} | awk '{if($3==1) print $1}' | tail -1`
echo "Se guarda el valor la ubicación del nodo estudiado"
for n in `cat ${file} | awk '{print NR}'`; do
#Primero pasamos de grados a radianes la latitud
pi=`awk 'BEGIN{print atan2(0,-1)}'`
lat_ra=`cat puntos | awk '{if(1 == NR) print ($2*${pi})/180}'`
lon=`cat ${file} | awk '{if('${n}' == NR) print $1}'`
prof=`cat ${file} | awk '{if('${n}' == NR) print $2}'`

#se hace la diferencia entre el punto y el punto medio, esto para calcular r (vector entre los puntos).
prom_lon_p=`awk 'BEGIN{print '${prom_lon}'*-1}'`

long_r=`awk 'BEGIN{ print '${lon}'+ '${prom_lon_p}'}'` #Hago más dado que es -* (por la longitud negativa)

```

```

prof_r=`awk 'BEGIN{ print '${prof}'-'${prom_pro}'}`
#Se transforma la long de grados a km
long_km=`awk 'BEGIN{print 111.320*cos('${lat_ra}')*('${long_r}')}`

#Se calcula la norma de r

v=`awk 'BEGIN{print '${long_km}'*('${long_km}')}`
h=`awk 'BEGIN{print '${prof_r}'*('${prof_r}')}`

norma=`awk 'BEGIN{print sqrt('${v}'+('${h}')}}`

theta=`awk 'BEGIN{print atan2('${prof_r}','${norma}')}`

#Ahora se calcula el promedio entre la long del nodo y los vertices del polígono

lon_me=`awk 'BEGIN{print ('${lon}'+'${prom_lon}))/2}`
prof_me=`awk 'BEGIN{print ('${prof}'+'${prom_pro}))/2}`
echo $lon_me $prof_me $theta $norma >> angulos
done
cat ${file} | awk '{print $3}' > temp5
paste angulos temp5 > puntitos.xyz
prom_norma=`cat puntitos.xyz | awk 'BEGIN{sum=0}{sum+=$4}END{print sum/NR}' | awk '{printf "%2i\n", $1}'`
if [ ${prom_norma} -le 20 ]; then #para plotear los contornos pequeños como buenos
cat puntitos.xyz | sort -r -k3 > angulos_ordenados
rm angulos puntitos.xyz
cat angulos_ordenados | awk '{print $1, $2, $5}' > puntitos.xyz
cat puntitos.xyz | head -1 >> puntitos.xyz
rm angulos_ordenados
echo $prom_lon $prom_pro | psxy -R -J -B -Sc0.05c -G0/162/11 -P -O -K >> ${psfile}
cat puntitos.xyz| awk '{print $1, $2}' | psxy -R -J -P -A -W0/162/11 -O -K >> ${psfile}
else #Se plotea el resto.. en rojo.
cat puntitos.xyz | sort -r -k3 > angulos_ordenados
rm angulos puntitos.xyz
cat angulos_ordenados | awk '{print $1, $2, $5}' > puntitos.xyz
cat puntitos.xyz | head -1 >> puntitos.xyz
rm angulos_ordenados
echo $prom_lon $prom_pro | psxy -R -J -B -Sc0.05c -G255/0/0 -P -O -K >> ${psfile}
cat puntitos.xyz| awk '{print $1, $2}' | psxy -R -J -P -A -W255/0/0 -O -K >> ${psfile}
fi
fi
fi
col=$(( ${col}+1))

```

done

```
cat diagonal_ubi.txt | awk '{if($2=='${lat}')print $1, $3, $4}' | psxy -R${region} -J -B -Sc -P -V -O >> ${psfile}
ps2raster ${psfile} -A -Te -V
ps2raster ${psfile} -A -Tg -V
done
```