



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

Análisis de estructura sísmica del volcán Villarrica mediante el método de tomografía de ruido sísmico.

Por: Pablo Urra Tapia

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas para optar al
grado de Magíster en Geofísica

Enero 2023

Concepción, Chile

Profesor Guía: Dr. Matthew Robert Miller

Comisión evaluadora: Dr. Diego Gonzalez - Dr. José Palma

© 2023, Pablo Urra Tapia

Ninguna parte de esta tesis puede reproducirse o transmitirse bajo ninguna forma o por ningún medio o procedimiento, sin permiso por escrito del autor.

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

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

Análisis de la estructura sísmica del Volcán Villarrica
mediante el método de tomografía de ruido sísmico.

POR

Pablo Urra Tapia

Tesis para optar al Título de Geofísico

Profesor Guía:

Dr. Matthew Robert Miller

Comisión Evaluadora:

Dr. Diego González Vidal

Dr. José Luis Palma Lizana

Enero, 2023

*Al Salvita y toda mi familia, amigas y amigos
A quienes llegan y a quienes han partido.*

AGRADECIMIENTOS

Agradezco primeramente a mi familia, quienes me han dado su apoyo a lo largo de todos estos años, a mamá y papá Adriana Tapia y José Urra por todo el esfuerzo y sacrificio que han hecho para llevar un hogar adelante, a mi hermano Reinaldo y a mi hermano Cristóbal quienes han cuidado de mí en Concepción, en especial a Reinaldo quien además me obsequió mi computador que me ha acompañado durante estos 8 años de universidad.

A los profesores de mi comisión Diego González-Vidal y a José Palma y en especial mi profesor guía Matthew Miller, quienes me han guiado y ayudado en enorme medida durante estos años que demoró hacer la tesis. Además, a las profesoras y profesores que he conocido durante este tiempo, como María Ignacia Calisto, Víctor Villagrán y Marcos Moreno, y a las secretarías Carla Espinoza y Roxana Encina, a quienes moleste mucho con distintos papeleos.

Por último, agradecer a las personas que fui conociendo en estos años que me ayudaron en lo académico y con quienes avanzamos en conjunto durante los años de carrera, Jessica Crisóstomo, Matías Fernández, Francisca Mendoza, Mauro Pinto, Joaquín Hormazabal, Patricio Muñoz, Javiera San Martín y Sebastián Barra junto a las nuevas personas que conocí gracias a la pandemia como Javiera Álvarez.

Resumen

Conocer la geometría y ubicación de reservorios magmáticos y/o hidrotermales en el área del Volcán Villarrica es clave para evaluar el peligro y riesgo volcánico en los procesos eruptivos del volcán. Así, uno de los enfoques utilizados en el estudio de un volcán es a través de la sismología, la cual además de ser usada para el monitoreo volcánico, es usada con el fin de caracterizar la estructura interna, calderas y reservorios, flujos de magma o gases subsuperficiales en el volcán, los cuales pueden ser detectados por medio de redes sísmicas instaladas alrededor del edificio volcánico.

El Volcán Villarrica ($39,42^{\circ}S$, $71,93^{\circ}W$) es considerado uno de los volcanes más activos de Chile, lo que ha despertado un gran interés para llevar a cabo estudios en diversas áreas. En este estudio, se utilizaron los registros sísmicos de 18 estaciones ubicadas alrededor del volcán durante el periodo comprendido entre mayo y julio de 2014. Se obtuvieron las funciones de Green para las ondas superficiales Rayleigh a partir de los pares de estaciones con velocidades de grupo entre 1 y 4.9 segundos. En esta investigación se presentan mapas de velocidad de grupo utilizando el método de tomografía de ruido sísmico. Los mapas de velocidad presentan un modelo sensible a la estructura sísmica con una resolución espacial de alrededor de 10 km x 10 km en la región del Volcán Villarrica. Los resultados del modelo de velocidad resaltan anomalías de velocidad relacionadas con la interacción entre los sistemas de falla de la zona y el sistema magmático del volcán. Los resultados obtenidos sugieren que la interacción entre el sistema de falla Liquiñe-Ofqui y la zona de falla Mocha-Villarrica ejercen un rol principal en la sustentación y almacenamiento del magma dentro del sistema magmático bajo el Volcán Villarrica. Finalmente, el desarrollo de la técnica sobre el Volcán Villarrica y junto a las investigaciones existentes en el lugar, pueden ser utilizadas para expandir el área de estudio sobre el lineamiento volcánico con la finalidad de entender de mejor manera el comportamiento en las fallas andinas transversales en un futuro.

Índice general

AGRADECIMIENTOS	I
Resumen	II
1.	1
1.1. Motivación	1
1.2. Propósito de la tesis	3
1.2.1. Formulación del problema	3
1.2.2. Objetivos de la investigación	4
1.2.2.1. Hipótesis de trabajo	4
1.2.2.2. Objetivos principal	4
1.2.2.3. Objetivos específicos	4
1.3. Estructura del documento	5
1.4. Antecedentes	6
1.4.1. Zona de estudio	6
1.4.2. Marco teórico	6
1.4.2.1. Tomografía	7
1.4.2.2. Tomografía de ruido sísmico	7
2.	14
2.1. Abstract	14
2.2. Introduction	15
2.3. Geologic and Tectonic Setting	17
2.4. Data and Methodology	18
2.4.1. Seismic network	18
2.4.2. Cross-Correlations	18
2.4.3. Group Velocity Dispersion Curves	18
2.4.4. 2-D Group Velocity Inversion	20
2.4.5. Resolution Analysis	21
2.4.6. 1-D inversion of local dispersion curves	21
2.4.7. 3-D shear wave velocity model	26

2.5. Results and discussion	29
2.5.1. Magmatic plumbing systems	31
2.5.2. Interplay of fault systems	34
2.5.3. Plutonic rocks	34
2.6. Conclusions	35
2.7. Data availability	37
2.8. Acknowledgments	37
3.	38
3.1. Discusión general	38
Referencias	44
Apéndices	52
A. Presentación en eventos de la tesis	52

Índice de figuras

1.1.1. Ilustración del conducto asociado al Volcán Villarrica. Extraído de Lehr et al. (2021)	2
1.4.1. Ejemplo unidimensional de un frente de onda generado en x_s que viaja en la dirección x en a). En b) el frente de onda es percibido por la estación A en el tiempo t_A . En c) el frente de onda es percibido por la estación B en el tiempo t_B . Por último, en d) se presenta la correlación cruzada entre A y B con el tiempo $t_B - t_A$ que muestra el tiempo que demora ser percibido en la estación B luego de ser percibido en la estación A. Imagen extraída de Wapenaar et al. (2010)	8
1.4.2.a) Frente de ruido captado en el receptor A, b) Frente de ruido captado en el receptor B, c) Correlación cruzada entre la señal de ruido registrada por ambas estaciones. Imagen extraída de Wapenaar et al. (2010).	9
2.2.1. Map of the study area. Map (a) includes the fault catalog as black lines from Maldonado et al. (2021), the red solid line is the solution area boundary, the volcanic lineament is represented in yellow, red dashed ellipse marks the location of Villarrica Volcano caldera. The seismic stations used in this study appear as blue inverted triangles in map (b), the yellow circles represent the location of the two local dispersion curves shown in Figure 2.4.6, the red lines represent the cross-sections (Figure 2.5.1).	16
2.4.1. Final cross-correlations of each station pair, plotted with respect to the inter-station distance.	19
2.4.2. Dispersion curves obtained from the FTAN frequency-time analysis. The periods with more than 40 samples, ranging between 1.0 and 4.9 seconds (darker shaded area), were used in the subsequent velocity inversion steps.	20
2.4.3. Ray-path velocity of dispersion measurements (a, c and e) and the group velocity maps obtained (b, d and f) for 1.1 s (top), 2.2 s (middle) and 3.3 s (bottom) periods. Gray squares show the used grid nodes.	22

2.4.4. Path density (a, c and e) and Resolution shift (b, d, f) for 1.1 s (top), 2.2 s (middle) and 3.3 s (bottom) periods. The left panels show the number of paths per cell used in tomographic inversion.	23
2.4.5. The correlation between the logarithmic misfit values and the weights assigned to them for the calculation of the weighted standard deviation for a particular node.	24
2.4.6. Two examples of the result of NA inversion, the node located on the northwest of Villarrica Volcano in Figure 2.2.1.b is the left panel a), and the node located to the south of Villarrica Volcano in Figure 2.2.1.b is the right panel b). Local dispersion curves (top) and their corresponding Vs depth models (bottom), colored according to the value of the misfit. The black curves indicate the best fits resulting from the inversions. The black dashed lines indicate the standard deviation value from the best curves.	26
2.4.7. plot on the left side show the shear wave velocity profiles in black and the average in red for the Villarrica Volcano produced by this study. in the right side depth sensitivity kernels for different periods (different colored curves) are calculated from the average S-wave velocity profile of Villarrica shown in the left panel.	27
2.4.8. Depth slices showing the velocity anomalies in the left panel at depths of 0.5 km in a), 3.25 km in b), and 7.25 km in c), the purple dashed line marks the area of the solution. Red triangles indicate the Villarrica-Quetripillán-Lanín volcanic lineament from NW to SE. Seismicity, from Sielfeld et al. (2019), is represented as purple circles. Black lines present the catalog of faults for the region, extracted from Maldonado et al. (2021). In Figure b), the yellow and green squares indicate the location of a reservoir under the Villarrica Volcano, at approximately this depth, from Delgado et al. (2017); Cid-Contreras (2017) respectively. The right panel displays percentage uncertainty maps for the same depths as on the left-hand side. The continuous black line indicates the area of the solution.	28
2.5.1. The vertical cross-sections of shear wave anomalies and their percentage uncertainties are shown for profiles A-A' (a,b) and B-B' (c,d) (see Figure 2.2.1). The purple circles on the map represents VT seismicity (Sielfeld et al., 2019), while the green and yellow squares indicate results of source inversion from GPS and inSAR (Cid-Contreras, 2017; Delgado et al., 2017). Different anomalies mentioned in the text are marked and labeled; a summary of these anomalies is provided in Table 2.5.1. Profile (e) shows a 3D map view of the vertical cross-section of the shear wave velocity anomaly for the Villarrica region joining the previous profiles from point B to A'.	30

2.5.2.Simplified conceptual model of the Villarrica derivate from the velocity anomalies presented in Figure 2.5.1.	36
3.1.1.Ejemplo de grilla adaptada sobre esta región de estudio	42

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

Cuando hablamos sobre volcanes y erupciones de estos en Chile, solemos asociar esta idea a algunos ejemplares dentro de todos los volcanes que se encuentran hoy por hoy activos dentro del territorio de Chile. Uno de estos ejemplares, y posiblemente quien más se acostumbra asociar a esta idea, es el Volcán Villarrica, etiqueta que ha adquirido por ser uno de los volcanes más activos dentro Sudamérica (Lara and Clavero, 2004; Moreno and Clavero, 2006). El Volcán Villarrica permanece siendo foco de investigación en el tiempo utilizando distintos enfoques que nos permiten comprender cada vez un poco mejor su comportamiento. De este modo, a la fecha, el Volcán Villarrica presenta investigaciones acerca de sucesos pasados como su formación y erupciones antiguas (Van Daele et al., 2014) o su estado en el periodo actual (González-Vidal et al., 2022; Boschetty et al., 2022), analizando la evolución del volcán como resultado del enfoque que se puede proponer desde distintas áreas. Dentro de las geociencias, las investigaciones han aportado evidencia de sus periodos eruptivos, estratificación del volcán, sistema de fallas en el lugar y su actividad sísmica intrínseca. Lehr et al. (2021) presenta en su trabajo de tesis doctoral una ilustración esquemática del sistema de conducto para el Villarrica, donde recopila algunas de las investigaciones realizadas sobre esta sección del volcán.

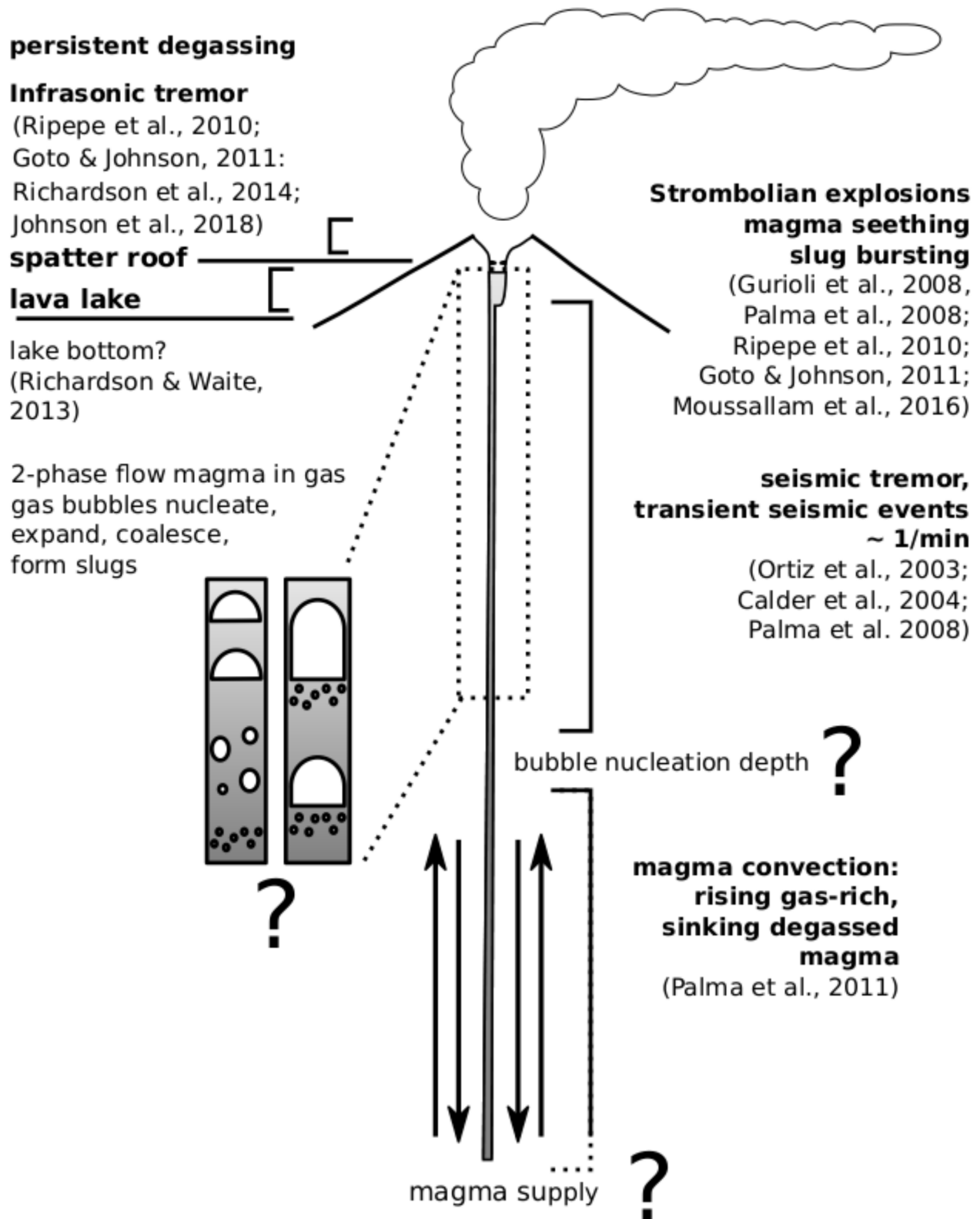


Figura 1.1.1: Ilustración del conducto asociado al Volcán Villarrica. Extraído de Lehr et al. (2021)

Por otra parte, se cuenta con estudios aplicados a las concentraciones de elementos en rocas volcánicas que han teorizado la presencia de reservorios dentro de la corteza que abastecen al volcán y su lago de lava en superficie, entre estos uno de los más recientes (Boschetty et al., 2022) mostrando que la cristalización de minerales encontrados en muestras del volcán debe suceder a ciertas profundidades en la corteza. Por otro lado, la aplicación de técnicas tomográficas utilizando los tiempos de llegada de ondas sísmicas locales (Mora Stock, 2015) como telesísmicas (Thorwart et al., 2015) han entregado interesantes imágenes de la estructura interna del volcán.

1.2. Propósito de la tesis

1.2.1. Formulación del problema

El volcán Villarrica cuenta con diversos estudios y enfoques de investigación que apuntan a conocer distintas cualidades de este. Dentro de estos enfoques, la sísmica ha sido empleada en gran medida para identificar procesos dentro del volcán relativo a movimiento de magma, fractura de rocas y desgasificación, en términos generales, estos métodos han demostrado ser útiles para describir las estructuras al interior de un volcán. Pese a lo anterior, existen estructuras geológicas debajo el volcán que no han sido bien resueltas del todo debido a que hasta el momento las investigaciones han sido hechas con técnicas aplicadas sobre la sismicidad registrada asociada al volcán, como la sismicidad proveniente de la tectónica de placas entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. Así, una buena técnica que se ha ido utilizando últimamente con más frecuencia en el estudio de regiones volcánicas es la aplicación del método de tomografía de ruido ambiental, la que ha provisto buenos resultados sobre diferentes volcanes alrededor del mundo, siendo capaz de visualizar estructuras definidas al interior de los volcanes como es presentado en un reciente estudio para el volcán Colima en México (De Plaen et al., 2022). Dado que se aprovecha del ruido sísmico captado por una red instrumentos sísmicos durante un periodo de tiempo (idealmente con baja cantidad de sismicidad) el cual es usado para resolver la estructura sísmica del lugar, siendo de gran utilidad para estos lugares donde no siempre los volcanes presentan sismicidad.

De este modo, esta tesis se construye a partir de las preguntas de investigación ¿La aplicación de tomografía de ruido sísmico, podría entregar un modelo de estructura sísmica mejor a los modelos con los que se cuenta actualmente? Además de ¿Existen variaciones horizontales y verticales de velocidades de onda sísmicas en el área del volcán Villarrica? Para resolver estas preguntas en el desarrollo de la investigación, se presentan a continuación la hipótesis del trabajo y los objetivos necesarios para lograr responder a estas preguntas

1.2.2. Objetivos de la investigación

Nuestra investigación apunta a intentar resolver la estructura interna bajo el volcán Villarrica. Para esto, presentamos la hipótesis de investigación junto al objetivo principal y los objetivos específicos para este trabajo son:

1.2.2.1. Hipótesis de trabajo

El desarrollo de una tomografía de ruido sísmico sobre el volcán Villarrica producirá el mejor posible modelo 3D de Vs para el volcán actualmente, revelando variaciones de velocidad de onda S producto de la existencia de diversas estructuras geológicas que afectarían al paso de esta.

1.2.2.2. Objetivos principal

Obtener el mejor modelo tomográfico posible del volcán Villarrica mediante el método de tomografía de ruido ambiental para resolver la estructura geológica asociada.

1.2.2.3. Objetivos específicos

1. Recuperar las funciones de Green de onda Rayleigh desde las correlaciones cruzadas entre los pares de estaciones y calcular sus curvas de dispersión asociadas.
2. Elaborar mapas tomográficos hechos de la inversión de curvas de dispersión para los distintos periodos contenidos.

3. Determinar el área de solución factible dentro de los mapas tomográficos a partir de la cobertura de rayos de estaciones e inspección de su resolución espacial.
4. Elaborar un modelo 3D de estructura sísmica a partir del uso de curvas de dispersión 1D contenidas dentro del área de solución factible de los mapas tomográficos.
5. Estimar la calidad del modelo a partir de la resolución espacial y la incertidumbre asociada a la velocidad de onda S resultante.
6. Determinar anomalías de velocidad interpretables como diversas estructuras geológicas.
7. Construir un modelo conceptual para la estructura interna del volcán Villarrica.

1.3. Estructura del documento

Esta tesis cuenta con el siguiente orden de capítulos. El actual capítulo tiene como finalidad introducir al lector/a al tema. En este capítulo son presentadas las motivaciones de la investigación; la formulación del problema central de la tesis, identificando las preguntas, hipótesis y objetivos de investigación del documento; una breve recopilación de diferentes estudios acerca del volcán y una sección detallando los antecedentes tales como el marco teórico del método a emplear. El siguiente capítulo contiene el artículo de investigación titulado *“The Seismic Structure of Villarrica Volcano revealed by Ambient Noise Tomography”* enviado a la revista *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, artículo contenedor de la investigación hecha, este capítulo tiene como estructura Introducción-Metodología-Resultados-Discusión-Conclusión. El capítulo 3 contiene la recopilación de las ideas principales de los resultados en una discusión general, junto a las recomendaciones para futuros trabajos que plantea las nuevas incógnitas que pueden ser tratadas en el futuro a partir de nuestros resultados. Finalmente, es entregada al lector las referencias de la literatura utilizada en todo el escrito junto a la sección de apéndice con el material suplementario utilizado para el artículo.

1.4. Antecedentes

1.4.1. Zona de estudio

En esta sección, presentamos un breve resumen de algunas características del Volcán Villarrica, ya que, el contexto geológico es expuesto más adelante en el capítulo 2.

El Volcán Villarrica ($39,42^{\circ}\text{S}$, $71,93^{\circ}\text{W}$) es un estratovolcán de compuesto de basaltos a andesitas basálticas (Moreno et al., 1994a). Se encuentra ubicado en el borde norte del Sistema de Fallas de Liquiñe-Ofqui, un sistema paralelo de márgenes de larga duración, y junto a los volcanes Quetrupillán y Lanín forman una cadena de volcanes sobre una margen de falla de escala regional (Lara and Clavero, 2004), pertenece a la Zona Volcánica Sur de los Andes (SVZ) (Stern, 2004), siendo uno de los volcanes más activos de la región. La sismicidad de Villarrica incluye temblores de fondo de bajo nivel, eventos de explosión de burbujas, sismos tipo VT y LP (Ortiz et al., 2003; Palma et al., 2008). Por último, otra de las cualidades que posee el Volcán Villarrica es la presencia de un lago de lava activo dentro de su cráter (Moussallam et al., 2016).

1.4.2. Marco teórico

Haciendo uso de la sismología, es posible estudiar procesos en volcanes activos, tales como procesos asociados a flujos de magma, de gas o efectos estacionarios de los mismos que son generadores de sismicidad, la cual es útil para describir la estructura interna del volcán. Dentro del tipo de señales que podemos registrar en un ambiente volcánico, tenemos los eventos volcanotectónicos (VT). Este tipo de sismo con características semejantes a la de terremotos que se generan en márgenes tectónicos, cuenta con claras llegadas de onda P y S. Esta clase de sismicidad se relaciona con fallas frágiles, siendo posiblemente una consecuencia de migración de magmas (Wassermann, 2012). Por otro lado, existen los sismos de largo periodo (LP) percibidos en ambientes volcánicos, no presentan una clara llegada de la onda

S y el contenido está mayormente restringido a una estrecha banda de frecuencia predominantemente entre 0.2 a 10 Hz, las fuentes generadoras de esta sismicidad a menudo son superficiales (Del Pezzo et al., 2013). La generación de estos sismos en (Gaete et al., 2019) se resume en dos formas: (1) se relaciona a fenómenos de resonancia en respuesta a la migración de gas o magma (Chouet, 1986, 1988; Neuberg et al., 2006); (2) estas señales pueden ser producidas por fallas de ruptura lenta en materiales volcánicos no consolidados como resultado de la deformación poco profunda del volcán siendo así su fuente definida como un mecanismo seco (Bean et al., 2014).

1.4.2.1. Tomografía

En la revisión hecha por Chouet and Matoza (2013), se presenta la aplicación de esta técnica sobre edificios volcánicos haciendo uso de los terremotos locales. La estructura sísmica de un volcán puede visualizarse al realizar la inversión de los tiempos de recorridos para los terremotos locales. La descripción del método sobre el uso de terremotos locales para la tomografía aplicada sobre regiones volcánica es mostrada en (Hole, 1992; Benz et al., 1996).

1.4.2.2. Tomografía de ruido sísmico

La tomografía de ruido ambiental (ANT por sus siglas en inglés) se basa en la inversión de ondas superficiales dispersivas obtenidas de la correlación cruzada de ruido sísmico entre un par de estaciones (Shapiro and Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005). El concepto de como una onda superficial puede ser rescatada desde las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones es ejemplificado en Wapenaar et al. (2010).

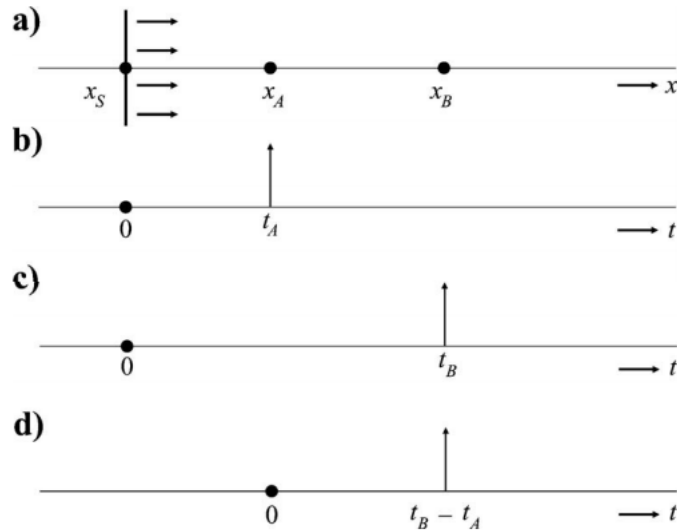


Figura 1.4.1: Ejemplo unidimensional de un frente de onda generado en x_s que viaja en la dirección x en a). En b) el frente de onda es percibido por la estación A en el tiempo t_A . En c) el frente de onda es percibido por la estación B en el tiempo t_B . Por último, en d) se presenta la correlación cruzada entre A y B con el tiempo $t_B - t_A$ que muestra el tiempo que demora ser percibido en la estación B luego de ser percibido en la estación A. Imagen extraída de Wapenaar et al. (2010)

Wapenaar ejemplifica con un caso unidimensional esta idea (fig. 1.4.1), donde en x_S se encuentra la fuente y dos estaciones A y B instaladas en x_A y x_B respectivamente. Entonces, desde la fuente es emitida una señal cualquiera en el tiempo cero el cual será detectado por las estaciones A y B a distintos tiempos, siendo percibido en el tiempo t_A y t_B , considerando que la función de Green es la solución a la ecuación de onda inhomogénea y entre una fuente y el receptor podemos decir que la función $G(x_A, x_S, t)$ es la respuesta captada por el receptor A de la señal producida en la fuente x_S y del mismo modo ocurre para B. En el caso ideal de esta función, la señal emitida se considera como una función delta. Así, la función de Green es definida como:

$$G(x_A, x_S, t) = \delta(t - t_A) \quad (1.4.1)$$

En el caso de ser captado solo ruido ambiental donde no hay conocimiento de la procedencia de la fuente de ruido, se debe realizar una correlación cruzada entre la data registrada entre los pares de estaciones y de este modo recuperar la función de

Green para cada par de estaciones. Como con la correlación cruzada se puede ver cómo una serie es similar a la otra desfasándola en el tiempo. Entendemos entonces que la función de Green del medio es recuperada a través de la correlación cruzada entre los pares de estaciones. De este modo, al no conocer el origen del ruido y recuperar la función del medio entre las estaciones, se considera que desde una estación es emitido el ruido, pasando a ser una fuente virtual hasta ser percibido por la segunda estación, manteniéndose como un receptor. En la figura 1.4.2, se considera que ambas estaciones registran señales de ruido que pasan por el medio en ambas direcciones. Al realizar la correlación cruzada entre la estación A con la estación B, se observa como existen amplitudes tanto en desfases positivos de tiempo como para desfases negativos, en los que se da a entender que el ruido que pasa por la estación A después de un tiempo es registrado por la estación B en el desfase de tiempo positivo como que el ruido que pasa por la estación B luego de un tiempo es registrado por la estación A en el desfase de tiempo negativo.

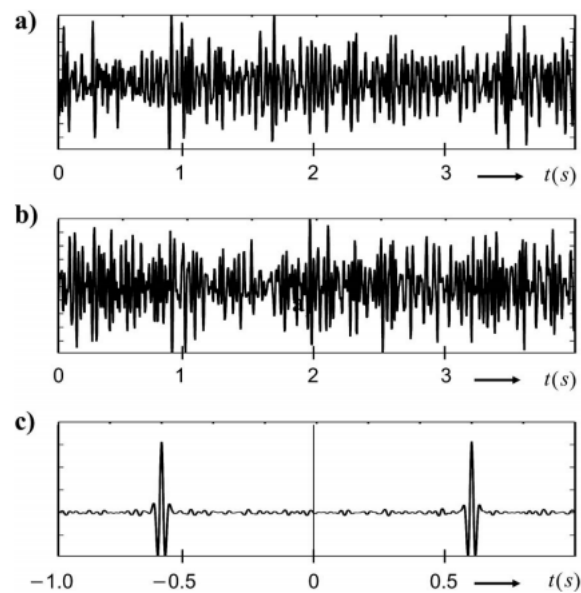


Figura 1.4.2: a) Frente de ruido captado en el receptor A, b) Frente de ruido captado en el receptor B, c) Correlación cruzada entre la señal de ruido registrada por ambas estaciones. Imagen extraída de Wapenaar et al. (2010).

El ruido sísmico está compuesto por señales provenientes de distintos orígenes que abarcan un amplio rango de frecuencias. Las características espectrales del ruido

sísmico son particulares para cada región del planeta y dependen de las características geológicas y antropogénicas que existan en cada zona. Dentro del conjunto de fuentes de ruido podemos encontrar el ruido antropogénico y eólico que son señales de alta frecuencia, suelen dispersarse en una distancia corta del orden de metros a pocos kilómetros. Además, está el ruido del océano que genera ondas superficiales de largo periodo que viajan a través de la corteza terrestre. A largas distancias, se reduce la coherencia de la señal y se pierde el sentido la dirección original de propagación. Sin embargo, de manera empírica y teórica, se ha demostrado que es posible mejorar la coherencia de la señal y obtener una función de Green de la propagación de la onda de superficie mediante la correlación cruzada entre amplios registros de series de tiempo de sismogramas de ruido intersísmico entre pares de estaciones. (Shapiro and Campillo, 2004; Snieder, 2004). Las técnicas de tomografía de ruido sísmico se han aplicado con éxito para revelar diferentes estructuras geológicas a escala global, regional y local utilizando solo unas pocas horas a unos pocos meses de ruido sísmico continuo (Shapiro et al., 2005; Ritzwoller et al., 2011; Mordret et al., 2013; Singer et al., 2017), como también se han aplicado para caracterizar la estructura interna de volcanes como se presenta en Mordret et al. (2015) para el volcán Pitón de la Fournaise de la Isla de La Réunion; Jaxybulatov et al. (2014) para la caldera del lago Toba en Sumatra; Spica et al. (2014) para el volcán Colima de México, Benediktsdóttir et al. (2017) para el volcán Eyjafjallajökull en Islandia; González-Vidal et al. (2018) sobre la zona volcánica centro-sur de los Andes en Chile; Wespestad et al. (2019) sobre el complejo volcánico Laguna del Maule en Chile. Estudios que han podido destacar la distribución de fluidos magmáticos utilizando métodos de ruido sísmico ambiental.

La tomografía de ruido sísmico complementa las técnicas de imagen más tradicionales, que se basan en el registro de ondas de terremotos o explosiones. ANT no depende de la distribución no homogénea de los terremotos y su ocurrencia irregular, y no es tan costoso como los experimentos de fuente activa (Benediktsdóttir et al., 2017). Esto permite ampliar el conocimiento en regiones como arcos volcánicos sin depender de la sísmica activa.

Para esta investigación, se hará uso de la metodología propuesta en Mordret et al. (2013) que es una adaptación al plano cartesiano del método desarrollado en Barmin et al. (2001). Este método se basa en la teoría de rayos considerando un suavizado con forma Gaussiana en cada punto donde se mide. A continuación se detalla el método utilizado en Mordret et al. (2013).

En la inversión de la velocidad de grupo, se considera que el tiempo que le toma recorrer desde un punto A hasta un punto B a través de un rayo se define de la siguiente forma:

$$t = \int_p \frac{ds}{U(s)} \quad (1.4.2)$$

Donde se considera que s es la distancia a través del camino del rayo p y U es la velocidad de grupo de la onda superficial que viaja por el rayo. De este modo, se puede definir también, una anomalía en el tiempo de viaje δt relativa a una distribución de velocidad referencial (U_o) de la siguiente forma:

$$\delta t = t - t_o = \int_p \frac{ds}{U(s)} - \int_p \frac{ds}{U_o(s)} \quad (1.4.3)$$

Donde una onda puede presentar una velocidad distinta al promedio. Definiendo un modelo de velocidad como $m = \frac{U_o - U}{U}$ para la ecuación anterior, resulta en que δt y m tienen una relación lineal entre si. Por lo que, para el i -ésimo rayo que se tenga, se obtiene:

$$\delta_i t = G_i(m) = \int_{p_i} \frac{m}{U_o} ds \quad (1.4.4)$$

En este caso, se considera que los tiempos de viajes medidos son compuestos por el tiempo real más un error asociado ($t^{obs} = t + \epsilon$) y definimos

$$d_i = \delta t^{obs} = t_i^{obs} - t_o \quad (1.4.5)$$

Considerando que t_o es el tiempo para el modelo de velocidad referencial con 1.4.4 dentro de la ecuación 1.4.5, obtenemos que ahora 1.4.5 se le adhiere el error que

proviene de los tiempos observados:

$$d_i = G_i(m) + \epsilon_i \quad (1.4.6)$$

Que representa el problema directo donde, la diferencia entre los tiempos de viajes se debe a las condiciones del medio y la velocidad a la que puede avanzar por él. En el caso inverso, para estimar un modelo de velocidad del medio, se debe minimizar la siguiente función con penalizadores.

$$S(m) = (G(m) - d)^\top C_d^{-1} (G(m) - d) + \alpha \|F(m)\|^2 + \beta \|H(m)\|^2 \quad (1.4.7)$$

Donde:

- m : es el modelo de velocidad.
- d : son los valores de tiempo de viaje 1.4.5.
- G : es el operador directo.
- C_d : Es la matriz de covarianza (diagonal)

En esta función de penalización, su primer término representa la desviación que existe entre la predicción de tiempo que se obtiene del modelo y los datos observados. El segundo término dentro de la función $\alpha \|F(m)\|^2$ aporta un suavizado espacial, el cual asegura que el modelo estimado se aproximará a una versión suavizada del modelo. Este término implica una longitud de correlación σ tal que:

$$F(m)(x) = m(x) - \int_S K(x, x') m(x') dx' \quad (1.4.8)$$

Donde

$$K(x, x') = A \cdot \exp\left(-\frac{|x - x'|^2}{2\sigma^2}\right) \quad (1.4.9)$$

Cumpliendo $\int_S K(x, x') dx' = 1$.

Por último, el tercer término $\beta \|H(m)\|^2$ aporta una penalización sobre las amplitudes de las anomalías de tiempo, teniendo en cuenta la densidad de rayos sobre

la cual se minimice la función.

$$H(m)(x) = \exp(-\lambda\rho(x)) \quad (1.4.10)$$

Donde se tiene que $\rho(x)$ es la densidad de rayos que pasan alrededor de un punto x y α , β , λ junto con σ serían parámetros a elegir a partir de una inspección de la evolución en la reducción de varianza a partir de la combinación de estos parámetros.

Mordret et al. (2013) Desarrolla esta función discretizando la distribución de velocidades sobre un espacio cartesiano transformando 1.4.7 a su forma matricial:

$$S(m) = (Gm - d)^\top C_d^{-1}(Gm - d) + m^\top (\alpha F^\top F + \beta H^\top H)m \quad (1.4.11)$$

El mínimo que se busca para la función S, se encuentra en m_{min} que ocurre en el caso de U_o es más semejante con U . Este mínimo se encuentra en:

$$m_{min} = (G^\top C_d^{-1}G + \alpha F^\top F + \beta H^\top H)^{-1}G^\top \quad (1.4.12)$$

Siendo esta la ecuación que se utiliza para desarrollar los mapas tomográficos en Mordret et al. (2013, 2015); Obermann et al. (2016); González-Vidal et al. (2018); Toledo et al. (2022) y siendo el método a aplicar durante esta investigación.

Capítulo 2

The Seismic Structure of Villarrica Volcano Revealed by Ambient Noise Tomography

2.1. Abstract

We compute the first ambient noise tomography of Villarrica Volcano, obtaining a 3D V_s model. Using ambient noise recorded from May to July 2014 from 18 seismic stations, we measured the Rayleigh wave group velocity by stacking daily cross-correlations between station pairs. The resulting group velocity curves were inverted into 2D tomographic maps with periods ranging between 1.0 and 4.9 s. These tomographic maps were locally inverted through the neighborhood algorithm to obtain an accurate V_s model in depth. Our findings reveal velocity variations within the Villarrica Volcano region, reaching a depth of around 7.5 km. The resulting 3D shear-wave velocity model has provided novel insights into the internal structure of the area. Our study has identified slow velocity anomalies in the area of the Lliquiñe-Ofqui Fault Zone, and horizontal variations in shear-wave velocity that run parallel to the volcanic lineament from the Mocha-Villarrica Fault Zone. We also note the presence of a negative velocity anomaly located southeast of the Villarrica summit, in a position consistent with the magmatic plumbing system proposed by earlier geophysical studies conducted in the region.

2.2. Introduction

The general objective of seismic tomography is to image different geological structures within the Earth in order to better understand and characterize its complexities (Nolet, 2008). Ambient Noise Tomography (ANT) is a passive seismic technique through which the upper velocity structure of the Earth can be obtained (Shapiro et al., 2005). This technique relies on the cross-correlation of the noise field registered at two stations, producing the Green's function representing Rayleigh wave propagation between the pair (Shapiro and Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005; Wapenaar et al., 2010), and, depending on factors such as the station separation and frequencies used, can be applied on local to global scales (González-Vidal et al., 2018; Kustowski et al., 2008; Mordret et al., 2014; Nishida et al., 2009). One of the main advantages of this technique is that a model can be obtained without having to rely on active sources, such as earthquakes, distributed throughout the study area (Salomón George, 2017); the results solely depend on the temporal and spatial dimensions of the installed network, which can target a specific area of interest. ANT permits the interpretation of geological characteristics within the Earth's crust, such as sedimentary basins (Shapiro et al., 2005) and hydrothermal systems (Calò et al., 2021; Toledo et al., 2022). Local studies dedicated to individual volcanoes have demonstrated the efficacy of this technique for imaging shallow magmatic reservoirs and conduits using temporary seismic networks operating for several weeks or months (Breguier et al., 2006; Mordret et al., 2015; Obermann et al., 2016; Wang et al., 2017).

For our case study, the region of interest is Villarrica Volcano, considered one of the most active volcanoes in the Andes with more than 50 eruptions registered since 1558 (Moreno and Clavero, 2006). Villarrica is one of the most-studied volcanoes in Chile, with information from past eruptions available alongside studies dedicated to the recurrent seismic activity and constant degassing, which compare and contrast the frequent tremors with SO₂ measurements emitted from its lava lake (Ortiz et al., 2003; Palma et al., 2008; Ripepe et al., 2010). However, only one tomographic study exists for this volcano: Mora Stock (2015) presented the first image of the volcanic edifice, obtained from the inversion of travel times for a VT seismic swarm, which

suggested that the lava lake is fed from a shallow source located slightly to the east of the summit. The limitations of this model, caused by the similar source locations and raypath geometries, are overcome by ANT, which is independent of active sources and receivers. The steps we follow are closely related to those of González-Vidal et al. (2018), who used ANT-produced surface waves with periods between 3 and 20 seconds to generate a crustal model (up to 30 km depth) of the Southern Central Andes, highlighting the presence of surface reservoirs and partial melts below the volcanic arc. Similarly, we generate an S-wave velocity model as a function of depth and interpret the main geological structures that are resolved, but at a more local scale. This article presents the first tomography model, made using ANT, for Villarrica Volcano, with horizontal velocity variations of the order of ~ 10 km separation and up to a maximum depth of ~ 10 km.

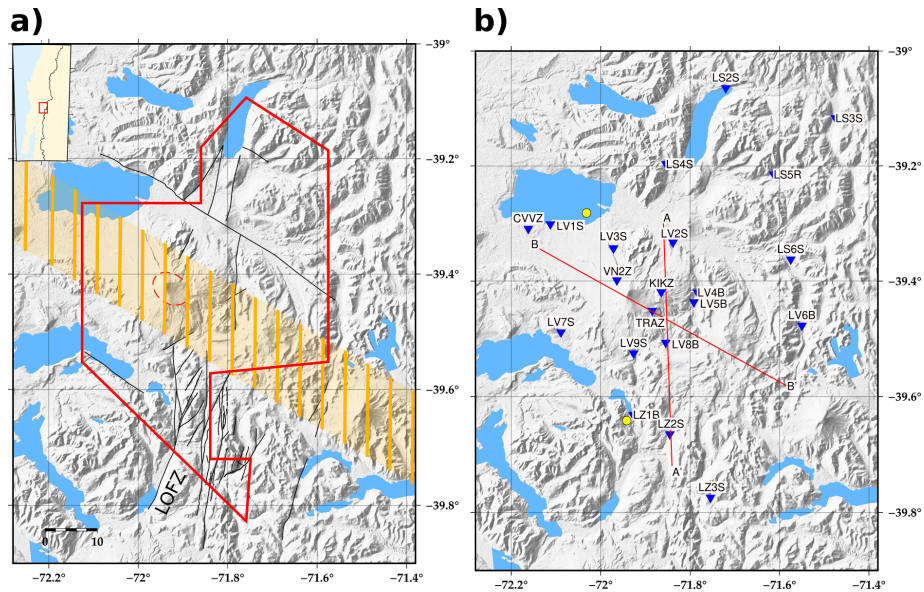


Figure 2.2.1: Map of the study area. Map (a) includes the fault catalog as black lines from Maldonado et al. (2021), the red solid line is the solution area boundary, the volcanic lineament is represented in yellow, red dashed ellipse marks the location of Villarrica Volcano caldera. The seismic stations used in this study appear as blue inverted triangles in map (b), the yellow circles represent the location of the two local dispersion curves shown in Figure 2.4.6, the red lines represent the cross-sections (Figure 2.5.1).

2.3. Geologic and Tectonic Setting

Villarrica Volcano (39.42°S, 71.93°W) is a stratovolcano composed of basalts and basaltic andesites (Moreno et al., 1994a). Together with Quetrupillán and Lanín volcanoes, it forms a northwest-southeast aligned volcanic chain (Stern et al.), positioned to the north of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) (Lara and Clavero, 2004), a margin-parallel long-term dextral fault system driven by the oblique subduction of the Nazca plate (Cembrano et al., 2002; Lara and Clavero, 2004; Wang et al., 2007). The volcanic edifice lies above the Mocha-Villarrica Fracture Zone (MVFZ), one of several NW-striking Andean Transverse Faults (ATFs) in this subduction zone (Lange et al., 2008; Cembrano and Lara, 2009). Within this compressive setting, the formation of shallow reservoirs is expected beneath the stratovolcanoes aligned with the MVFZ, different from the monogenetic cones placed along the LOFZ (Morgado et al., 2015). Shallow reservoirs have been described for Villarrica Volcano at a depth of around 5 km (Mora Stock, 2015; Delgado et al., 2017; Cid-Contreras, 2017; González-Vidal et al., 2022), and evidenced by GPS and InSAR inversions (Córdova et al., 2015; Delgado et al., 2017). This configuration generates a setting for the evolution and mixing of magma prior to eruption (Hickey-Vargas et al., 1989; Moreno et al., 1994b; Morgado et al., 2015; Boschetty et al., 2022).

Villarrica Volcano belongs to the Southern Volcanic Zone (SVZ) in the Andes (Stern, 2004), and is one of the most active in the region, having registered more than 50 eruptions since the 16th century (Lara and Clavero, 2004; Moreno and Clavero, 2006) with an average time between eruptions of $5,4 \pm 3,9$ years (Van Daele et al., 2014). Villarrica's seismicity primarily consists of bubble burst events, and VT- and LP-type events (Ortiz et al., 2003; Palma et al., 2008; Ripepe et al., 2010). One of the qualities which this volcano possesses is the presence of an active lava lake within its crater (Witter et al., 2004; Moreno and Clavero, 2006; Moussallam et al., 2016).

2.4. Data and Methodology

2.4.1. Seismic network

We used seismic noise recordings from 18 stations deployed around Villarrica Volcano from the networks LO (the temporal network of the Southern Andes Intra-Arc Seismicity project from the GEOFON Data Centre), and TC (the Southern Andes Volcano Observatory from the National Service of Geology and Mining, Chile). The station locations are shown in Fig 2.2.1. We additionally used some station recordings from González-Vidal et al. (2022). Reliable data was acquired from the seismic noise measurement conducted between April 2014 and June 2014.

2.4.2. Cross-Correlations

The continuous records of the stations were processed prior to calculating the cross-correlations (CCs). For this, we applied the workflow proposed by Bensen et al. (2007), performed on the vertical component of all station pairs. Firstly, the linear trend and mean were removed from the time series, followed by a 98 % taper. Next, a bandpass filter was applied between 0.02 and 10 Hz, the records were resampled to 20 Hz, and the instrument response was removed. Finally, a spectral whitening of amplitudes from 0.02 to 10 Hz was applied to the noise records, followed by temporal equalization of the waveform amplitudes. We compute the daily CCs between station pairs and average the negative and positive time lags to obtain high signal-to-noise ratio (Yang et al., 2007; Mordret et al., 2014).

2.4.3. Group Velocity Dispersion Curves

In continuation, we estimated the group-velocity dispersion curves with a frequency-time analysis between 1.0 and 4.9 s (Figure 2.4.2) (Levshin et al., 1989; Ritzwoller and Levshin, 1998), making use of a graphical user interface that involved visual validation of every dispersion curve (Mordret et al., 2014). Within the CCs, there was the possibility of finding patterns other than the surface wave, which could lead to an incorrect automatic selection of the dispersion curve; the visual interface was used in order to minimize the erroneous (geologically impossible) pick-selection of

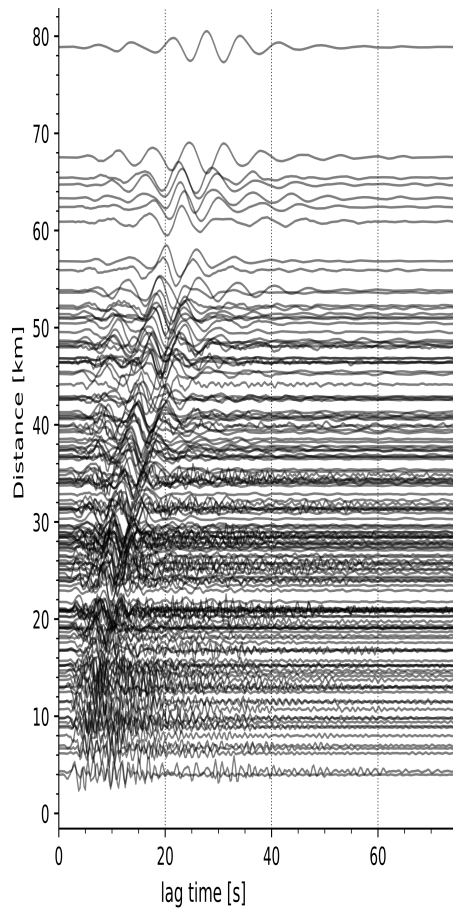


Figure 2.4.1: Final cross-correlations of each station pair, plotted with respect to the inter-station distance.

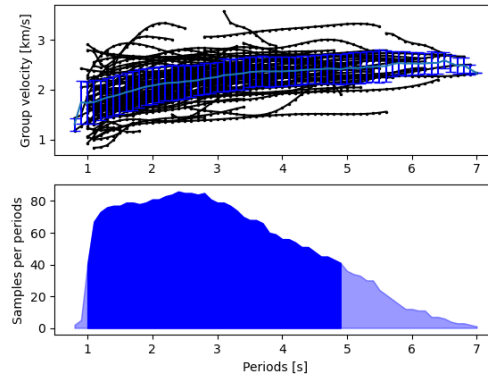


Figure 2.4.2: Dispersion curves obtained from the FTAN frequency-time analysis. The periods with more than 40 samples, ranging between 1.0 and 4.9 seconds (darker shaded area), were used in the subsequent velocity inversion steps.

curves for each CC. The CCs were filtered, based on the interstation distance, before using the application. Signals with an SNR less than 1 or with an unclear surface wave were discarded at this stage, resulting in a final total of 119 dispersion curves.

2.4.4. 2-D Group Velocity Inversion

We perform tomographic inversions of the group velocity measurements for 40 periods between 1.0 and 4.9 seconds, with a step of 0.1 second, using the algorithms described by Barmin et al. (2001) and implemented within a Cartesian framework following Mordret et al. (2013). The inversion algorithms are based on ray theory, considering regularization functions dependent on a damping parameter, a Gaussian smoothing parameter, and a constraint on the velocity perturbation as a function of the path density of each grid cell. We performed the L-curve test to determine the necessary parameters for Gaussian smoothing ($\sigma = 20$ km), damping parameter ($\alpha = 0,042813$), and the constraint for the ray-path density dependent velocity anomalies ($\beta = 0,545559$).

For the 2-D models, we used 144 nodes with a regular grid size of 10 km x 10 km. After extensive testing, we determined that this distance between nodes provided a good trade-off between resolution and ray path density. The parameters used produced a variance reduction of between 22,9% and 63,1%. Figure 2.4.3 displays

some of the group velocity maps resulting from the inversion. The parameters used in the tomographic inversion were obtained from L-curves, resulting in a wide range of variance reductions for the models while obtaining results compatible with a solution explained by different ray densities for each period.

2.4.5. Resolution Analysis

Once the group velocity maps were made, the spatial resolution was assessed, estimating the location and size of the velocity perturbations obtained from the inversion by evaluating the resolution matrix associated with each period's inversion (Barmin et al., 2001; Mordret et al., 2013, 2014, 2015). Each line in the resolution matrix is the response of the tomographic inversion to a delta function (spike) anomaly located in each cell of the model. A resolution shift of less than 5 km (Figure 2.4.4) indicates that the anomaly is located within the targeted grid cell (Mordret et al., 2015). The size, shape, and location of the output spot given by the resolution matrix show the accuracy to which the tomography is able to retrieve the velocity anomaly.

2.4.6. 1-D inversion of local dispersion curves

The group velocity maps allow the construction of local dispersion curves for each node, which act as the input argument for the depth velocity inversion, resulting in 1-D V_s depth models (Mordret et al., 2014). For the periods at which the local dispersion curves were created with fewer than 10 paths, the assigned error in the 1-D inversion was linearly increased from one (at ten rays or more) to two standard deviations (at five rays or fewer), effectively reducing the weighting of these periods in the inversion. These periods typically correspond to either the shallow (short period) or the deeper (long period) velocity structure, which is less well-resolved with this technique (see the sensitivity kernels in Figure 2.4.7). The inversion was performed on the internal region delimited in Figure 2.4.3, containing 38 total grid nodes with sufficient ray coverage.

We employed the Neighborhood Algorithm (NA) of Sambridge (1999), a Monte Carlo global direct-search method to perform the inversion of local dispersion curves. A detailed explanation of the algorithm and methodology employed can be

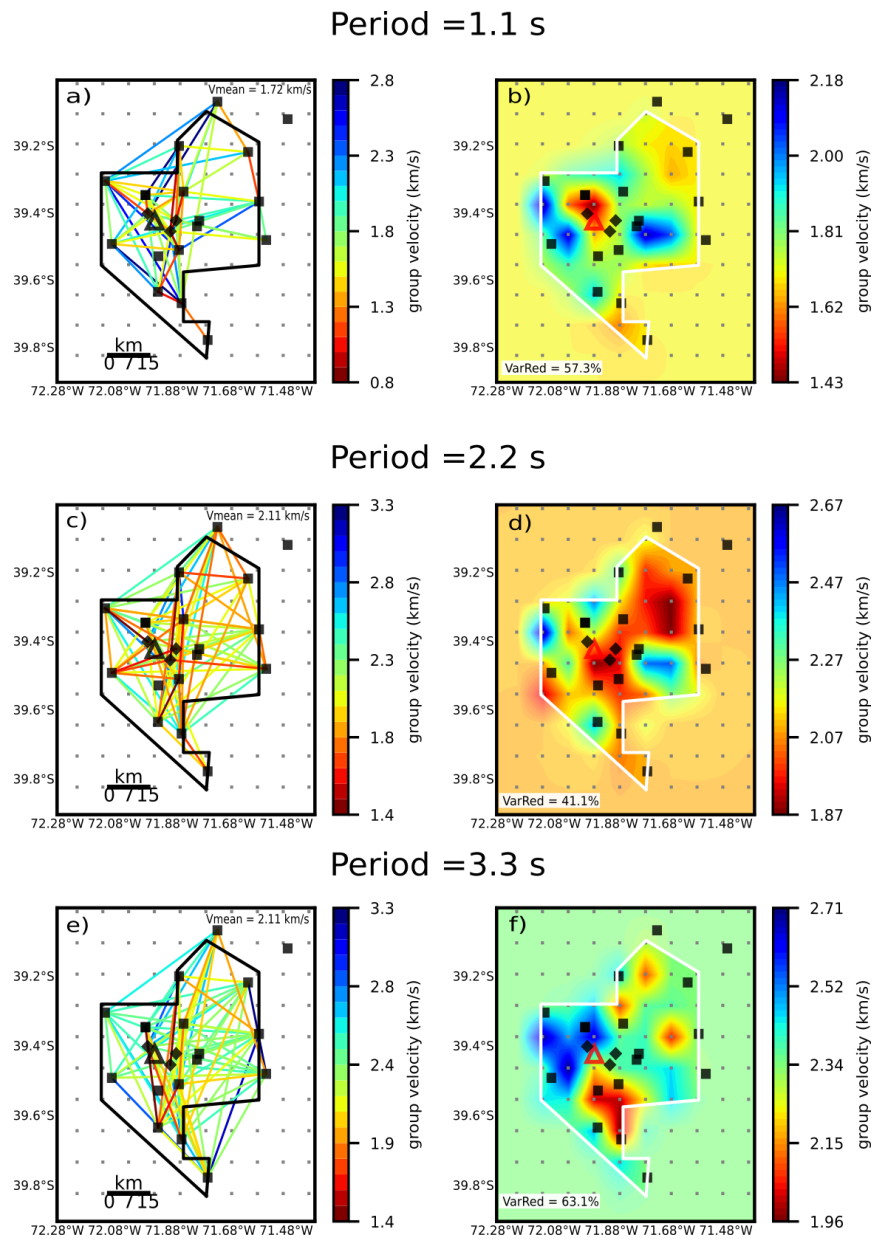


Figure 2.4.3: Ray-path velocity of dispersion measurements (a, c and e) and the group velocity maps obtained (b, d and f) for 1.1 s (top), 2.2 s (middle) and 3.3 s (bottom) periods. Gray squares show the used grid nodes.

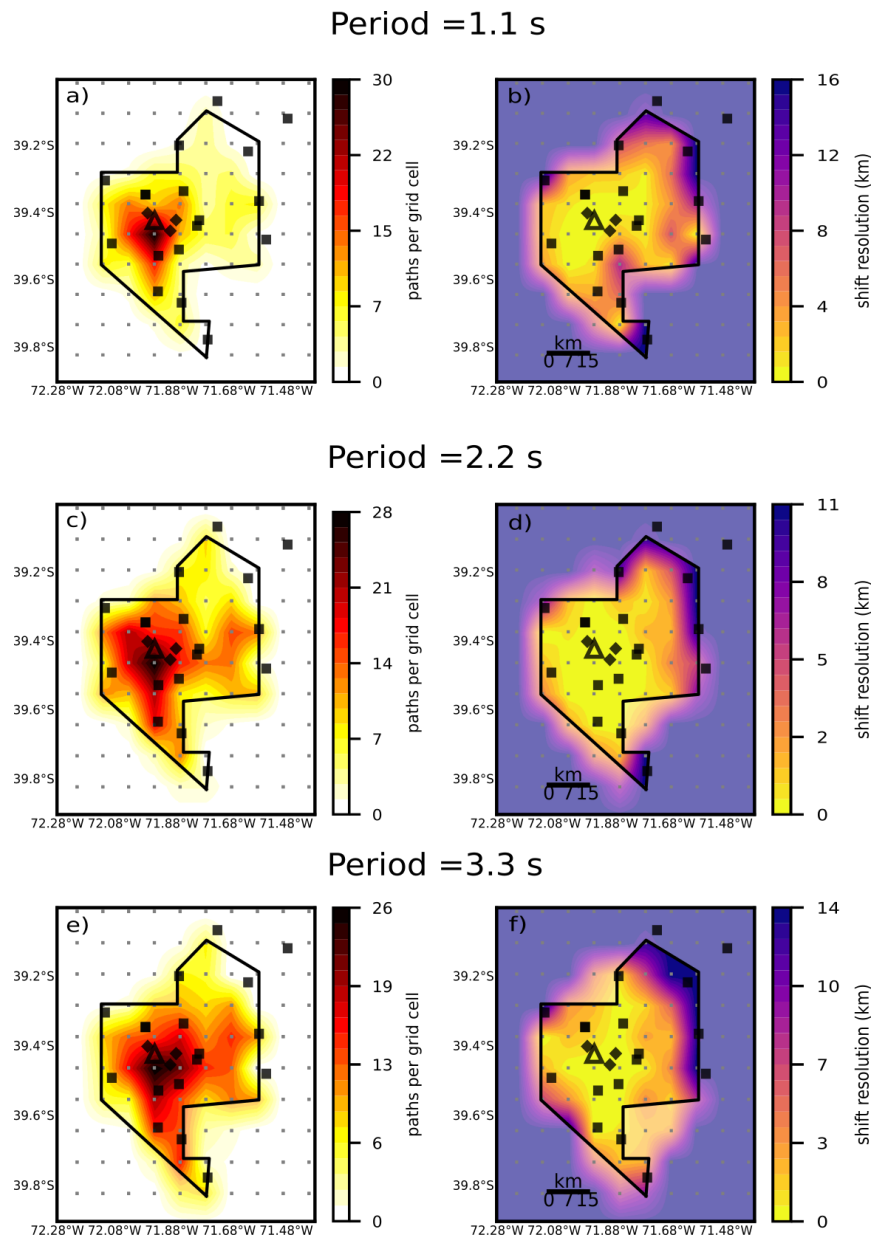


Figure 2.4.4: Path density (a, c and e) and Resolution shift (b, d, f) for 1.1 s (top), 2.2 s (middle) and 3.3 s (bottom) periods. The left panels show the number of paths per cell used in tomographic inversion.

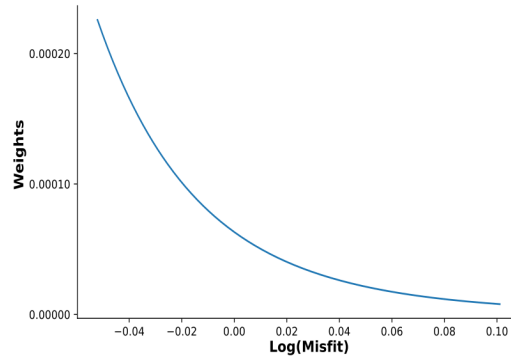


Figure 2.4.5: The correlation between the logarithmic misfit values and the weights assigned to them for the calculation of the weighted standard deviation for a particular node.

found in Mordret et al. (2014). The parameters considered in our research were the curvature of the velocity profile (α), initial velocity (V_0), thickness (P_d), and two anomalies for each grid node (see Table 2.4.1 for the allowed range for each parameter). Additionally, we imposed a limit of 15 layers for the velocity models. First, we created 15000 models, and the best 1000 curves were selected for the next step by considering the lowest misfit values computed between the curve model and the observed curve. Next, each of the 1000 curves was used to generate 5 models, generating 5000 new curves from which again the best 1000 curves were selected (following Obermann et al. (2016); González-Vidal et al. (2018)). To ensure convergence on a global minimum, this procedure was iterated 7 times, ensuring that a total of 50000 Vs models were sampled for each node (see Figure 2.4.6). As a result of the inversion, the dispersion curves show good convergence for almost all nodes; for two nodes with a wide global minimum which prevented an absolute convergence in the iterative process described above, convergence at the center of this minimum was chosen following a visual inspection of the final acceptable velocity models and their dispersion curves.

After inverting the dispersion curves, the Vs models were utilized to calculate the standard deviation, which quantifies the uncertainties in the velocity model at each depth. These calculations followed the procedures described in Mordret et al.

(2014). Initially, when calculating the root mean square (RMS) from the 5000 Vs models with the lowest misfit, low RMS values were obtained due to the convergence of these curves near the optimal Vs model. To better represent the uncertainties in the inversion, it was decided to include 14000 models in the RMS calculation. This number of inversion curves typically encompasses all models within 1.5 times the smallest misfit value at each node, providing a more comprehensive representation of the uncertainties involved. To account for the presence of pronounced or shallow minima in the inversion at each node, the weighting of each curve was determined based on the model misfit, giving higher weights to models that closely matched the observed data. The inverse value of the misfit, denoted as χ , was calculated for each of the 14,000 best models. These inverse misfit values were then used to calculate the weights using a normalized exponential function:

$$w_j = \frac{e^{a(\chi_j - \chi_{min})}}{\sum_{k=1}^N e^{a(\chi_k - \chi_{min})}} \quad (2.4.1)$$

The weights depend on the difference between the inverse misfit for a particular curve (χ_j) and the minimum value, χ_{min} . The curve factor, a , which controls the sensitivity of the weighting, was set to 10 based on visual inspection. An example of this weighted function is displayed in Figure 2.4.5. The larger quantity of Vs models used in this calculation improved the representativeness of the standard deviation by encompassing most of the low misfit regions (indicated in red) with the most representative models, as shown in Figure 2.4.6.

The calculated uncertainty is depicted in Figure 2.4.6 by the dashed lines representing the weighted standard deviation. This figure provides an estimation of the uncertainty in the velocity model at each node for different depths. It should be noted that the uppermost layers of the model (up to approximately 1 km depth) are not well-constrained by the range of periods used in this study, and this is reflected in the calculated uncertainties. However, below this depth, the uncertainty of the velocity model is generally low, extending up to 10 km depth at most nodes (refer to Figure 2.4.6.a). In contrast, for the group of nodes exhibiting wider minimum misfits at greater depths, the uncertainty noticeably increases (refer to Figure 2.4.6.b).

Cuadro 2.4.1: Parameters used in the local dispersion curves inversion

Parameters	Allowed range
V_0	1000 – 2800m/s
α	0,03 – 0,2
P_d	100 – 2000m
S_1	$\pm 20\%$
S_2	$-30\% - 20\%$

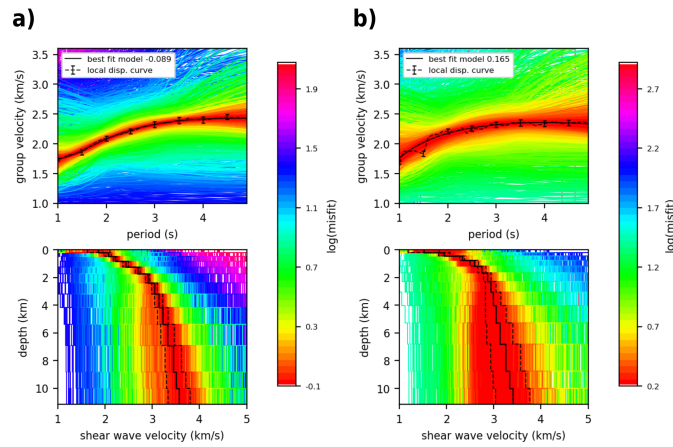


Figure 2.4.6: Two examples of the result of NA inversion, the node located on the northwest of Villarrica Volcano in Figure 2.2.1.b is the left panel a), and the node located to the south of Villarrica Volcano in Figure 2.2.1.b is the right panel b). Local dispersion curves (top) and their corresponding Vs depth models (bottom), colored according to the value of the misfit. The black curves indicate the best fits resulting from the inversions. The black dashed lines indicate the standard deviation value from the best curves.

2.4.7. 3-D shear wave velocity model

To evaluate the depth sensitivity and determine the appropriate depth range for our Vs model, we computed depth sensitivity kernels using the software developed by Herrmann (2013). We used the average shear-wave velocity model derived from our results and incorporated the Vp/Vs ratio from a regional study by Bohm et al. (2002). Analysis of the Rayleigh waves with periods ranging from 1.0 to 4.9 seconds revealed a clear fidelity with models up to a depth of 5 km. Beyond this depth, the sensitivity of Rayleigh waves gradually diminishes, with a significant reduction observed around 9 km depth. Based on these findings, we set the depth limitation of

our final V_s model at 9 km.

To construct the final three-dimensional V_s model, we implemented a smoothing procedure on the optimal one-dimensional (1-D) velocity models. This involved interpolating each curve individually to obtain velocity values at equal depths across all nodes. Subsequently, further interpolation was performed within each depth interval. The initial smoothing process commenced at an average station elevation of approximately 750 meters. However, the final three-dimensional model was constrained to the region spanning from 250 meters below sea level down to a depth of 9 km below sea level.

Additionally, we generated a three-dimensional uncertainty model using the previously calculated RMS uncertainties. The same interpolation routine as that used for the three-dimensional V_s model was applied to construct this uncertainty model. To facilitate the interpretation of velocity anomalies, the absolute uncertainties were converted to percentage uncertainties. The resulting percentage uncertainty values, along with the V_s anomaly maps, are presented in Figures 2.4.8 and 2.5.1.

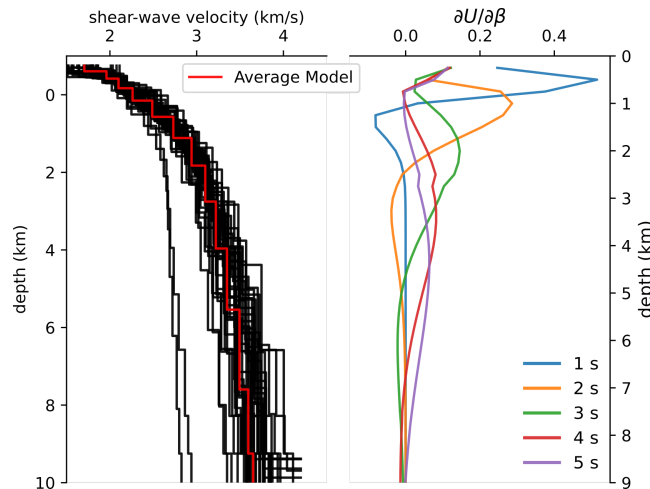


Figure 2.4.7: plot on the left side show the shear wave velocity profiles in black and the average in red for the Villarrica Volcano produced by this study. in the right side depth sensitivity kernels for different periods (different colored curves) are calculated from the average S-wave velocity profile of Villarrica shown in the left panel.

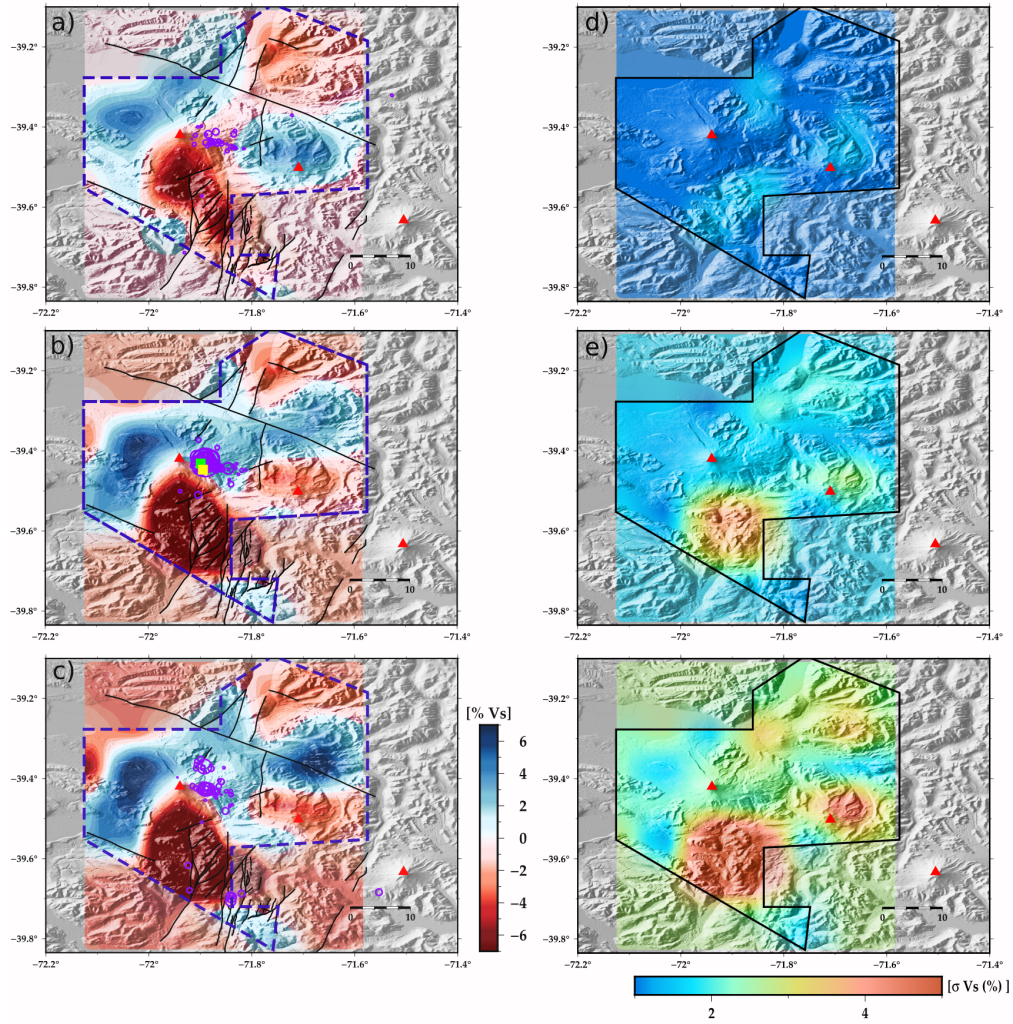


Figure 2.4.8: Depth slices showing the velocity anomalies in the left panel at depths of 0.5 km in a), 3.25 km in b), and 7.25 km in c), the purple dashed line marks the area of the solution. Red triangles indicate the Villarrica-Quetrupillán-Lanín volcanic lineament from NW to SE. Seismicity, from Sielfeld et al. (2019), is represented as purple circles. Black lines present the catalog of faults for the region, extracted from Maldonado et al. (2021). In Figure b), the yellow and green squares indicate the location of a reservoir under the Villarrica Volcano, at approximately this depth, from Delgado et al. (2017); Cid-Contreras (2017) respectively. The right panel displays percentage uncertainty maps for the same depths as on the left-hand side. The continuous black line indicates the area of the solution.

2.5. Results and discussion

The ambient seismic noise records used in this study allow us to construct a 3-D shear wave velocity model of the Villarrica Volcano. Historically, sparse data coverage in the region covered by this study has been the principal constraint on the accuracy and resolution of possible velocity models. Therefore, we present an updated 3-D V_s model across the Villarrica Volcano region, with coverage from the northwest, close to Lake Villarrica, to the southeast, and close to Lake Paimun in Argentina. In our model, the observed velocity structures are consistent with volcanic structures proposed by several previous studies using a variety of different methods.

The 3-D uncertainty model obtained presents generally low values, less than 3% over the entire solution area up to around 5 km depth. However, as shown in Figures 9 and 10A, the uncertainty value increases below this depth, particularly in areas where there are significant anomalies such as profile A-A' on the southern side of the study area and profile B-B' beneath the Quetrupillán Volcano. The increasing uncertainty at depth can be attributed to the limitations of the node solution, the reduced solution sensitivity at greater depth, and the increasing variance between the models at greater depths. Despite these limitations, the uncertainty model provides valuable information for the validation of the V_s model and their interpretation of the subsurface structure based on the velocity anomalies observed and previous studies of the area.

The velocity maps (Figure 2.4.8) include the local faults from Maldonado et al. (2021), the seismic catalog from Sielfeld et al. (2019), and also geothermal areas. Our low velocity anomalies seen in these depth slices broadly correlate with the positions of faults and in areas containing geothermal sites running along the MVFZ and LOFZ domains (Sánchez et al., 2013). However, as previously mentioned, our resolution only allows us to observe the velocity variations from faults and geothermal zones as a group, instead of resolving their individual structures.

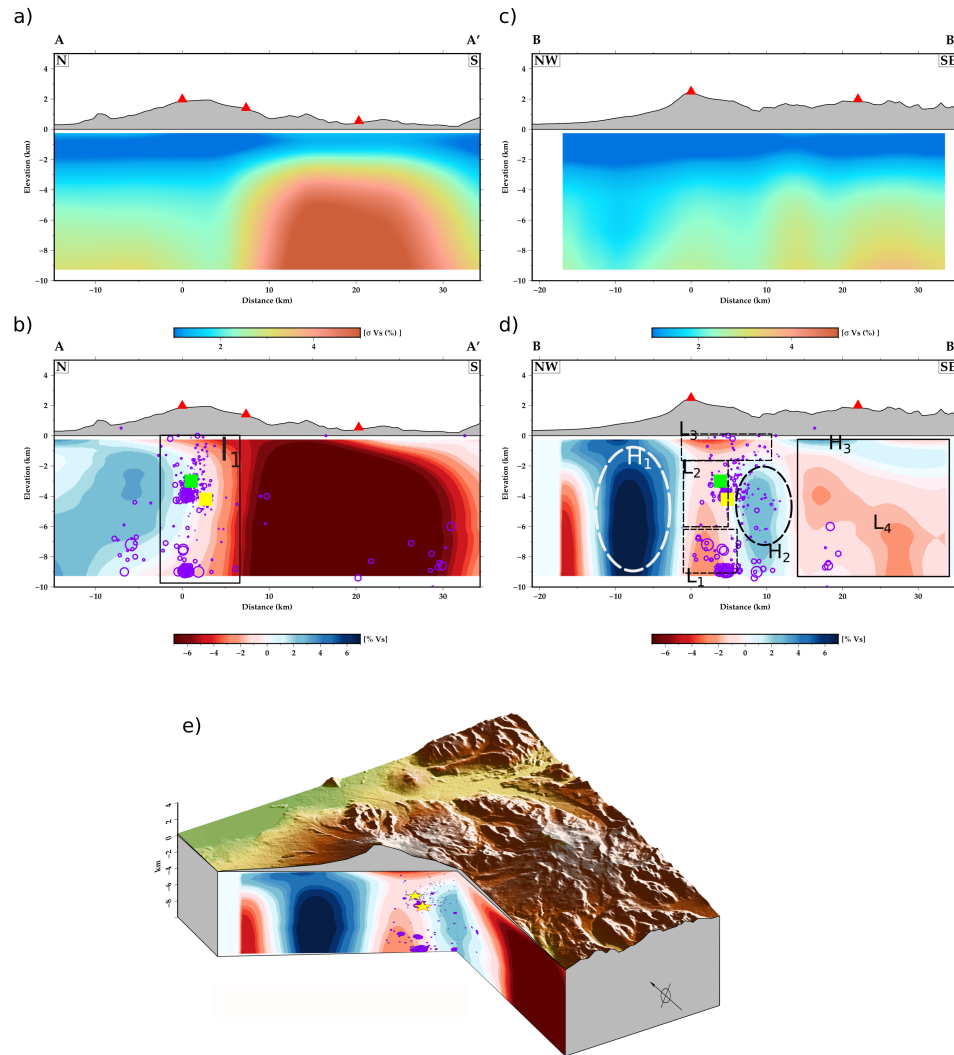


Figure 2.5.1: The vertical cross-sections of shear wave anomalies and their percentage uncertainties are shown for profiles A-A' (a,b) and B-B' (c,d) (see Figure 2.2.1). The purple circles on the map represents VT seismicity (Sielfeld et al., 2019), while the green and yellow squares indicate results of source inversion from GPS and inSAR (Cid-Contreras, 2017; Delgado et al., 2017). Different anomalies mentioned in the text are marked and labeled; a summary of these anomalies is provided in Table 2.5.1. Profile (e) shows a 3D map view of the vertical cross-section of the shear wave velocity anomaly for the Villarrica region joining the previous profiles from point B to A'.

The anomalies present horizontal velocity gradients in both the NNE-striking and NW-striking directions, which are related to the LOFZ domain and the MVFZ domain, respectively. We discuss these velocity gradients using the cross-sections (Figure 2.5.1) for interpretation below.

Cuadro 2.5.1: Summary of the distribution in depth of the observed low (L) and high (H) velocity anomalies

depth (km)	$< 1km$
Anomaly	H_1 (NPB)
(Interpretation)	H_3 (Caldera Quetrupillán collapsed) L_3 (Caldera, thermal activity) I_1 (Interface MVFZ and LOFZ)
depth (km)	$2km < \& < 5km$
Anomaly	H_1 (NPB)
(Interpretation)	L_2 (Magmatic plumbing system) H_2 (NPB fractured) L_4 (Caldera Quetrupillán) I_1 (Interface MVFZ and LOFZ)
depth (km)	$6km <$
Anomaly	H_1 (NPB)
(Interpretation)	L_1 (Feeding dykes) H_2 (NPB fractured) L_4 (Caldera Quetrupillán) I_1 (Interface MVFZ and LOFZ)

2.5.1. Magmatic plumbing systems

Directly below the Villarrica edifice, a large low velocity anomaly is found, extending vertically beyond the resolution depth of the model. Considering events locations from available seismic catalogs, we split this anomaly in three segments (see Figure 2.5.1). The deepest low velocity anomaly L_1 , which gets progressively slower with depth to the bottom of our tomography model, is positioned where Sielfeld et al. (2019) located a deep seismic cluster 45 days after the 2015 Villarrica eruption at ~ 9 km depth. Focal mechanisms indicate strikes parallel to the NW volcanic lineament and a sinistral displacement regime. This slip regime in the area is associated with the behavior of ATFs (Cembrano and Lara, 2009; Rosenau et al., 2006), particularly

the MVFZ. Furthermore, Sielfeld et al. (2019) suggest, as a possible explanation for this seismic cluster, the reinjection of feeder dykes associated with the thermogenic properties of the crust.

The second segment of the low velocity anomaly L_2 below Villarrica is located between 1 and 5 km below sea level. Inside this volume, high magnitude VT earthquakes have been cataloged by Sielfeld et al. (2019). Therefore, we determine that this low velocity zone potentially contains the principal magma reservoir. This interpretation is strengthened by various studies previously conducted on Villarrica, all proposing the existence of a magma chamber within this segment. Córdova et al. (2015) located deformation sources to the SE of the summit, approximately 3 km below sea level; Delgado et al. (2017) inverted surface deformation, using InSAR, to locate a Mogi point source at a depth of 4.2 km (yellow square in Figs. 2.4.8 and 2.5.1); Cid-Contreras (2017) modeled ground deformation on the Villarrica SE flank as the result of a spheroid prolate source as a potential magmatic chamber (green square in Figs. 2.4.8 and 2.5.1); Morgado et al. (2015) suggest that the tectonic characteristics of the region, with the Villarrica edifice being built over an inactive MVFZ, promote the development of a shallow magma reservoir as the overburden exerted by Villarrica hinders the magma ascent. This causes a difference between stratovolcanoes located in ATFs and monogenetic cones oriented parallel to LOFZ. Thus, due to the misorientation with the main stress field in the region, the ATFs require supralithostatic magmatic pressures to keep active (Lara and Clavero, 2004; Cembrano and Lara, 2009), explaining in part the local seismicity and low velocity anomaly segments. González-Vidal et al. (2022) present a conceptual model as an explanation for LP and VLP signals at the seismic stations nearest to the summit, locating a shallow reservoir at around 3 km depth; Mora Stock (2015) details in her results that: *below 4 km depth presents tensional stress allowing magma to ascend, and show swarm-like stress behavior due to fracturing of small dikes*; the recent geochemical study from Boschetty et al. (2022) denotes clinopyroxene compositions formed at shallow depth around 5 km below sea level.

Beneath the volcano, within the upper segment of the model (upper 1 km), the third segment of the low velocity anomaly L_3 can be observed; this anomaly probably extends to shallower depths not covered by our model. This low velocity area is interpreted as the uppermost part of the plumbing system. Possibly, the anomaly represents magma emplacement in conduits underneath the Villarrica edifice. Recent studies, such as González-Vidal et al. (2018), link a similar anomaly to the presence of upper magma reservoirs in Andean stratovolcanoes. A new conceptual model from Boschetty et al. (2022), in which ascending magma can be stored in different reservoirs under the volcano, enabling differentiation processes, supports our interpretation. Cembrano and Lara (2009) mention the NW-oriented extension of the Villarrica caldera, an extension direction similar to the upper anomaly under Villarrica shown in our results. This orientation could be linked to the ellipse deformation proposed by Rosenau et al. (2006). The three low velocity segments (L_1 - L_2 - L_3) as a whole can be interpreted as a magmatic plumbing system beneath Villarrica containing different magma-storing structures.

Our velocity model also indicates a deep slow anomaly under Quetrupillán Volcano (L_4) (see Figures 2.4.8 and 2.5.1). From the conceptual model of Quetrupillán from Simmons et al. (2020), generated by combining petrological and geochemical data, a possible interpretation for this volume is as a transcrustal system for magma stalling trachytic melt inside the mush, promoting the crustal contamination of the material injected in the system. However, in contrast to Villarrica, the shallowest structure under Quetrupillán contains a fast anomaly (H_3) (see Figure 2.4.8a). Quetrupillán is built above an 8 km-diameter collapsed caldera, and currently registers less frequent eruptions during the Holocene in comparison with Villarrica (Petit-Breuihl, 1994; Toloza and Moreno), its summit being truncated by an explosive event during pre- to intra-glacial stages. The lack of a shallow slow structure directly beneath Quetrupillán, in contrast to Villarrica, could explain the difference between their relative recent eruptive frequencies.

2.5.2. Interplay of fault systems

Villarrica Volcano is located at the intersection between the LOFZ and MVFZ (I_1 in Figures 2.4.8 and 2.5.1), which is proposed to be the cause of the NE orientation of advective cones and their NW-ellipsed calderas (Cembrano and Lara, 2009). Both the MVFZ and LOFZ are hypothesized to take a joint role in controlling the ascent of magma in the crust, through fractures and the weakening of rocks, produced by the different faults with different orientations in the area. To further reinforce this argument, the seismicity registered in Villarrica Volcano presents NE-SW and NW-SE oriented focal mechanisms (Mora Stock, 2015; Sielfeld et al., 2019). Similar behavior had been studied on Basualto et al. (2023) for Puyehue-Cordón Caulle where magmatic plumbing system is controlled by the activity of LOFZ and ATF's

In Figures 2.4.8 and 2.5.1, in I_1 a clear contrast is observed between the lower velocities south of Villarrica and the high velocity to the north, with the volcanic chain overlying the barrier between the two units. This velocity variation could be considered as the segmentation of LOFZ due to the MVFZ that intersects it obliquely and behaves as a barrier. Astudillo Sotomayor et al. (2022) discuss the LOFZ segmentation and the MVFZ acting as the northern limit of the Liquiñe segment, generating a division in the structural system of the LOFZ with a different distribution and setup on the north side. The large-scale velocity variations observed in our study support this observation. Furthermore, Astudillo Sotomayor et al. (2022) describe, in the low velocity segment south of Villarrica, a geothermal activity linked to the LOFZ domain (Sánchez et al., 2013). The correlation between these slow velocities, the crustal faults, and geothermal centers can be explained by vertical heat flux through the faults, conducted by the meteoric water feeding the system.

2.5.3. Plutonic rocks

In this work, we refer to the fast velocity anomaly at the northwest side of Villarrica Volcano as H_1 . This fast anomaly is visible across the entire depth range of the model. Previous studies have shown that the Villarrica-Quetripillán-Lanín volcanic chain is located over an Andean transverse fault, the MVFZ, crossing the

basement with sinistral displacement (Lange et al., 2008; Cembrano and Lara, 2009). Geological studies situate the North Patagonian Batholith (NPB) here (Stern, 2004; Cembrano and Lara, 2009) with an extension between 39 and 47°S and formed during late Jurassic and Pleistocene magmatic events (Pankhurst et al., 1999). Moreover, Jordan et al. (2001) indicates that the volcano-sedimentary Cura-Mallín formation overlapped the NPB during the Eocene to Miocene age. This type of structure is congruent with fast zones for seismic waves. Teleseismic tomography containing this area shows a fast velocity anomaly visible immediately to the west of Villarrica Volcano (Thorwart et al., 2015); Mora Stock (2015) detailed the existence of the same fast zone located to the northwest of the summit from local P-wave tomography; Pavez et al. (2020) showed areas of high electrical resistivity to the north of Villarrica Volcano. The fast structure H_1 observed in our results supports these observations and is consistent with the presence of the Patagonian batholith, overlain by volcanic-sedimentary deposits, in this position.

A fast velocity anomaly, referred to as H_2 in this paper, is also located approximately 10 km southeast of the Villarrica magmatic plumbing system (Figure 2.5.1d). Anomalies of +3% are observed, and seismicity inside this anomaly can be grouped into branches at different levels. We interpret this as a potential manifestation of fractured rocks and sill injection within the NPB zone. These small injections of material and rock fracture could be the cause of this anomaly is not as fast as the one located to the northwest of the summit. We propose that the NPB possibly was divided by magma ascent, creating these conduits and reservoirs throughout the basement, a scenario also proposed by the kinematic model of Rosenau et al. (2006) for Villarrica Volcano.

2.6. Conclusions

The seismic dataset from stations on Villarrica Volcano was used to develop the first S-wave seismic structure model for the volcano, utilizing ambient noise tomography. Dispersion curves between 1.0 and 4.9 seconds enabled visualization of

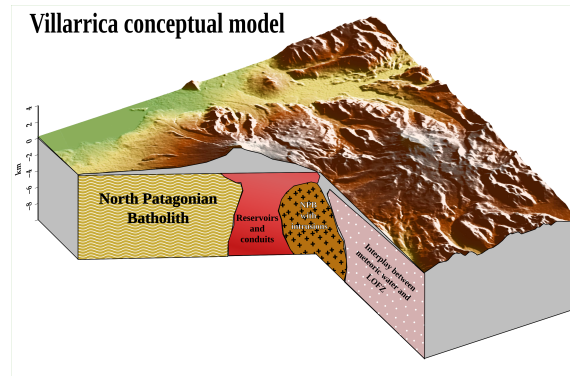


Figura 2.5.2: Simplified conceptual model of the Villarrica derive from the velocity anomalies presented in Figure 2.5.1.

resolved inner structures down to around 7.5 km in depth, coinciding with geological structures around the volcano. The velocity model obtained has a high resolution for the Villarrica Volcano region, despite the lack of continuous monitoring stations.

Slow velocity anomalies directly beneath Villarrica are interpreted as the magmatic plumbing system, an interpretation supported by various previous geological and geophysical studies. One of these corresponds to the extension of the LOFZ, which is sectioned by the MVFZ developing a different behavior towards the north. The velocity model represents a clear velocity difference between the northern and southern parts of the LOFZ. Furthermore, intrusions exist between Villarrica and Quetrupillán, coinciding with observed seismicity, and a difference in the shallow seismic structure between these two volcanoes is observed, potentially explaining the relatively high eruption frequency of Villarrica relative to Quetrupillán. Our results are summarized in a proposed conceptual model, seen in Figure 2.5.2, which agrees with the main tomographic features seen in our inversion.

Given the limited occurrence of seismic activity, which is typically concentrated in a specific position beneath the volcano, ambient noise tomography serves as a valuable technique for studying the seismic structure of Villarrica Volcano, and indeed volcanic edifices in general. To further improve the quality of the velocity model for Villarrica and address challenges such as difficult terrain and limited instrumentation, future

work could utilize adaptive grids to provide better resolution in areas of interest. Additionally, considering longer deployment timescales and expanding spatial network coverage would allow for extending the velocity model along the volcanic chain and increasing confidence in the inverted model.

2.7. Data availability

The data of the ‘Southern Andes Intra-Arc Seismicity network are available in the GEOFON Data Centre (2014–2015) at doi:10.14470/8U7569253520 (last accessed 17th May 2023). The data of the ‘Southern Andes Volcano Observatory’ was requested to the National Service of Geology and Mining at <https://www.sernageomin.cl/gobiernotransparente> in terms of the Transparency Law of Chile. The processed data and the velocity model are available in a GitHub repository at <https://github.com/pablourrat/ANSWT-Villarrica-Volcano>

2.8. Acknowledgments

We thank the Geophysical Instrument Pool Potsdam (GIPP, GFZ Potsdam) for providing stations for the ‘Southern Andes Intra Arc Seismicity’ network (GEOFON Data Centre at doi:10.14470/8U7569253520). Also, we thank the ‘Southern Andes Volcano Observatory’ (National Service of Geology and Mining, Chile) for providing waveforms from their stations. Acknowledge to Gerd Sielfeld to provide catalog of volcano-tectonic earthquakes used in this study. Research by Matthew Miller is funded by the Fondecyt Iniciación Project 11130355. We also thank the Geophysics Masters degree program at the University of Concepcion. Some figures were generated using the Generic Mapping Tools (GMT) of Wessel et al. (2019). We thank the journal editor Diana Roman, the reviewer Aurelien Mordret and an anonymous reviewer for their valuable comments and reviews that significantly helped to improve the quality of the manuscript.

Capítulo 3

3.1. Discusión general

En este trabajo de Tesis se utilizó el ruido ambiental existente en la región del Volcán Villarrica del cual se obtuvo un primer modelo de velocidad de onda S para el volcán mediante la inversión de los tiempos de viajes de ondas superficiales entre los pares de estaciones. El modelo de ondas de corte cuenta con valores de incertidumbre pequeños dentro del área de solución, permitiendo que las curvas de velocidad sean fiables. Al no contener valores de incerteza muy elevados tanto de manera horizontal y en un rango de profundidades, presenta una buena calidad en los resultados dentro del espacio de solución.

Para el Volcán Villarrica, las anomalías de velocidad encontradas son interpretadas como estructuras geológicas del lugar. Las anomalías interpretadas en el capítulo 2 entregan información de la distribución de estructuras geológicas, como el caso del Batolito NorPatagónico (NPB) que parte de su distribución es ubicada al lado Noroeste del Villarrica (Jordan et al., 2001; Cembrano and Lara, 2009), es estimado dentro de la gran anomalía rápida (H_1) que puede ser vista en la figura 2.5.1.d. Del mismo modo, el modelo de velocidad entrega información acerca del sistema magmático para ambos volcanes Villarrica ($L_1 - L_2 - L_3$) y Quetrupillán ($H_3 - L_4$) respectivamente en la figura 2.5.1.d. La resolución del modelo, nos ha permitido observar estas estructuras sin una forma detallada, las cuales con respaldo de estudios anteriores que existen sobre el Volcán Villarrica han permitido poder interpretar los resultados con más claridad. El sistema magmático del Volcán Villarrica visto

en la figura 2.5.1.d es interpretado dentro de la anomalía lenta que comprendida debajo del volcán extendido verticalmente en el modelo. En lo más profundo del modelo cercano a los 9 km de profundidad (L_1), se encuentra graficado el enjambre sísmico producido 45 días después de la erupción del año 2015 descrito en Sielfeld et al. (2019). Este enjambre en el artículo es caracterizado con mecanismos focales paralelos al lineamiento volcánico con deslizamiento sinistral el cual es vinculado con las fallas andinas transversales, para este caso, se relaciona con la zona de falla Mocha-Villarrica (ZFMV) (Cembrano and Lara, 2009; Rosenau et al., 2006). Más adelante, en el artículo de Sielfeld et al. (2019) es sugerido que dicho enjambre sísmico puede ser explicado con el resultado de la reinyección de material a través de diques de alimentación asociados con las propiedades termogénicas de la corteza.

Entre los 1 a 5 km de profundidad (L_2) se presentan variados sismos de tipo VT de alta magnitud (Sielfeld et al., 2019), los cuales podrían indicar que potencialmente esta sería una de las zonas para el almacenamiento de magma. Esta interpretación es fundamentada además en los diversos estudios, tanto a partir de deformación superficial por GPS (Córdova et al., 2015; Cid-Contreras, 2017) o inSAR (Delgado et al., 2017) ubicando la fuente de deformación al sureste del cráter a profundidades menores a los 5 km. En Morgado et al. (2015) se propone que la ubicación del edificio volcánico sobre la inactiva zona de falla Mocha-Villarrica promueve el desarrollo de reservorios someros debido a la sobrecarga del edificio que dificulta el ascenso de magma, lo cual sería una diferencia entre la formación entre los estratovolcanes emplazados sobre ZFMV y los conos monogénicos orientados sobre el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO). Además, en González-Vidal et al. (2022) se presenta un modelo conceptual como explicación de las señales LP y VLP registradas en estaciones cercanas a la cima, en el cual se estima que el reservorio magmático debe encontrarse alrededor de los 3 km de profundidad.

Por último, la parte más somera de la anomalía lenta es encontrada cercana al nivel del mar (L_3). Esta área es interpretada con un punto donde el magma se almacena en los conductos bajo el edificio del volcán. En estudios recientes se relaciona esta

anomalía a reservorios de magma superiores, como es visto en González-Vidal et al. (2018) para los estratovolcanes. Por otra parte, en el estudio de Boschetty et al. (2022) se muestra que durante el ascenso de magma este puede ir almacenándose a distintas profundidades, promoviendo procesos de diferenciación del magma como la cristalización de distintas fases minerales. Cembrano and Lara (2009) indica que para el Volcán Villarrica la caldera tiene una orientación en sentido Noroeste similar a la orientación de esta anomalía.

En el Volcán Quetrupillán los valores de incerteza son cercanos a los valores que presentan las anomalías de velocidad H_3 y L_4 limitando la calidad de las estructuras visibles en las anomalías bajo el Volcán Quetrupillán. Sin embargo, la distribución de anomalías bajo el Volcán Quetrupillán se asemeja a los resultados de estudios anteriores. La gran anomalía lenta (L_4) que es visible en la figura 2.5.1.d puede ser interpretada basándose en los resultados presentados en Simmons et al. (2020). A partir del modelo conceptual de Quetrupillán en el artículo, generado combinando datos petrológicos y geoquímicos, la posible interpretación para esta anomalía es la de un sistema de reservorios de magma estancados y conformados de fundido traquítico en el interior del mush, promoviendo la contaminación cortical del material inyectado en el sistema. Además, sobre esta anomalía, se encuentra una anomalía rápida (H_3) que es interpretada en el contexto de que el volcán Quetrupillán está construido sobre una caldera colapsada de 8 km de diámetro, y actualmente registra erupciones menos frecuentes durante el Holoceno en comparación con Villarrica (Petit-Breuhl, 1994; Toloza and Moreno).

De igual manera, dentro del modelo es apreciable ver un cambio de velocidades (I_1) con orientación Norte-Sur en la figura 2.5.1.b. Este cambio de velocidad del modelo visto a través de las anomalías lenta y rápida que se pueden apreciar podría ser considerado como la segmentación de SFLO tanto hacia al sur del Volcán Villarrica como hacia el norte. En Astudillo Sotomayor et al. (2022) se discute que la segmentación de SFLO producto de la intersección de forma oblicua con ZFMV determinando que ZFMV sería el límite norte en el segmento Liquiñe para SFLO lo cual es reflejado con la variación horizontal de velocidad que existe en este perfil.

Adicionalmente, en Astudillo Sotomayor et al. (2022) se refleja que en el lado sur del Volcán Villarrica la actividad geotermal está relacionada con procesos termales en el dominio de SFLO (Sánchez et al., 2013). La relación entre esta velocidad lenta, las fallas de la corteza y los centros geotérmicos puede explicarse por el flujo de calor vertical a través del sistema de fallas, conducido a través del agua meteórica que alimentaría el sistema.

El modelo de incertidumbre presenta valores menores al 3% en general sobre el área de solución del modelo, no obstante, existen áreas en las cuales la incerteza incrementa como es visible al lado sur del Volcán Villarrica en la figura 2.5.1.b, lo cual hace que el modelo de velocidad pierda parte de su credibilidad en esta zona. El incremento en el valor de la incertidumbre dentro del modelo estaría relacionado con las limitaciones de la inversión para los nodos en los cuales a medida que aumenta la profundidad, menos fiable son las velocidades. Este modelo de incertidumbre aporta información acerca de la calidad del modelo de onda S así como visualiza las limitaciones espaciales del modelo, las cuales sirven para poder validar la información del modelo.

La metodología utilizada ha presentado excelentes resultados a pequeñas profundidades de hasta un metro Mordret et al. (2014), como también, aplicaciones sobre volcanes donde es considerada la topografía del volcán Mordret et al. (2015) haciendo uso grillas cuadradas. Uno de los aspectos mejorables en este trabajo es la resolución que tiene el modelo de velocidad obtenido. En Li and Lin (2014) se ejemplifica como la resolución para un área dada se puede mejorar considerando la implementación de una grilla que se pueda adaptar a la densidad de rayos, siendo capaz de recuperar de mejor manera el modelo de velocidad de la zona. Además, compara los resultados de una grilla cuadrada con una grilla adaptativa sobre datos sintéticos. A partir de esta idea, se podría elaborar una adaptación del código para la generación de grillas irregulares que podrían ser más adecuados para ambientes volcánicos sobre los cuales se podría sacar beneficio a la resolución a partir de la cantidad de rayos con la que se cuente; creando a la vez, algoritmos asociados a

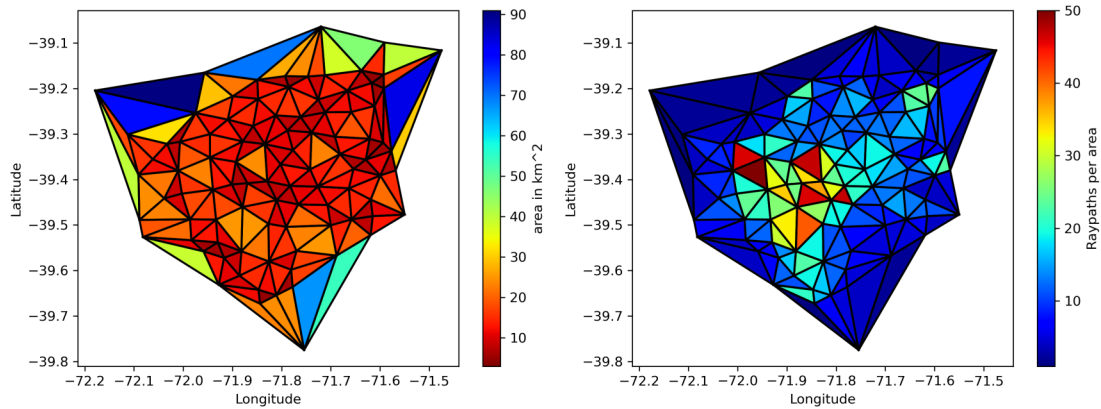


Figura 3.1.1: Ejemplo de grilla adaptada sobre esta región de estudio

la creación de redes de estaciones considerando la distribución de rayos que cubra la zona. En la figura 3.1.1 es representada un primer avance para una grilla que se adapte a la densidad de rayos con la que se cuente, este ejemplo, presenta una mayor distribución de nodos que a la vez resuelven la velocidad en áreas menores a la resolución espacial presentada en este trabajo.

Por otra parte, como se ha visto, existe una anomalía lenta para los volcanes Villarrica y Quetrupillán, esta idea se puede extrapolar al volcán Lanín siguiendo en la cadena volcánica hacia el sureste; visto como pie de partida, Hickey-Vargas et al. (1989) y Thorwart et al. (2015) nos entregan valiosa información en conjunto sobre una anomalía lenta bajo el lineamiento que puede estar ligada a la evolución de magma que presentarían los tres volcanes; también, Simmons et al. (2020) junto a Boschetty et al. (2022) teorizan la presencia de diferentes espacios de almacenamiento de magma y cristalización de fases en la corteza a partir de sus resultados. Para este caso, se podría desarrollar una red sísmica que pueda ser capaz de obtener registro para la cadena volcánica, tal que se puedan obtener curvas de dispersión entre 1 a 12 segundos, que debería ser suficiente para obtener una inversión de hasta 10 km donde aproximadamente se estimó la base de la zona sismogénica en Sielfeld et al. (2019). En una primera etapa, generar la obtención de periodos de ruido sísmico para obtener las curvas de dispersión de ondas Rayleigh y desarrollar un modelo tomográfico para el lineamiento, dicha investigación permitiría discernir mejor la distribución de estructuras entre los volcanes y entregar información relevante acerca del

comportamiento asociado a la interacción entre LOFZ y MVFZ y en general para el estudio de las zonas donde existen fallas transversales andinas. Como segunda etapa, la recuperación de ondas Love del ruido sísmico complementaría los resultados anteriores.

Por otro lado, tener conocimiento de las estructuras interiores del Volcán Villarrica, aportaría al desarrollo de inversiones de fuentes hechas para campos de deformación vistos por medio de técnicas de percepción remota como GPS e inSAR; con el cual, al conocer las dimensiones de los reservorios y su ubicación, facilitaría el proceso de inversión de los datos de deformación.

Bibliografía

- Astudillo Sotomayor, L.A., et al., 2022. Neotectónica de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui Entre los 39° S y los 40.5 ° S: Implicancias para la Evaluación de la Amenaza Sísmica. Ph.D. thesis. Universidad de Concepción.
- Barmin, M., Ritzwoller, M., Levshin, A., 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography, in: *Monitoring the comprehensive nuclear-test-ban treaty: Surface waves*. Springer, pp. 1351–1375.
- Basualto, D., Tassara, A., Lazo-Gil, J., Franco-Marin, L., Cardona, C., San Martín, J., Gil-Cruz, F., Calabi-Floddy, M., Farías, C., 2023. Anatomy of a high-silica eruption as observed by a local seismic network: the june 2011 puyehue-cordón caulle event (southern andes, chile). *Solid Earth* 14, 69–87.
- Bean, C.J., De Barros, L., Lokmer, I., Métaxian, J.P., O’Brien, G., Murphy, S., 2014. Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes. *Nature Geoscience* 7, 71–75.
- Benediktsdóttir, Á., Gudmundsson, Ó., Brandsdóttir, B., Tryggvason, A., 2017. Ambient noise tomography of Eyjafjallajökull volcano, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 347, 250–263.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M., Shapiro, N., Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broadband surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International* 169, 1239–1260.
- Benz, H., Chouet, B., Dawson, P., Lahr, J., Page, R., Hole, J., 1996. Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt volcano, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101, 8111–8128.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P., 2002. The Southern Andes between 36 and 40 S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356, 275–289.
- Boschetty, F.O., Ferguson, D.J., Cortés, J.A., Morgado, E., Ebmeier, S.K., Morgan, D.J., Romero, J.E., Parejas, C.S., 2022. Insights into magma storage beneath

- a frequently erupting arc volcano (Villarrica, Chile) from unsupervised machine learning analysis of mineral compositions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, e2022GC010333.
- Brenguier, F., Coutant, O., Baudon, H., Doré, F., Dietrich, M., 2006. High resolution seismic tomography of a strombolian volcanic cone. *Geophysical research letters* 33.
- Calò, M., López Mazariegos, E.A., Tramelli, A., Orazi, M., 2021. Hydrothermal systems characterization of the stromboli volcano using spatial and temporal changes of the seismic velocities. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 411, 107177. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027321000068>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107177>.
- 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.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A., 2002. Late cenozoic transpressional ductile deformation north of the nazca–south america–antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354, 289–314. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195102003888>, doi:[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00388-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00388-8).
- Chouet, B., 1986. Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 91, 13967–13992.
- Chouet, B., 1988. Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 93, 4375–4400.
- Chouet, B.A., Matoza, R.S., 2013. A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 252, 108–175.
- Cid-Contreras, G., 2017. Análisis de la deformación de los flancos del volcán Villarrica utilizando herramientas geodésicas y modelos analíticos. Bsc thesis. Universidad de Concepción.
- Córdova, L., Alarcón, A., Mardones, C., Cardona, C., Gil, F., Rojas, G., Quijada, J., Le Mével, H., Feigl, K., De Mets, C., et al., 2015. Monitoreo de la deformación en volcanes chilenos mediante técnica gps, resultados asociados a la actividad de los volcanes Laguna del Maule, Copahue y Villarrica, in: XIV Congreso Geológico Chileno, Colegio de Geólogos de Chile La Serena.
- De Plaen, R.S., Mordret, A., Arámbula-Mendoza, R., Vargas-Bracamontes, D., Márquez-Ramírez, V.H., Lecocq, T., Vázquez, C.A.R., Amezcua, M.G., 2022.

- The shallow three-dimensional structure of volcán de colima revealed by ambient seismic noise tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 428, 107578.
- Del Pezzo, E., Bianco, F., Borgna, I., 2013. Magnitude scale for lp events: a quantification scheme for volcanic quakes. *Geophysical Journal International* 194, 911–919.
- Delgado, F., Pritchard, M.E., Ebmeier, S., González, P., Lara, L., 2017. Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 344, 270–288.
- Gaete, A., Cesca, S., Franco, L., San Martín, J., Cartes, C., Walter, T.R., 2019. Seismic activity during the 2013–2015 intereruptive phase at Lascar volcano, Chile. *Geophysical Journal International* 219, 449–463.
- González-Vidal, D., Obermann, A., Tassara, A., Bataille, K., Lupi, M., 2018. Crustal model of the Southern Central Andes derived from ambient seismic noise Rayleigh-wave tomography. *Tectonophysics* 744, 215–226.
- González-Vidal, D., Sens-Schönfelder, C., Palma, J.L., Quiero, F., Franco, L., Miller, M., Lange, D., Sielfeld, G., Cembrano, J., 2022. The hiccup of villarrica volcano (chile) during the 2015 eruption and its expression in lp activity and vlp ground motion. *Geophysical Journal International* 231, 1309–1323.
- Herrmann, R.B., 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters* 84, 1081–1088.
- Hickey-Vargas, R., Roa, H.M., Escobar, L.L., Frey, F.A., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5 S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, 361–386.
- Hole, J., 1992. Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97, 6553–6562.
- Jaxybulatov, K., Shapiro, N., Koulakov, I., Mordret, A., Landès, M., Sens-Schönfelder, C., 2014. A large magmatic sill complex beneath the Toba caldera. *Science* 346, 617–619.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20, 308–324.
- Kustowski, B., Ekström, G., Dziewoński, A., 2008. The shear-wave velocity structure

- in the upper mantle beneath Eurasia. *Geophysical Journal International* 174, 978–992.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics* 455, 14–24.
- Lara, L.E., Clavero, J., 2004. Villarrica Volcano (39.5 S), Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Lehr, J., et al., 2021. Volcanic seismicity of Villarrica Volcano. Ph.D. thesis.
- Levshin, A., Yanovskaya, T., Lander, A., Bukchin, B., Barmin, M., Ratnicova, L., Its, E., 1989. *Surface Seismic Waves in Laterally Inhomogeneous Earth*. House, Dordrecht/Boston/London .
- Li, P., Lin, G., 2014. Adaptive ambient noise tomography and its application to the Garlock Fault, southern California. *Geophysical Journal International* 197, 1236–1249.
- Maldonado, V., Contreras, M., Melnick, D., 2021. A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1: 25,000 scale. *Scientific data* 8, 1–13.
- Mora Stock, C.N., 2015. Seismic Structure and Seismicity of the Villarrica Volcano (Southern Central Chile). Ph.D. thesis. Christian-Albrechts-Universität.
- Mordret, A., Landès, M., Shapiro, N., Singh, S., Roux, P., 2014. Ambient noise surface wave tomography to determine the shallow shear velocity structure at Valhall: depth inversion with a Neighbourhood Algorithm. *Geophysical Journal International* 198, 1514–1525.
- Mordret, A., Landès, M., Shapiro, N., Singh, S., Roux, P., Barkved, O., 2013. Near-surface study at the Valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International* 193, 1627–1643.
- Mordret, A., Rivet, D., Landès, M., Shapiro, N.M., 2015. Three-dimensional shear velocity anisotropic model of Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Island) from ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 406–427.
- Moreno, H., Clavero, J., 2006. Geología del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 98.
- Moreno, H., Clavero, J., Lara, L., 1994a. Explosive post-glacial activity of Villarrica

- volcano, Southern Andes, in: 7th Congreso Geológico Chileno, Univ. of Concepcion, Concepcion, Chile.
- Moreno, H., López-Escobar, L., Cembrano, J., 1994b. The Villarrica-Quetrupillan-Lanin volcanic chain: a review and probable significance in the Southern Andes, Chile, in: Congreso Geológico Chileno, pp. 339–341.
- Morgado, E., Parada, M., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., McGee, L., 2015. Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 306, 1–16.
- Moussallam, Y., Bani, P., Curtis, A., Barnie, T., Moussallam, M., Peters, N., Schipper, C.I., Aiuppa, A., Giudice, G., Amigo, Á., et al., 2016. Sustaining persistent lava lakes: Observations from high-resolution gas measurements at Villarrica volcano, Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 454, 237–247.
- Neuberg, J.W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., Dingwell, D., 2006. The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153, 37–50.
- Nishida, K., Montagner, J.P., Kawakatsu, H., 2009. Global surface wave tomography using seismic hum. *Science* 326, 112–112.
- Nolet, G., 2008. *A Breviary of Seismic Tomography: Imaging the Interior of the Earth and Sun*. Cambridge University Press. doi:10.1017/CB09780511984709.
- Obermann, A., Lupi, M., Mordret, A., Jakobsdóttir, S.S., Miller, S.A., 2016. 3d-ambient noise Rayleigh wave tomography of Snæfellsjökull volcano, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 317, 42–52.
- Ortiz, R., Moreno, H., Garcia, A., Fuentealba, G., Astiz, M., Peña, P., Sánchez, N., Tárraga, M., 2003. Villarrica volcano (Chile): characteristics of the volcanic tremor and forecasting of small explosions by means of a material failure method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 128, 247–259.
- Palma, J.L., Calder, E.S., Basualto, D., Blake, S., Rothery, D.A., 2008. Correlations between SO₂ flux, seismicity, and outgassing activity at the open vent of Villarrica volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113.
- Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F., Larrondo, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society* 156, 673–694.
- Pavez, M., Schill, E., Held, S., Díaz, D., Kohl, T., 2020. Visualizing preferential

- magmatic and geothermal fluid pathways via electric conductivity at Villarrica Volcano, S-Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 400, 106913.
- Petit-Breuhl, M., 1994. Área volcánica villarrica-quetrupillán-lanín. Marco general de su geografía histórica. Fondecyt Project , 193–0992.
- Ripepe, M., Marchetti, E., Bonadonna, C., Harris, A.J., Pioli, L., Olivieri, G., 2010. Monochromatic infrasonic tremor driven by persistent degassing and convection at Villarrica Volcano, Chile. *Geophysical Research Letters* 37.
- Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., 1998. Eurasian surface wave tomography: Group velocities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 4839–4878.
- Ritzwoller, M.H., Lin, F.C., Shen, W., 2011. Ambient noise tomography with a large seismic array. *Comptes Rendus Geoscience* 343, 558–570.
- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern andes between 38 s and 42 s latitude. *Tectonics* 25.
- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W., Fehler, M.C., 2005. Extracting time-domain green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical research letters* 32.
- Salomón George, J.J., 2017. Tomografía de ruido sísmico de la cuenca de Santiago. Universidad de Chile URL: <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/149083>.
- Sambridge, M., 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical journal international* 138, 479–494.
- Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Reich, M., 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe–Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review* 55, 1384–1400.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters* 31.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L., Ritzwoller, M.H., 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science* 307, 1615–1618.
- Sielfeld, G., Lange, D., Cembrano, J., 2019. Intra-arc crustal seismicity: Seismotectonic implications for the southern Andes volcanic zone, Chile. *Tectonics* 38, 552–578.
- Simmons, I.C., Cortés, J.A., McGarvie, D., Calder, E.S., 2020. Tectonic constraints on a magmatic plumbing system: The Quetrupillán Volcanic Complex (39°30' S, 71°43' W), Southern Andes, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 407, 107101.

- Singer, J., Obermann, A., Kissling, E., Fang, H., Hetényi, G., Grujic, D., 2017. Along-strike variations in the Himalayan orogenic wedge structure in B hutan from ambient seismic noise tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18, 1483–1498.
- Snieder, R., 2004. Extracting the green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E* 69, 046610.
- Spica, Z., Cruz-Atienza, V.M., Reyes-Alfaro, G., Legrand, D., Iglesias, A., 2014. Crustal imaging of western Michoacán and the Jalisco Block, Mexico, from ambient seismic noise. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 289, 193–201.
- Stern, C.R., 2004. Active andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile* 31. URL: <https://doi.org/10.4067/s0716-02082004000200001>, doi:10.4067/s0716-02082004000200001.
- Stern, C.R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J.E., Lara, L.E., Naranjo, J.A., Parada, M.A., Skewes, M.A., . Chilean volcanoes, in: *The Geology of Chile*. The Geological Society of London, pp. 147–178. URL: <https://doi.org/10.1144/goch.5>, doi:10.1144/goch.5.
- Thorwart, M., Dzierma, Y., Lieser, K., Buhs, H., Rabbel, W., 2015. Shear-wave velocity structure of the Chilean subduction zone (39–40° s) based on Rayleigh wave dispersion: evidence of fluid release and melts in the mantle beneath the Villarrica volcano. *Geological Society, London, Special Publications* 410, 59–70.
- Toledo, T., Obermann, A., Verdel, A., Martins, J., Jousset, P., Mortensen, A., Erbas, K., Krawczyk, C., 2022. Ambient seismic noise monitoring and imaging at the theistareykir geothermal field (iceland). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 429, 107590. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027322001214>, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107590>.
- Tolosa, V., Moreno, H., . Tefroestratigrafía postglacial del complejo volcánico quetrupillán.
- Van Daele, M., Moernaut, J., Silversmit, G., Schmidt, S., Fontijn, K., Heirman, K., Vandoorne, W., De Clercq, M., Van Acker, J., Wolff, C., et al., 2014. The 600 yr eruptive history of villarrica volcano (chile) revealed by annually laminated lake sediments. *Bulletin* 126, 481–498.
- Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley Jr., R., Vargas, R.B., 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. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/>

- doi/abs/10.1029/2007GC001721, doi:<https://doi.org/10.1029/2007GC001721>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007GC001721>.
- Wang, Y., Lin, F.C., Schmandt, B., Farrell, J., 2017. Ambient noise tomography across mount st. helens using a dense seismic array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 4492–4508. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JB013769>, doi:<https://doi.org/10.1002/2016JB013769>, arXiv:<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016JB013769>.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., Verdel, A., 2010. Tutorial on seismic interferometry: Part 1—Basic principles and applications. *Geophysics* 75, 75A195–75A209.
- Wassermann, J., 2012. Volcano seismology, in: *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, pp. 1–77.
- Wespestad, C.E., Thurber, C.H., Andersen, N.L., Singer, B.S., Cardona, C., Zeng, X., Bennington, N.L., Keranen, K., Peterson, D.E., Cordell, D., et al., 2019. Magma reservoir below Laguna del Maule volcanic field, Chile, imaged with surface-wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 2858–2872.
- Wessel, P., Luis, J., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W.H., Tian, D., 2019. The generic mapping tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20, 5556–5564.
- Witter, J.B., Kress, V.C., Delmelle, P., Stix, J., 2004. Volatile degassing, petrology, and magma dynamics of the Villarrica Lava Lake, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134, 303–337.
- Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., Shapiro, N.M., 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International* 168, 259–274.

Apéndice A

Presentación en eventos de la tesis

Los resultados de este trabajo de investigación investigación realizada fueron presentados durante el **"I Simposio Chileno de Volcanología"** y **"V Colloquium on Geophysical Signatures of Earthquakes and Volcanoes (GSEV)"**, del cual se recibió retroalimentación y recomendaciones acerca de los resultados que junto a los resultados provistos en esta Tesis especialmente sobre la resolución y calidad del modelo, han surgido ciertas perspectivas, de las cuales es una posibilidad el desarrollarlas durante futuras investigaciones.

ANÁLISIS DE ESTRUCTURA SÍSMICA DEL VOLCÁN VILLARRICA MEDIANTE EL MÉTODO DE TOMOGRAFÍA DE RUIDO SÍSMICO

Pablo Urrea-Tapia^{(a)(d)}, Diego González-Vidal^(b), Matthew R. Miller^(a) y José Luis Palma^(c)

(a) Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción

(b) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral

(c) Departamento de Geología, Universidad de Concepción

(d) Programa de Magister en Geofísica, Universidad de Concepción

Introducción

El volcán Villarrica es uno de los volcanes más activos de Chile y también uno de los más estudiados desde el uso de diferentes métodos. En particular, solo se han obtenido modelos de estructura sísmica a partir de la sísmica activa. Por otro lado, en la sísmica pasiva, el uso del ruido ambiental provee información de ondas superficiales durante el periodo de tiempo en que el volcán no cuenta con actividad, siendo esta una buena herramienta a utilizar entre periodos eruptivos. En este póster, presentamos un modelo de velocidad de onda S sobre el volcán Villarrica.

Objetivo: Obtener un modelo de velocidad de onda S e interpretar las diferentes estructuras debajo del volcán.

Datos y Metodología

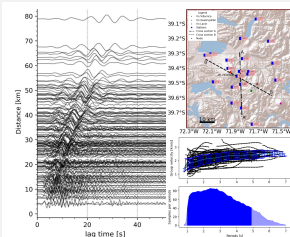
Se utilizó el registro sísmico de 18 estaciones ubicadas alrededor del volcán Villarrica. Utilizamos las correlaciones cruzadas entre abril a junio del 2014 provenientes de González-Vidal et al., 2022.

Mapas de velocidad de grupo con una resolución de 10 x 10 km obtenidos a partir de la inversión (Mordret et al., 2013) hecha con las curvas de dispersión.

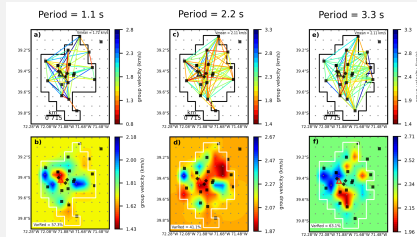
Mapas tomográficos fueron utilizados en la inversión 1D (Mordret et al., 2014).

Se eligió el mejor ajuste de entre 50000 modelos creados en cada nodo.

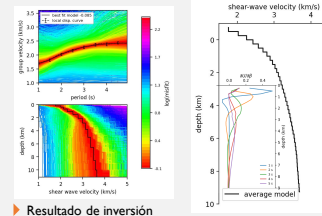
Modelos en profundidad resultantes, fueron agrupados y suavizados espacialmente.



Mapa de estaciones, correlaciones cruzadas entre estaciones y curvas de dispersión.



Cobertura de tayos y mapas tomográficos para 3 periodos distintos.



Resultado de inversión 1D para un nodo.

Perfil de velocidad promedio en profundidad. Además, se presenta el kernel de sensibilidad.

Resultados y Discusión

Los resultados del modelo obtenido son representativos en los primeros 7.5 kilómetros bajo el nivel del mar.

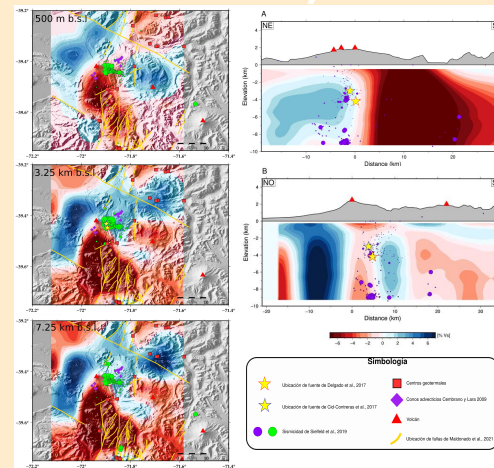
El modelo presenta variaciones verticales y horizontales de velocidad de onda S

Se observan regiones lentas (-7%) al lado sur del volcán Villarrica

Bajo el volcán Villarrica se presenta un segmento vertical con variaciones de velocidades negativas.

La zona norte del Villarrica cuenta con velocidades altas (7%)

Debajo del volcán Quetrupillán se observa una gran anomalía lenta bajo una pequeña zona ubicada cerca del nivel del mar. Esta zona puede ser identificada como su caldera.



Anomalías de velocidad del modelo, secciones horizontales y verticales. Se incluye resultados de estudios anteriores.

El rápido gradiente observado en el corte AA' representa bien el cambio en el comportamiento de LOFZ, tal cambio de velocidades ocurre cercano al volcán Villarrica.

Debajo del volcán Villarrica en el corte BB' existen diferentes niveles como una zona de inyección en la zona más profunda, una zona donde se alberga el magma en profundidades intermedias y en la zona más somera existencia de un reservorio poco profundo o interacción geotermal. identificados gracias a estudios anteriores.

Hacia el noroeste del volcán Villarrica, la extensión de una anomalía rápida, representaría la ubicación de parte del batolito norpatagónico (NPB).

Conclusiones

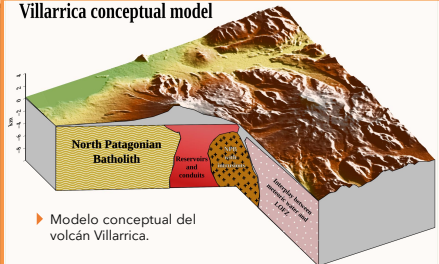
Se obtuvo el primer modelo tomográfico a partir del ruido ambiental registrado en la región de estudio.

Nuestros resultados destacan la presencia de diferentes estructuras y dinámicas para el volcán Villarrica.

Dentro del volcán Villarrica son visibles diferentes niveles donde el magma es albergado.

Presentamos el siguiente modelo conceptual hecho a partir de nuestros resultados.

Villarrica conceptual model



Modelo conceptual del volcán Villarrica.

Referencias seleccionadas

- Mordret, A., Landés, M., Shapiro, N. M., Singh, S. C., Roux, P., & Barked, O. I. (2013). Near-surface study at the Valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 193(3), 1627-1643.
- Mordret, A., Landés, M., Shapiro, N. M., Singh, S. C., & Roux, P. (2014). Ambient noise surface wave tomography to determine the shallow shear velocity structure at Valhall: depth inversion with a Neighbourhood Algorithm. *Geophysical Journal International*, 198(3), 1514-1525.
- González-Vidal, D., Sens-Schönfelder, C., Palma, J. L., Quiero, F., Franco, L., Miller, M., ... & Cembrano, J. (2022). The Hiccup of Villarrica volcano (Chile) during the 2015 eruption and its expression in LP activity and VLP ground motion. *Geophysical Journal International*, 231(2), 1309-1323.