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



# Tomografía sísmica en la zona del arco volcánico chileno entre $36^{\circ}S$ y $37^{\circ}S$

Gonzalo Pérez Álvarez

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Julio 2018

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

Tomografía sísmica en la zona del arco volcánico chileno entre  $36^{\circ}S$  y  $37^{\circ}S$ 

Gonzalo Pérez Álvarez

### Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Profesor Guía:

Dr. Matthew Miller

Comisión:

Dr. Matthew Miller - Dr.(C) Diego González - Dra. Cindy

 $\operatorname{Mora-Stock}$ 



Julio 2018

Dedicado a mi familia, en especial a mis padres con los que siempre he contado con su apoyo en mis decisiones personales. Π

# AGRADECIMIENTOS

Reconozco la gran voluntad, buena compañía, disposición y paciencia de mi profesor guía Matthew Miller por el momento personal en el que me encuentro. Agradecido de Diego González por ofrecerme la oportunidad del tema para la tesis y siempre responder mis dudas y problemas con buen ánimo. A mi familia por nunca dejarme solo y apoyarme de la manera que puedan. Finalmente agradecido de haber conocido a varias personas en estos años, especialmente a los que considero mis amigos que siempre son necesarios para tener un momento agradable dentro del estrés universitario. IV

# Índice general

A	grade	ecimientos			III
Ín	dice	de figuras		ľ	VIII
Ín	dice	de cuadros			IX
Re	esum	en			XI
1.	Intr	oducción			1
2.	Met	odología			3
	2.1.	Problema Inverso	•		3
	2.2.	Localización Automática	•		5
		2.2.1. STA/LTA	•		5
		2.2.2. <i>Picking</i> automatizado	•		7
		2.2.3. Localización automatizada	•		7
	2.3.	Localización Manual			8
	2.4.	Inversión para modelo 1D			12
	2.5.	Inversiones para modelos 2D y 3D			15
		2.5.1. Modelo 2D			16
		2.5.2. Modelo 3D			19

3.	$\mathbf{Res}$	ultados	23
	3.1.	Resolución	23
	3.2.	Localización final modelo 3D	24
		3.2.1. Perfiles en profundidad	26
		Profundidad 2,5 kilómetros	26
		Profundidad 5 kilómetros	27
		Profundidad 10 kilómetros	28
		3.2.2. Perfiles a lo largo de la latitud	29
4.	Dise	cusión y Conclusión	31
	4.1.	Nevados de Chillán	31
	4.2.	Zona sismogénica central	33
	4.3.	Conclusión	34
Re	efere	ncias	37
A.	Inve	ersiones	41
	A.1.	Inversión 1D	41
	A.2.	Inversión 2D	42
	A.3.	Archivos de control para SIMUL2000	44
		A.3.1. Inversión 2D	44
		A.3.2. Inversión 3D	45

# Índice de figuras

1.1.	Volcanes activos en la Zona Volcánica Sur (ZVS)	2
1.2.	Estaciones cercana a zona de interés	2
2.1.	Ejemplo STA/LTA	6
2.2.	Eventos obtenidos con localización automática	8
2.3.	Interfáz SeisGram2K	10
2.4.	Eventos localizados manualmente	11
2.5.	Comparación de perfiles de velocidad 1D inicial y final	13
2.6.	Diagrama de Wadati	14
2.7.	Residuales de los picks para modelo 1D	15
2.8.	Distribución de nodos para modelo 2D	16
2.9.	Gráfico para obtener damping Vp en modelo 2D	18
2.10.	Gráfico para obtener $damping$ Vp/Vs en modelo 2D	18
2.11.	Distribución de nodos para el modelo 3D	20
2.12.	Gráfico para obtener damping Vp para el modelo 3D	21
2.13.	Gráfico para obtener damping Vp/Vs para el modelo 3D $\ \ldots \ \ldots$	21
3.1.	Localización de eventos del modelo 3D	25
3.2.	Modelo del cambio de Vp para profundidad 2.5[km]	26
3.3.	Modelo Vp/Vs ratio para profundidad $2.5$ [km]	26
3.4.	Modelo del cambio de Vp para profundidad 5[km]	27

Modelo Vp/Vs ratio para profundidad 5[km]. $\dots \dots \dots \dots \dots$	27
Modelo del cambio de Vp para profundidad 10[km]	28
Modelo Vp/Vs ratio para profundidad 10[km]	28
Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB. $\ldots$ . $\ldots$ .	29
Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil CC	30
. Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs <i>ratio</i> para perfil BB	30
Cluster Nevados de Chillán	32
Cluster zona sismogénica central	33
Mapa geológico de la zona de estudio	34
Atraso en estaciones	41
Localización final 2D	42
Perfiles de velocidad Vp	43
Perfiles del cambio de Vp	43
Perfiles para valor Vp/Vs	44
	Modelo Vp/Vs ratio para profundidad 5[km].          Modelo del cambio de Vp para profundidad 10[km].          Modelo Vp/Vs ratio para profundidad 10[km].          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.          Mapa geológico de la zona de estudio          Atraso en estaciones          Localización final 2D          Perfiles de velocidad Vp.          Perfiles del cambio de Vp.          Perfiles para valor Vp/Vs.

# Índice de cuadros

2.1.	Parámetros usados para obtener <i>picks</i>	7
2.2.	Modelo de velocidad 1D utilizado en las inversiones automáticas	12
2.3.	Distribución de nodos para la inversión 2D	17
2.4.	Distribución de nodos para la inversión 3D	22
2.5.	Damping usado en las inversiones para los modelos 2D y 3D	22

### Resumen

En la zona del arco volcánico chileno entre las latitudes 35,7°S a 37,2°S se encuentran los centros volcánicos Nevados de Chillán y Nevados de Longaví que presentan actividad desde el Holoceno. Mediante datos sísmicos registrados principalmente con estaciones de la red GeoTeam (GT) que tiene un total de 23 estaciones de las cuales 11 son de banda ancha las cuales obtienen datos entre Diciembre de 2013 y Enero de 2015 se realiza *picking* de las llegadas de las fases P y S con las cuales se procede a localizar eventos y perturbar modelos de velocidad para lograr una tomografía 3D, obteniendo 37 eventos bien localizados detectando dos *clusters* ubicados en las latitudes  $\sim 36,4^{\circ}\mathrm{S}$ y $\sim 36,85^{\circ}\mathrm{S}.$  A partir de la tomografía se concluye que el cluster en la zona central de la malla definida ( $\sim 36,4^{\circ}$ S) donde hay actividad termal natural la cual puede ser explicada por una probable falla inferida que ayudaría al surgimiento de aguas calientes. El otro *cluster* en la zona del Nevados de Chillán donde podría haber presencia de gas a los  $\sim 5$  kilómetros de profundidad. La poca cantidad de eventos utilizados en la tomografía implicó que esta fuese de baja resolución por lo cual el modelo no puede diferenciar estructuras más finas, además al haber mucho ruido ambiental fue difícil analizar los datos.

# Capítulo 1

# Introducción

La zona sur chilena es conocida por la constante actividad volcánica, en especial la que ha tenido en los últimos años en la Zona Volcánica Sur (ZVS, ver Figura 1.1) siendo las más importantes las erupciones de los volcanes Chaitén en 2008, Copahue en 2012 y 2013, Villarrica y Calbuco en 2015. Por razones históricas la cordillera de los Andes ha sido monitoreada sistemáticamente para intentar entender el comportamiento y estar alerta ante cualquier posible amenaza en contra de la población cercana, desarrollando a través del tiempo distintas técnicas para modelar lo ocurrido en la zona.

En el último tiempo el volcán Nevados de Chillán ha tenido actividad recurrente incluso teniendo pequeñas erupciones que no han presentado daño para la población (lavas Sebastián en 2008), manteniendo la zona entre alertas amarilla y roja por SERNAGEOMIN. La idea de este trabajo es generar un registro de localizaciones de sismicidad e interpretar un modelo 3D en base a datos recopilados entre Diciembre de 2013 hasta Enero de 2015 por las redes GT (GeoTeam) y C1 (Red Sísmica Nacional Chilena) entre las latitudes 35.7°S y 37°S (ver Figura 1.2).



Figura 1.1: Volcanes activos en la Zona Volcánica Sur (ZVS).



Figura 1.2: Estaciones cercanas a la zona de interés, celeste la red GT y en magenta la red C1.

# Capítulo 2

## Metodología

Cuando se genera un evento sísmico este produce ondas elásticas que se radian desde su fuente con distintas frecuencias y amplitudes. En el caso de la mayoría de los eventos en zonas volcánicas suelen ser movimientos de muy baja amplitud los que son sensibles solamente por instrumentos. En este trabajo se utilizará el tiempo de llegada de las ondas de cuerpo Primarias (ondas compresionales) y Secundarias (ondas de cizalle) para determinar una posible estructura a través de una tomografía sísmica.

La tomografía es básicamente una imagen de una estructura en 2D o 3D en una zona de interés que se obtiene invirtiendo los tiempos de llegada de distintos eventos los cuales son localizados para determinar la trayectoria de los rayos y determinar cómo es el medio en que se propaga.

### 2.1. Problema Inverso

Lo que interesa saber es cómo y dónde se produjo el evento sísmico, para lograr esta información recurrimos al problema inverso el cual consiste en utilizar datos obtenidos de estaciones sísmicas para representar una posible fuente del evento, esto puede ser obtenido aproximando un posible hipocentro con los tiempos de llegada observados  $(t_{obs})$  utilizando la ubicación de las estaciones como referencias.

Luego este posible hipocentro se utiliza para comparar los datos observados con un modelo de referencia el cual dará un tiempo posible de llegada de las fases  $(t_{ref})$ e indicará que tan precisa puede ser esta información por herramientas estadísticas, además cada dato observado tiene su propia incertidumbre debido al posibles problemas de tiempo del instrumento y del filtro que se ocupa en ella.

A la diferencia entre los datos observados  $(t_{obs})$  y tiempos de referencia  $(t_{ref})$  se le llama residuo  $(\Delta t)$ , los cuales se pueden asociar a errores en los datos de observación, a la incertidumbre en el modelo de velocidad utilizado para calcular la referencia, o un error en el hipocentro usado para calcular los  $t_{ref}$ . Para la localización se calcula el error cuadrático medio (*Root Mean Square*, RMS), lo cual es el cálculo estadístico para calcular la varianza que representa al error.

$$\Delta t = t_{obs} - t_{ref}$$

 $t_{obs}$  es el tiempo observado en el sismograma,  $t_{ref}$  es el tiempo de referencia de un modelo y  $\Delta t$  es el residuo.

Para realizar la tomografía es recomendable utilizar las observaciones que sean lo más precisas posibles y a partir de estos obtener un modelo de velocidades que mejor represente a la región de estudio, para entonces utilizar métodos de inversión para que minimice los errores (RMS) de los hipocentros en los residuales.

Es recomendado primero realizar inversiones con modelos 1D sin mucho detalle para luego avanzar hacia el modelo 3D que puede tener mejor resolución, ya que de esta forma se incorporan nuevas estructuras en el modelo de velocidades de manera progresiva.

### 2.2. Localización Automática

Trabajar una base de datos de forma manual es algo muy complejo y delicado, para simplificar el trabajo de ver una gran cantidad de días en sismogramas se utilizan herramientas estadísticas para poder intentar encontrar distintas fuentes probables para guiar el trabajo en los eventos que nos interesa encontrar.

#### 2.2.1. STA/LTA

Una forma de obtener los tiempos de llegada de la onda a la estación en el registro continuo es utilizando la razón entre *short time average* (STA) y *long time average* (LTA), las cuales son medias de la amplitud en ventanas de tiempo de distintos tamaños, una corta y la otra larga, con las que podemos discriminar de mejor manera la diferencia de amplitud de los *picks* en los sismogramas, filtrados o no filtrados, lo cual aplicado al área de sismología nos ayuda a determinar cambios de amplitud posiblemente debido a arribos de fases símicas de los posibles eventos de manera automática. Para obtener estos valores hay que realizar pruebas con el tipo de eventos que uno quiere encontrar, de esta manera se necesita un valor umbral para saber cuando se encuentra un evento, ese valor se llama *threshold* (gatillante). Por lo tanto, cuando el valor de la media en la ventana corta dividida en la media de la ventana larga (STA/LTA) iguale o supere el valor del *threshold* indicará la llegada de una posible fase sísmica.



Figura 2.1: Ejemplo del funcionamiento STA/LTA. Se observa en la parte superior el sismograma, en la parte del medio la envolvente y en la parte baja los valores de STA/LTA, donde  $T_i$  y  $T_j$  representan al corte de la ventana de tiempo de los sismogramas a observar. En el gráfico inferior se observa cuando se activa el *threshold* (Trigger ON) activa el *delay* que no permite activar el *threshold* en los próximos 5 segundos (Trigger OFF) para que en el caso que haya logrado encontrar una correcta fase P intentar no seleccionar una fase S como posible primera llegada en otro evento (imagen facilitada por Diego González).

#### 2.2.2. *Picking* automatizado

Luego de obtener los valores de STA, LTA y threshold se ocupa  $ms_picker$  (Nippress et al., 2010) donde se analizarán las componentes verticales, ya que en ésta se observa principalmente la amplitud de la fase P y muy pocas fases S que tengan amplitud considerable. El programa entrega tiempos de posibles llegadas.

STA	0,1 [s]
LTA	20 [s]
Threshold	20
Delay	5 [s]
Bandpass	$7 - 20 \; [Hz]$

Cuadro 2.1: Parámetros usados para obtener picks.

El valor de *delay* indica que al momento de encontrar un posible *pick* pasen al menos una cantidad de segundos antes de encontrar otro. Esto se realiza para intentar evitar que encuentre *picks* muy cercanos entre si o incluso relacionados a la fase S. El *bandpass* es el filtro pasabanda el cual determina un rango de frecuencias según el requerimiento del usuario para maximizar la señal de estudio por sobre el ruido, el rango utilizado es estimado a partir de pruebas manuales sobre la componente vertical para algunos eventos.

#### 2.2.3. Localización automatizada

Los resultados son procesados con el programa BINDER\_NOSC (Rietbrock et al., 2012) en el cual se ingresa una lista de todos los *picks* automáticos obtenidos (estos *picks* pueden ser una fase P, S o incluso ruido), genera una grilla con la cual invierte los valores de las posibles llegadas para obtener una posible trayectoria. El programa determina posibles hipocentros a partir de los tiempos de llegada utilizándolos como

primeras llegadas iterándolos la cantidad de veces que encuentre necesario utilizando una cierta cantidad de *picks*.

Los parámetros importantes que se ingresan son Vp/Vs ratio 1,747 (valor arbitrario) y que se los *picks* utilizados sean al menos de 5 estaciones distintas, y finalmente se guardan solamente los eventos que tengan GAP<180° (dentro de la red GT) con lo cual se obtienen 207 eventos. Estos eventos no son reales ya que, como se mencionó en el párrafo anterior, puede utilizar un *pick* que no esté bien determinado como una fase P pero justo calza bien dentro del tiempo de una posible localización.



Figura 2.2: Eventos encontrados con Binder marcados con estrellas blancas, estaciones de la red GT marcadas con triángulos invertidos celestes, y los triángulos rojos representan volcanes con actividad desde el holoceno.

### 2.3. Localización Manual

Los eventos obtenidos son posibles eventos localizados automáticamente con programas, pero esto implica que hay muy poca confiabilidad en los datos ya que los resultados pueden incluir tiempos de llegadas con desfase de varios segundos o in-

#### 2.3. LOCALIZACIÓN MANUAL

cluso podrían ser *picks* asociados a ruido. El tiempo de llegada de las fases es lo más importante al momento de localizar bien los eventos ya que es lo que determina un mejor ajuste del modelo asociado al medio, por lo tanto hay que proceder a realizar un *picking* manual revisando todos los eventos y sus respectivas fases.La interfaz

gráfica SeisGram2K (Lomax, 2000) permite realizar zoom y filtros a los sismogramas y a los picks seleccionados de forma manual se puede determinar una incerteza en ellos (las cuales en general están entre  $\pm 0,3$  [s]), entre otras características, que ayudan a visualizar de mejor manera la elección que el usuario considere más apropiada. Utilizando un modelo de velocidades 1D que aproxima la región (Bohm et al., 2002; ver Cuadro 2.2), se localizan los eventos en una inversión no lineal con NLLOC (NonLinLoc; Lomax et al., 2000; Lomax et al., 2009). Como condición para confiar en los resultados de la localización se procede a localizar los eventos que tengan al menos una fase S cada tres fases marcadas P, y además de un mínimo de tres fases marcadas S por evento, con lo cual se obtienen 104 eventos localizados en total.



red GT, en cyan la componente vertical (HHZ), en amarillo la componente este (HHE), y en magenta la componente Figura 2.3: Interfáz gráfica SeisGram2K mostrando las tres componentes filtradas (1 - 10 Hz) de la estación BB02 de la norte (HHN), mostrando *picks* P y S.



Figura 2.4: Eventos localizados de forma manual marcados con una estrella blanca, estaciones de la red GT marcadas con triángulos invertidos celestes, y volcán Nevados de Chillán marcado con triángulo rojo.

Profundidad [km]	$Vp \ [km/s]$	Vs [km/s]
-2	4,39	2,40
0	5,51	3,19
5	6,28	3,60
20	6,89	3,93
35	7,40	4,12
45	7,76	4,55
55	7,94	4,55
90	8,34	4,77

Cuadro 2.2: Modelo de velocidad 1D utilizado en las inversiones automáticas (Bohm et al., 2002).

### 2.4. Inversión para modelo 1D

El programa Velest (Kissling et al., 1994) se utiliza para ajustar el modelo de velocidades 1D a las llegadas de las fases, por medio de una inversión simultánea que no sólo ajusta los hipocentros, sino que también ajusta el modelo de velocidades a las observaciones para minimizar el RMS.

Al modelo de velocidades se aumenta la cantidad de capas manteniendo la forma del modelo inicial, aumentando de 8 a 14 agregando capas intermedias en los intervalos de -2 a 55 kilómetros de profundidad. Esto para visualizar la zona de forma local, ya que la mayoría de los eventos localizados anteriormente no tienen profundidad superior a 20 kilómetros.



Velocity Model for 14 layers

Figura 2.5: Perfil de velocidad inicial (gris) versus perfil de velocidad final (rojo), a la izquierda muestra los valores Vp, al centro valores Vs, y a la derecha Vp/Vs *ratio*.

Los datos de entrada son los eventos con los tiempos de llegada con respecto al origen del evento, además con los eventos localizados manualmente podemos determinar el  $V_p/V_s$  ratio promedio de la zona graficando el diagrama de Wadati (ver Figura 1.6) que es este caso es de 1,7651.



Figura 2.6: Diagrama de Wadati para las observaciones P y S, donde la pendiente más uno indica el  $V_p/V_s$  ratio.

Velest calcula modelos de velocidades para  $V_p$  y  $V_s$  individualmente, donde se realizan dos procesos los cuales son inversión simultánea y modo de eventos individuales. En el primer proceso de inversión simultánea el programa calcula la localización de eventos y perturbación del modelo de velocidad de forma simultánea. Luego en modo de eventos individuales mantiene el modelo de velocidad obtenido anteriormente y procede a calcular la localización de eventos de forma individual. Este proceso lo realizo dos veces para intentar minimizar los errores, ya que intentar realizar este procedimiento más veces es intentar mejorar un modelo 1D lo cual no tiene mucho sentido ya que solo necesitamos seleccionar los mejores. De los resultados obtenidos solamente conservo los eventos que tienen RMS < 0,5[s], los cuales son 54 eventos. En el caso de los residuales de los *picks* los resultados son bastantes buenos ya que son valores que se mantienen dentro del rango ±0,5 segundos (Figura 2.7).



Figura 2.7: Residuales finales obtenidos de Velest para los picks P y S.

### 2.5. Inversiones para modelos 2D y 3D

Como la densidad para los rayos P y S nunca serán iguales implica que los modelos Vp y Vs, como es el caso de Velest, no puedan ser directamente relacionados. Se eligió el programa SIMUL2000 (Thurber et al., 1983; Eberhart Phillips y Michael, 1998) porque en particular este programa invierte modelos de velocidad Vp y Vp/Vs, la importancia de Vp/Vs es que se obtiene a partir de la diferencia de tiempo S-P en el caso que existan *picks* P y S en una estación para algún evento. Además nos permite determinar grillas ajustando nodos a placer del usuario para realizar modelos de velocidad 2D y 3D. Otra característica importante es la utilización de *pseudo-bending* para realizar un trazado no lineal de los rayos.

#### 2.5.1. Modelo 2D

Para el modelo 2D se define un punto de origen para generar nodos que usualmente está en medio de la región de interés (ver Cuadro 2.3), además el plano se gira N20°E para que quede alineado con la cordillera de los Andes, a partir de eso se ajustan dos planos de nodos paralelos en un área concordante con la ubicación de estaciones, cantidad de eventos y trazado de rayos, de tal forma que los nodos no varíen su velocidad en la dirección N110°E (flechas verdes en Figura 2.8).



Figura 2.8: Ubicación de nodos (cruces grises, ver Cuadro 2.3) en la zona volcánica distribuidos en planos paralelos (líneas rojas) en los cuales los nodos que están en frente uno del otro en la dirección N110°E estén enlazados (flechas verdes) y la velocidad entre esos nodos no varíe. El punto amarillo es el punto de origen para generar la grilla; las estaciones son representadas por triángulos invertidos celestes, y los volcanes que presentan actividad desde el Holoceno por triángulos rojos.

Eje	Distancia nodo desde origen [km]
X (líneas verdes)	-35 35
Y (líneas rojas)	-80 $-65$ $-30$ $0$ $30$ $65$ $80$
Z (profundidad)	$-4\ 0\ 2,5\ 5\ 10\ 12,5\ 20$

Cuadro 2.3: Distribución de nodos para la inversión 2D (ver Figura 2.8).

El proceso es principalmente controlado por el parámetro damping el cual es el suavizado utilizado para para evitar que hayan cambios de valores muy grandes en valores adyacentes en la grilla. Para determinar el damping de Vp (vpdmp) hay que dejar el damping de Vp/Vs (vpvsdmp) con un valor alto y constante para probar distintos valores de vpdmp con lo cual se genera una curva que es graficada por los valores de la varianza del modelo con la varianza de los datos de entrada (Eberhart-Phillips, 1986) y se utiliza el valor que está en el punto de inflexión (Figura 2.9), para vpvsdmp es el mismo proceso pero dejando constante el valor obtenido de vpdmp y variando vpvsdmp (Figura 2.10). Se utiliza el punto de inflexión debido a que representa un valor lo suficientemente bajo para no generar mayor varianza en los datos de entrada mejorando los residuales, pero tampoco se puede elegir un damping muy bajo porque esto genera problemas en el modelo ya que exige una mayor cobertura y densidad de rayos para satisfacer una solución al modelo, por lo que hace al modelo innecesariamente más complejo.



Figura 2.9: Gráfico de varianza de datos P versus varianza de modelo Vp. Los valores en la curva corresponden a vpdmp [ $s^2$ ], dejando constante el valor de vpvsdmp en 1000.



Figura 2.10: Gráfico de varianza de datos S-P versus varianza de modelo Vp/Vs, los valores en la curva corresponden a vpvsdmp, dejando constante el valor de vpdmp obtenido anteriormente.

El programa utiliza condiciones para poder iterar y seguir buscando soluciones, las cuales son establecidas en un archivo de control, sin embargo hay una condición estadística significativa que utiliza para saber si el programa ajusta bien o no el modelo, para lo cual se utiliza el test de Fisher (*f-test*). Para este proceso, el *f-test* logra hacer tres iteraciones antes que no tenga un mejoramiento estadístico el modelo. Finalmente el valor de *damping* seleccionado para *vpdmp* es  $150[s^2]$  y para *vpvsdmp* es 400. Finalmente de los 54 eventos aceptados del modelo 1D conservo solamente 39 para el modelo 2D ocupando el mismo parámetro de RMS < 0,5 segundos.

#### 2.5.2. Modelo 3D

En el modelo 3D se distribuyen los nodos para intentar cubrir de mejor manera la zona de estudio (ver Figura 2.11 y Cuadro 2.4) y no hay restricción en ellos para que los cambios de velocidad varíen libremente y ajusten los datos como el modelo mejor estime. Los valores de *damping* se ajustan de igual manera que en la inversión 2D pero, estableciendo un *damping* para las estaciones (*stadmp*) el cual afecta el suavizado del valor de velocidad justo debajo de las estaciones.

Para determinar el damping en el modelo 3D se realiza la misma metodología usada para vpdmp (Figura 2.12) y vpvsdmp (Figura 2.13). En este modelo 3D el valor determinado para vpdmp es  $100[s^2]$  y para vpvsdmp es de 40. Para el caso de stadmp hubo pruebas con distintos valores, sin encontrar cambio en la varianza de los datos de entrada ni del modelo. En otros estudios se ha ocupado un valor de 100 (Hicks et al., 2015) pero, al no poder justificar algún valor, este se estableció en 10 para intentar dejar que varíe de forma más libre pese a no generar cambios. En este caso el *f-test* también logra realizar tres iteraciones. De los 39 eventos utilizados en el modelo 2D solamente utilizamos 37 lo cuales cumplen con la condición RMS < 0,5 segundos.







Figura 2.12: Gráfico de varianza de datos P versus varianza de modelo Vp, los valores en la curva corresponden a vpdmp  $[s^2]$ , dejando constante el valor de vpvsdmp 400.



Figura 2.13: Gráfico de varianza de datos S-P versus varianza de modelo Vp/Vs, los valores en la curva corresponden a vpvsdmp, dejando constante el valor de vpdmp obtenido anteriormente.

Eje	Distancia nodo desde origen [km]
X (líneas rojas)	-25 $-10$ 0 10 25
Y (líneas amarillas)	-80 $-65$ $-30$ $0$ $30$ $65$ $80$
Z (profundidad)	$-4\ 0\ 2,5\ 5\ 10\ 12,5\ 20$

Cuadro 2.4: Distribución de nodos para la inversión 3D (ver Figura 2.11).

Modelo	Vpdmp $[s^2]$	Vpvsdmp	Stadmp
2D	150	400	-
3D	100	40	10

Cuadro 2.5: *Damping* usado en las inversiones para los modelos 2D y 3D.

# Capítulo 3

# Resultados

Los resultados del modelo 2D representa una variación del modelo 1D en planos paralelos (ver sección 2.5.1). La importancia de este modelo es que se ajustó como valor Vp/Vs inicial 1,77 obtenido del diagrama de Wadati (ver Figura 2.6), y a partir de éste, se muestra la variación en el resultado (Anexo A.2), pero sus resultados no se pueden analizar ya que es un modelo intermedio para llegar evitar una gran variación en el modelo 3D.

#### 3.1. Resolución

Del modelo 3D se obtienen soluciones para los nodos distribuidos en los distintos perfiles explicados anteriormente. Dentro de sus archivos de salida, *SIMUL2000* da la opción de calcular la resolución que hay en cada nodo establecido. Dado estos valores se delimitan zonas confiables para este trabajo.

Para esta tomografía hay un total de 415 observaciones, de las cuales 220 son tiempos de llegada P y 195 son tiempos de llegada S-P, para un universo de 37 sismos localizados. De los distintos cálculos posibles de resolución que entrega SIMUL2000 para este trabajo se utilizan los valores de resolución de la suma ponderada de las derivadas (*Derivative Weight Sum*, DWS) la cual consiste en determinar la influencia que tienen los rayos dentro del área cercana a cada nodo a partir del largo de cada rayo, la densidad de rayos que pasan por ella y la cercanía a cada nodo. El problema que tiene DWS es que la dirección en que van los rayos no son consideradas, por lo que no es posible realizar una estimación del *smearing* que habla sobre la dependencia de un nodo con respecto a los adyacentes. Otro resultado obtenido por el programa es el de los elementos diagonales de la matriz de resolución de la inversión (*Resolution Diagonal Elements*, RDE) que provee medidas relativas en la capacidad en que los datos presenten anomalías en diferentes zonas.

Al no tener un criterio de comparación con otro modelo de resolución, ya que hit count no aporta mayor información que DWS, se recurre a comparar resultados con un trabajo hecho en la zona de Costa Rica (Sallarès et al., 2000) simplemente estimando su valor mínimo de DWS a partir del área aproximada entre nodos. En dicho trabajo, la separación entre nodos es de ~ 10[km] obteniendo un valor mínimo de 40 para DWS. Los nodos en el presente estudio tienen una separación de ~ 20[km], lo que implica que el área de separación entre nodos es de al menos 4 veces más, por lo cual intentando dejar un pequeño margen de error estimo un valor de 200 como límite mínimo aceptable para DWS.

#### 3.2. Localización final modelo 3D

Podemos observar dos *clusters* bien marcados (Figura 3.1). El primero en la vecindad del Volcán Nevados de Chillán (36,9°S, 71,4°W) y el segundo en la zona central de la malla nodal (36,4°S, 71,1°W). En el caso de la vecindad del Volcán Nevados de Chillán los eventos tienen profundidad entre 0 y 6 kilómetros. En la otra zona las profundidades varían entre 0 y 12 kilómetros.





3.2. LOCALIZACIÓN FINAL MODELO 3D

25

#### 3.2.1. Perfiles en profundidad

#### Profundidad 2,5 kilómetros

La zona cercana a Nevados de Chillán denota una disminución del valor de Vp y valores relativamente altos de Vp/Vs, mientras que la zona de Nevados de Longaví muestra un aumento en Vp y un valor promedio de Vp/Vs en casi toda el área.



Figura 3.2: Modelo del cambio de Vp para profundidad 2.5[km].



Figura 3.3: Modelo Vp/Vs ratio para profundidad 2.5[km].

#### Profundidad 5 kilómetros

En la zona de Nevados de Chillán se aprecia disminución de Vp y un valor bajo de Vp/Vs, en la vecindad de Nevados de Longaví hay un incremento de Vp y un valor bajo de Vp/Vs.



Figura 3.4: Modelo del cambio de Vp para profundidad 5[km].



Figura 3.5: Modelo Vp/Vs ratio para profundidad 5[km].

#### Profundidad 10 kilómetros

Pese a la poca resolución de este perfil se observan valores bajos de Vp/Vs y Vp cuyo cambio no es significativo.



Figura 3.6: Modelo del cambio de Vp para profundidad 10[km].



Figura 3.7: Modelo Vp/Vs ratio para profundidad 10[km].

#### 3.2.2. Perfiles a lo largo de la latitud

Se analizan los perfiles que varían por la latitud ya que van en sentido del rumbo del arco volcánico. Al ser un perfil de mayor longitud, el perfil muestra mayor variación relevante a perturbaciones del modelo 3D asociadas a los complejos volcánicos. Solamente los perfiles BB, CC y DD (Figura 2.11) muestran resolución suficiente para analizar. Cabe mencionar que los perfiles pasan por encima de los complejos volcánicos y *clusters* que hay en la zona.

En el perfil BB (Figura 3.8) notamos una disminución del valor de Vp y un valor bajo de Vp/Vs a los 5 kilómetros de profundidad en la zona de Nevado de Chillán. En la zona de Nevados de Longaví se aprecia un aumento de Vp y un valor bajo de Vp/Vs cercano a los 10 kilómetros de profundidad.



Figura 3.8: Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs *ratio* para perfil BB.

El perfil CC (Figura 3.9) muestra un aumento de Vp y valores bajos de Vp/Vs por la zona del *cluster* central ( $\sim 36,4^{\circ}$ S).



Figura 3.9: Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil CC.

El perfil DD (Figura 3.10) no aporta información con respecto a alguna estructura que sea de interés, pero muestra prácticamente la misma variación que en los otros dos perfiles.



Figura 3.10: Modelos de cambio de Vp y Vp/Vs ratio para perfil BB.

## Capítulo 4

# Discusión y Conclusión

#### 4.1. Nevados de Chillán

Los eventos de esta zona (Figura 4.1) presentan lineamiento con la estructura del complejo volcánico Nevados de Chillán en dirección NW-SE, donde hay otras investigaciones que evidencian sismicidad sobre este lineamiento el cual es llamado Cortaderas (Melnick y Echtler, 2006; Cembrano y Lara, 2009; González et al., 2017).

La disminución de Vp (~ -1%) y el bajo valor Vp/Vs (Figura 3.8) se puede deber a distintos factores, entre ellos puede ser por la presencia de pequeños volúmenes de intrusiones de agua (Sanders et al., 1995; Nakajima et al., 2001; Lin and Shearer, 2009), otro estudio que muestra valores de cambio de Vp y Vp/Vs similares (Zhang y Lin, 2014) concluyen que esa zona está compuesta de magma rico en sílice cristalizandose en una zona sin sismicidad. A diferencia del estudio de Zhang y Lin acá hay sismicidad en el área que presenta la anomalía y además hay evidencias en que el magma del Nevados de Chillán es baja en sílice (Dixon et al., 1999) por lo cual se descarta esta idea Un resultado que sí tendría relación con este trabajo es la posible presencia de gas debido a la disminución de Vp y bajo valor Vp/Vs que implicarían un módulo de compresibilidad pequeño (Husen et al., 2004; Lin, 2013).



Figura 4.1: Estrellas blancas representan eventos sísmicos, en la parte inferior la línea horizontal negra representa la superficie y las líneas verticales detrás de las estrellas son el error en profundidad estimado por SIMUL2000.

### 4.2. Zona sismogénica central

Esta zona presenta sismicidad cortical bien localizada (Figura 4.2) lejana a un complejo volcánico. Esta sismicidad ya tiene precedente en el trabajo de Lange et al. (2012) y puede estar asociada a una falla inferida que sería de tipo inversa (Radic, 2010; Ver figura 4.3) la cual ayudaría al surgimiento de aguas desde el interior de la corteza, que podría explicar la terma natural del Cajón de Ibañez.



Figura 4.2: Estrellas blancas representan eventos sísmicos, las líneas negras son límites regionales, y el punto amarillo señala la terma natural de Cajón de Ibañez. En la parte inferior la línea horizontal negra representa la superficie y las líneas verticales detrás de las estrellas son el error en profundidad estimado.



Figura 4.3: Mapa geológico de la subcuenca Chillán, indicando la zona del *cluster* en el cuadro rojo (Figura 4.2) observando una posible falla que es inferida por Radic (2010), además supone que la evolución en el tiempo de esta falla tiene carácter de falla inversa. Figura original de Radic 2010.

### 4.3. Conclusión

Los clusters descritos anteriormente contienen la gran mayoría de los eventos para toda la región de estudio por lo cual serán muy predominantes al momento en que el programa calcule los resultados. Esto implica que las zonas fuera de estos clusters, como el volcán Nevados de Longaví, serán poco fiables ya que no contienen buena distribución de rayos impidiendo interpretarlas lo cual nos hace volver al tema de la resolución que no ha podido ser bien determinada. La base de datos desde el principio fue difícil de trabajar debido a la instalación de las estaciones temporales que estuvieron expuestas a muchos factores naturales que provocaban gran cantidad de ruido y falta de datos en la temporada de invierno. Esto sumado a un posible problema de desfase de tiempo por culpa del GPS en algunas estación dificultando la determinación de las fases, y por lo tanto las localizaciones, obteniendo una baja cantidad de eventos bien localizados y con el menor RMS posible para realizar un modelo de velocidades confiable. La poca variación en los datos de velocidad en los modelos obtenidos puede ser debido a que en la región de estudio es sobre el arco volcánico donde su estructura en general suele ajustarse bien al modelo 1D, lo cual explicaría los pocos residuos del las primeras inversiones con Velest (ver Figura 2.7), la poca cantidad de eventos también obliga a realizar una grilla con pocos nodos bastantes separados entre ellos lo que implica que el modelo no puede resolver estructuras finas.

Este método de realizar *picking* manual no es el mejor para esta zona al tener muchos factores ambientales en contra y poca sismicidad cortical detectable, por lo cual sería recomendable probar con otro método como sería utilizar el ruido ambiental (González et al., 2018).

## Referencias

Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P. (2002). The Southern Andes between 36 and 40S latitude: Seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356, 275–289.

Cembrano, J., Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471, 96–113.

Dixon, H.J., Murphy, M.D., Sparks, S.J., Chávez, R., Naranjo, J.A., Dunkley, P.N., Young, S.R., Gilbert, J.S., Pringle, M.R. (1999). The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista geológica de Chile, 26*, 1–29.

Eberhart-Phillips, D. (1986). Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Ranges from inversion of local earthquake arrival times. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76(4), 1025–1052.

Eberhart-Phillips, D. and Michael, A. J. (1998). Seismotectonics of the Loma Prieta, California, region determined from three-dimensional Vp, Vp/Vs, and seismicity. J. Geophys. Res., 103(B9), 21,099–21,120.

González-Vidal, D., Miller, M., Pérez, G., Bataille, K., Miller, S.A., Lupi, M. (2017). Crustal seismicity of Southern Andes region affected by Maule 2010 megathrust earthquake. Poster session presented in European Geosciences Union general assembly, Vienna, Austria. González-Vidal, D., Obermann, A., Tassara, A., Bataille, K., Lupi, M. (2018). Crustal model of the Southern Central Andes derived from ambient seismic noise Rayleighwave tomography. *Tectonophysics (in revision)*.

Hicks, S. P. and Rietbrock, A. (2015). Seismic slip on an upper-plate normal fault during alarge subduction megathrust rupture. *Nature Geoscience*, 8(12), 955–960.

Husen, S., Smith, R., Waite, G. (2004). Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 131(3), 397–410.

Kissling, E., W. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, Kradolfer U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. J. Geophys. Res., 99(B10), 19,635–19,646.

Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S.E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J.P., Beck, S. (2012). Aftershock seismicity of the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake rupture zone. *Earth* and Planetary Science Letters 317-318, 413–425.

Lin, G. and Shearer, P. M. (2009). Evidence for water-filled cracks in earthquake source regions. *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L17315.

Lin, G. (2013). Seismic investigation of magmatic unrest beneath Mammoth Mountain, California, USA. *Geology*, 41, 847–850.

Lomax, A. (2000). Java for the Seismologist. Orfeus Newsletter, 1:3. (published in hypertext: http://www.orfeus-eu.org/Organization/Newsletter/vol1no3/java.html)

Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge, C. (2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, in Advances in Seismic Event Location, Thurber, C.H., and N. Rabinowitz (eds.). Kluwer, Amsterdam, 101-134. Lomax, A., Michelini, A., Curtis, A. (2009). Earthquake Location, Direct, Global-Search Methods, in Encyclopedia of Complexity and System Science, Part 5, Meyers, R. A. (ed.), Springer, New York, pp. 2449-2473.

Melnick, D. and Echtler, H.P. (2006). Morphotectonic and Geologic Digital Map Compilations of the South-Central Andes (36S - 42S), in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., Strecker, M., Wigger, P. (Eds.), The Andes: Active Subduction Orogeny. *Frontiers in Earth Sciences, chapter 30*, pp. 565–568.

Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., Zhao, D. (2001). Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *J. Geophys. Res.*, 106(B10), 21,843–21,857.

Nippress, S. E. J., Rietbrock, A., Heath, A. E. (2010). Optimized automatic pickers: application to the ANCORP data set. *Geophysical Journal International, Volume* 181, Issue 2, 1 May 2010, Pages 911–925.

Radic, J.P. (2010). Las cuencas terciarias y su control en el volcanismo de los complejos chillan y copahue-callaqui (Andes del Sur 36-39S). *Andean Geology*, *37*, 220–246.

Rietbrock, A., Ryder, I., Hayes, G., Haberland, C., Comte, D., Roecker, S., Lyon-Caen, H. (2012). Aftershock seismicity of the 2010 Maule Mw=8.8, Chile, earthquake:
Correlation between co-seismic slip models and aftershock distribution?. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L08310.

Sallarès, V., Dañobeitia, J.J., Flueh, E.R. (2000). Seismic tomography with local earthquakes in Costa Rica. *Tectonophysics, Volume 329, Issues 1–4, 2000*, Pages 61-78, ISSN 0040-1951.

Sanders, C., Ponko, S., Nixon, L., Schwartz, E. (1995). Seismological evidence for magmatic and hydrothermal structure in Long Valley caldera from local earthquake attenuation and velocity tomography. J. Geophys. Res., 100(B5), 8311–8326.

Thurber, C. H. (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote lake area, central California. J. Geophys. Res., 88(B10), 8226-8236.

Thurber, C. and Eberhart-Phillips, D. (1999). Local earthquake tomography with flexible gridding. *Comput. Geosci.*, 25(7), 809–818.

Zhang, Q. and Lin, G. (2014). Three-dimensional Vp and Vp/Vs models in the Coso geothermal area, California: Seismic characterization of the magmatic system. J. Geophys. Res. Solid Earth, 119, 4907-4922.

# Apéndice A

# Inversiones

### A.1. Inversión 1D



Figura A.1: Atraso de las estaciones obtenido de las inversiones 1D, los valores altos corresponden a estaciones muy lejana o estaciones con muy pocos datos.



### A.2. Inversión 2D

Figura A.2: Estrellas blancas representan eventos sísmicos, triángulos invertidos celestes son estaciones de la red GT, triángulos rojos son volcanes con actividad desde el holoceno, línea roja al este es perfil 1 y línea roja al oeste es perfil 2. En la parte inferior la línea horizontal negra representa la superficie estrellas azules representan eventos con respecto a su profundidad.



Figura A.3: Perfiles de velocidad Vp.



Figura A.4: Perfiles del cambio de Vp.



Figura A.5: Perfiles para valor Vp/Vs.

### A.3. Archivos de control para SIMUL2000

#### A.3.1. Inversión 2D

 $37\ 0\ 0\ 1.0\ 4\ 1\ 0$  neqs, nshot, nblast, wtsht, kout, kout<br/>2, kout 3 $20\ 0.5\ 0.0050\ 0.01\ -4.0\ 5.00\ 0.1\ 0.40$  nitloc, wtsp, eigtol, rmscut, zmin, dx<br/>max, rderr, ercof

 $5\ 0.10\ 0.10\ 0\ 150.0\ 400.0\ 100.0\ 0.50$  hitct, dvpmax, dvpvsmax, idmp, vpdmp, vpvsdmp, stadmp, stepl

0 2 20 0.0005 1 0.002 3 ires, i3d, nitmax, snrmct, ihomo, rmstop, ifixl

50.0 100.0 1.50 2.50 6.00 delt1, delt2, res1, res2, res3

 $9\ 3\ 0.5\ 0.5\ ndip$ , iskip, scale1, scale2

1.2 0.0005 500 500 xfax, tlim, nitpb1, nitpb2

1 1 0 iusep, iuses, invdel

0 100.00.05iuseq, qvpmax, qdamp

#### A.3.2. Inversión 3D

37 0 0 1.0 4 1 0 neqs, nshot, nblast, wtsht, kout, kout2, kout3

20 $0.5\ 0.0050\ 0.01$ -4.0 $3.00\ 0.1\ 0.40$ nitloc, wtsp, eigtol, rmscut, zmin, dxmax, rderr, ercof

 $5\ 0.10\ 0.05\ 0\ 100.0\ 40.0\ 10.0\ 0.50$  hitct, dvpmax, dvpvsmax, idmp, vpdmp, vpvsdmp, stadmp, stepl

0 2 20 0.0005 0 0.002 0 ires, i3d, nitmax, snrmct, ihomo, rmstop, ifixl

50.0 100.0 1.50 2.50 6.00 delt1, delt2, res1, res2, res3

 $9\ 1\ 0.5\ 0.5$ ndip, iskip, scale<br/>1, scale2

1.2 0.0005 500 500 xfax, tlim, nitpb1, nitpb2

1 1 1 iusep, iuses, invdel

0 100.0 0.05 iuseq, qvpmax, qdamp