



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

TOMOGRAFÍA DEL VOLCÁN MISTI USANDO RUIDO SÍSMICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
DIANA MARGARITA LÓPEZ REYES

DIRECTOR DE TESIS:
DR. DENIS LEGRAND
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM.

Ciudad Universitaria, CD. MX., agosto de 2018.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Mi sincero agradecimiento a la Universidad Nacional Autónoma de México, por otorgarme la oportunidad de desarrollarme profesionalmente, así como por las enriquecedoras experiencias de crecimiento personal a mi paso por esta máxima casa de estudios.

A mi asesor, el Dr. Denis Legrand, por su guía a lo largo de este proceso de aprendizaje, por su tiempo y la motivación que le imprimió a este trabajo.

Al Dr. Arturo Iglesias, a través de quien tuve mi primer contacto con la sismología. Gracias por la confianza, por su ayuda y consejos que siempre ha estado dispuesto a darme.

A mis sinodales: Dr. Carlos Valdés, Mtro. Javier Lermo, Dr. Mathieu Pertou, Dr. Arturo Iglesias y, como parte del comité evaluador, el Dr. Marco Calò. A cada uno agradezco sus cuestionamientos y orientación en la culminación del trabajo, y sobre todo por su simpatía que he tenido la oportunidad de apreciar.

Gracias a Zack, por haberme ayudado a iniciar en el mundo del ruido sísmico, y por el apoyo imprescindible para llevar a cabo este trabajo.

Al Dr. Bernard Valette (IRD-ISTerre, Grenoble, Francia), Orlando Macedo (IGP, Perú), y Roger Machaca (IGP, Perú), por compartir con nosotros los datos del volcán Misti. Así como a todas las personas que apoyaron a obtenerlos en el trabajo de campo.

Al Dr. Robin Campion, y al Dr. Anthony Finizola, por la respuesta a mis dudas que fueron de utilidad en la interpretación del trabajo.

Al Dr. Maurizio Ripepe de la Universidad de Florencia, por abrirme las puertas y la oportunidad de pasar una estancia en Italia, y de conocer el imponente volcán Stromboli. Grazie mille!

Al apoyo CONACyT que me brindó los recursos para llevar a cabo mis estudios de maestría. Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, académicos y personal administrativo, por la oportunidad de realizarlos.

A Lilia, por las palabras de ánimo, y la sonrisa que siempre me topé en los pasillos de Vulcanología. A Moisés, por las valiosas enseñanzas. A JC, por los libros que cambian la perspectiva. A Raúl, Gerardo, Jesús y Aron, por compartir más que sólo una hora de comida. Gracias a Oscar, por siempre escucharme (o leerme), por la amistad, y en ocasiones ser mentor extraoficial. Y a Sari, por tu afecto, por las peculiares pláticas del medio día y las hamburguesas que sacan de la rutina.

A la Sra. Alicia y el Sr. Jesús, por hacerme parte de la familia, por el cariño y comprensión a lo largo de esta etapa. A Isaac por contagiar su optimismo, y a Brenda por la confianza y las distracciones siempre oportunas.

A Elías, muchas gracias por atravesar junto a mí los altibajos de este proceso, por soportar la distancia que nos separa y, más aún, por apoyarme y motivarme siempre a pesar de ella. La paciencia y el amor nos recompensarán.

Gracias a mis padres, Jorge y Roselia, por su ejemplo, su apoyo y motivación constante. En particular por su paciencia y amor en esta etapa de mi vida. A ustedes debo mis logros, estaré siempre agradecida. Y muchas gracias a mi hermano, Jorge Fernando, por todo el apoyo y respaldo que siempre me dio, y por creer en mí como nadie más. Sé que compartirías mi alegría.

Finalmente, agradezco enormemente a Dios la vida que me concede y el permitirme concluir este ciclo.

RESUMEN

El volcán Misti se encuentra emplazado al norte de la Zona Volcánica Central de la cordillera de Los Andes. El riesgo que representa por su cercanía con la ciudad de Arequipa (al oeste del Misti), genera interés en conocer sus características internas, como la presencia de material caliente, no consolidado, o identificación (profundidad, tamaño y forma) de una cámara magmática. Diferentes estudios se han realizado sobre este volcán, sin embargo, su estructura de velocidad no ha sido determinada aún.

El objetivo de este trabajo es identificar las variaciones de las velocidades de ondas Rayleigh, a través de una tomografía de ruido sísmico. Para ello se empleó la componente vertical de registros de ruido de 23 estaciones sísmicas de banda ancha o de periodo corto, que formaron parte de una red temporal desplegada sobre el volcán durante el año 2011.

Se calcularon y apilaron las correlaciones cruzadas de registros de duración de una hora, con la finalidad de extraer la función de Green entre pares de estaciones. Se obtuvieron las curvas de dispersión, i.e. velocidad de grupo de las ondas Rayleigh en función de la frecuencia, haciendo un filtrado múltiple *FTAN* de las funciones de Green. Del conjunto de ellas se derivó el cálculo de la tomografía sísmica para diferentes periodos. Para el proceso de la inversión tomográfica se determinaron parámetros de resolución usando el *checkerboard test*, y amortiguamiento y suavizamiento usando curvas *L*. Se planteó el problema directo con el método *Fast Marching Method*, y la solución del problema inverso con el método *subspace*.

La tomografía se calculó para periodos de 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, y 4.0 s. En los mapas de periodos de 1.5 y 2.0 s se observa una anomalía de baja velocidad orientada de este a oeste al norte del cráter del volcán. A partir de 2.5 s la zona de baja velocidad se desplaza hacia el oeste. La presencia de la anomalía de baja velocidad en estos periodos, correspondiente a profundidades someras del volcán, podría ser el resultado de la acumulación de agua a nivel superficial, depósitos no consolidados, o la manifestación de una falla regional. Para los periodos superiores a 3.0 s se mantiene casi constante la orientación de una anomalía de baja velocidad de entre 1.1 – 1.6 km/s, ubicada de noreste a suroeste del volcán. Interpretamos esta anomalía como resultado de la presencia de un sistema hidrotermal identificado previamente por estudios geofísicos y geoquímicos.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
CAPÍTULO 2. MARCO GEOTECTÓNICO.....	3
CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO.....	7
3.1. ANTECEDENTES DE LA TOMOGRAFÍA USANDO RUIDO SÍSMICO Y SU APLICACIÓN EN VOLCANES.	7
3.2. RUIDO SÍSMICO.	10
3.3. CARACTERIZACIÓN DEL MEDIO DE PROPAGACIÓN A PARTIR DEL RUIDO SÍSMICO.	11
3.3.1. Función de Green y correlación cruzada.	11
3.3.2. Dispersión de ondas de superficie.	14
3.3.3. Formulación de la tomografía sísmica de tiempos de viaje.	15
3.3.3.1. Inversión tomográfica.	17
3.3.3.2. Tomografía usando el método Fast Marching Surface Tomography.	19
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA.....	22
4.1. RED SÍSMICA Y DATOS.....	22
4.2. PROCESAMIENTO.....	24
4.2.1. Preprocesamiento de los datos crudos.....	24
4.2.1.1. Remoción de media, tendencia y respuesta instrumental.	24
4.2.1.2. Re-muestreo.	29
4.2.1.3. Normalización temporal 1-bit.	29
4.2.1.4. Normalización espectral.	29
4.2.2. Correlación cruzada y apilado.	31
4.2.3. Cálculo de la velocidad de grupo.	34
4.2.3.1. Método FTAN.....	34
4.2.3.2. Curvas de dispersión.	35
4.2.4. Tomografía sísmica: obtención de mapas de velocidades.....	38
4.2.4.1. Selección de parámetros de resolución y regularización.	38
4.2.4.2. Inversión tomográfica en 2D.	41
CAPÍTULO 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	42
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES.....	52
BIBLIOGRAFÍA	53

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN.

La estructura de la Tierra se determina tradicionalmente usando las ondas elásticas de los sismos. Al viajar a través del medio, las ondas acumulan información de éste, y permiten obtener lo que se conoce como tomografía sísmica, una imagen de la distribución espacial de parámetros sísmicos, comúnmente de la velocidad de ondas P o S. Sin embargo, la resolución de esta tomografía depende principalmente de la ocurrencia de sismos, de sus distribuciones espaciales y del número de estaciones sísmicas. Por ello, esta técnica presenta algunas limitaciones, y su aplicación se hace inadecuada en zonas donde no se presentan recurrentemente eventos sísmicos.

Los avances en los métodos geofísicos han permitido el desarrollo de mejores técnicas en la obtención de imágenes del interior de la Tierra, logrando una mejora en su resolución. En la década pasada surgió el uso del ruido sísmico ambiental como base para la obtención de la tomografía sísmica, siendo una alternativa al uso de registros de eventos sísmicos (*e.g.* Shapiro *et al.*, 2005). El ruido sísmico corresponde a la vibración permanente de la Tierra (por fuentes naturales o artificiales) y por lo tanto no es necesaria la ocurrencia de sismos para poder conocer el medio que se quiere estudiar. El principio de la tomografía sísmica mediante el uso del ruido sísmico es usar las correlaciones cruzadas de registros de ruido entre pares de estaciones, las cuales convergen a la función de Green entre cada par de ellas (*e.g.* Lobkis y Weaver, 2001). Así, una estación es considerada como la fuente y la otra como el receptor. Utilizando la componente vertical de los registros de ruido, se ha observado que la función de Green recuperada corresponde a las ondas superficiales Rayleigh (Shapiro y Campillo, 2004). Estos análisis permiten determinar las curvas de dispersión del medio con la información de velocidad de grupo para cada periodo de estudio, y a partir de las cuales se obtiene la tomografía sísmica (Shapiro *et al.*, 2005).

La obtención de imágenes sísmicas en volcanes está orientada a determinar la estructura de velocidad del volcán o estudiar su constitución en profundidad, localizando zonas de baja velocidad asociadas a material no consolidado, la presencia de fluidos como un sistema hidrotermal, reservorios o cuerpos magmáticos. Actualmente se ha extendido el uso de ruido sísmico para obtener tomografías de edificios volcánicos, puesto que proporciona una mejor resolución a nivel superficial, su costo es bajo en comparación con la implementación de explosiones o fuentes generadas artificialmente, y se puede implementar sin recurrencia de sismos o cuando su distribución no es óptima, como puede ocurrir en un volcán. De esta manera, se ha contribuido también a incrementar el conocimiento de los procesos eruptivos y los mecanismos magmáticos que ocurren en su interior. El primer trabajo de este tipo desarrollado en volcanes fue realizado por Brenguier *et al.* (2007), y posteriormente, otros volcanes han sido analizados con este método (*e.g.* Stankiewicz *et al.*, 2010; Jay *et al.*, 2011; Nagaoka *et al.*, 2012; Spica *et al.*, 2015; Fallahi *et al.*, 2017).

El volcán Misti, en el que se centra este estudio, es un estratovolcán que se localiza en el Cinturón Volcánico de los Andes, al sur de Perú, ubicado a aproximadamente 17 km al noroeste de la ciudad de Arequipa. Se considera un volcán activo, su última mayor erupción ocurrió hace aproximadamente

300 años (Thouret *et al.*, 2001) y actualmente presenta actividad fumarólica intermitente. Su estudio se vuelve de importancia debido a su cercanía con la población y el riesgo inminente que implica.

Sobre este volcán se han realizado estudios geofísicos, y en su mayoría geoquímicos y geológicos. Con ellos se ha determinado su geología, su historia eruptiva y se han realizado descripciones más detalladas de los depósitos que ha generado (*e.g.* de Silva y Francis, 1990; Juvigné *et al.*, 1997; Thouret *et al.*, 1999; Legros *et al.*, 2001; Cacya, 2006; Mariño *et al.*, 2006). Así mismo se han realizado análisis de gases volcánicos, fumarolas, y la composición y evolución de los magmas (*e.g.* Birnie y Hall, 1974; Ruprecht y Worner; 2007; Cacya y Mamani, 2009; Rivera, 2010; Moussallam *et al.*, 2017). Por otro lado, se ha evaluado la presencia de fluidos, de un sistema hidrotermal y la actividad que presenta (*e.g.* Ramos, 2000; Finizola *et al.*, 2004; Masías, 2007; Macedo *et al.*, 2012). Algunos trabajos realizados sobre el volcán han tenido como objetivo describir escenarios eruptivos, y establecer mapas de peligros (*e.g.* Macedo, 1994; Suni, 1999; Navarro, 2000; Thouret *et al.*, 2001; Vargas-Franco, *et al.*, 2010; Sandri *et al.*, 2014). Con respecto a estudios de sismología, se han delimitado áreas de ocurrencia de sismicidad y sus características (*e.g.* Llerena, 2004; Macedo y Centeno, 2010; Centeno, 2012; Anccasi, 2016). Entre otras investigaciones, podría estudiarse la distribución de zonas de atenuación, indicativas de la presencia de material magmático, sistemas hidrotermales, materiales heterogéneos, o zonas de fractura. En el caso de un volcán, su importancia está relacionada principalmente a la identificación de magma, su volumen, su cercanía al cráter del volcán y el potencial riesgo que esto conlleva. Así mismo, en el volcán Misti no se ha realizado aún una tomografía sísmica de ningún tipo. Por esta razón surge el interés de su estudio a partir de registros de ruido para contribuir a los trabajos previos ya mencionados.

Tomando como base las ventajas que presenta el método y la disponibilidad de datos por una red temporal desplegada en el volcán Misti durante el 2011 cuya configuración es adecuada para su aplicación, consideramos que su estudio bajo este enfoque es de importancia, y puede contribuir a los trabajos realizados en esta zona.

- **Objetivo del trabajo.**

Determinar la estructura interna del volcán Misti realizando tomografías 2D a diferentes periodos, empleando correlaciones de registros de ruido sísmico, y validarla con estudios previos.

Capítulo 2. MARCO GEOTECTÓNICO.

A lo largo del oeste de Sudamérica convergen las placas tectónicas Nazca (placa oceánica) y Sudamericana (placa con parte oceánica y continental). La placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana con una velocidad de ~ 78 mm/año con un acimut de 79° en el punto (18°S , 74°W), considerando la placa Sudamericana fija y usando el modelo NUVEL 1A (Figura 1). La cordillera de Los Andes es el resultado de esta subducción, su extensión alcanza más de 7500 km, con elevaciones de hasta 7000 m s.n.m. Debido a esta configuración tectónica esta región se somete a una alta actividad sísmica y volcánica, y ha dado lugar a diversos procesos geológicos que caracterizan diferentes segmentos a lo largo de Los Andes.

Los Andes se divide en cuatro diferentes segmentos volcánicos: La Zona Volcánica Norte (ZVN), en el sur de Colombia y Ecuador (5°N - 2°S); la Zona Volcánica Central (ZVC), entre el sur de Perú y norte de Chile (16°S - 28°S); la Zona Volcánica Sur (ZVS), en el sur de Chile (33°S - 52°S); y la Zona Volcánica Austral (ZVA), al sur de 47°S (Ramos, 1999). Cada zona volcánica tiene características particulares y están separadas por segmentos ausentes de volcanismo debido a la geometría de la subducción, a pesar de que ésta es continua en la convergencia de las placas. Esto se ha explicado debido a la variación en el ángulo de subducción, que en estas zonas es casi horizontal ($<10^\circ$ a profundidades mayores a 100 km), en comparación con el resto del arco ($>25^\circ$), contribuyendo a que no exista magmatismo (Figura 1)(Ramos, 1999; Stern, 2004).

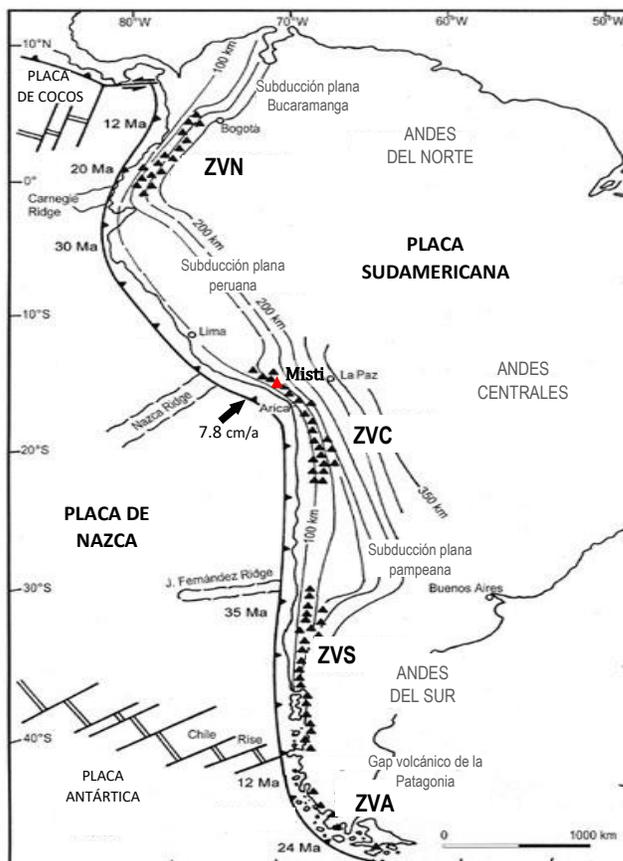


Figura 1. Mapa de la configuración tectónica de Sudamérica y la conformación de Los Andes por la convergencia entre la placa Sudamericana y de Nazca. La flecha indica la tasa de convergencia relativa entre placas, los años la edad de la placa oceánica, las líneas de contorno la profundidad de la zona de Benioff que delimitan la geometría de la subducción. Los triángulos negros representan los volcanes activos y el triángulo rojo el volcán Misti. Modificada de Stern, 2004.

Volcán Misti.

Sobre la ZVC, se sitúan cientos de volcanes sobre una corteza anómalamente gruesa de ~ 70 km y donde la placa de Nazca subduce con una inclinación de $\sim 30^\circ$. A profundidades de 100 – 150 km, este fuerte ángulo de subducción propicia la deshidratación de la placa oceánica, provocando fusión parcial del manto y con ello la producción de magma que genera el arco volcánico (de Silva y Francis 1990; Ramos 1999; Legros 2001). El volcán Misti, se encuentra emplazado al norte de la ZVC (Figura 1), donde el frente volcánico activo está a 200 km al este de la trinchera Perú-Chile.

El volcán Misti ($16^\circ 18'S$, $71^\circ 24'W$, 5822 m s.n.m) se localiza al sur de Perú, aproximadamente a 17 km al NE de la ciudad peruana Arequipa (2340 m s.n.m.), su cráter se ubica a aproximadamente 3500 m por encima de ella. Tiene un volumen de cerca de 80 km^3 (Ruprecht y Worner, 2007). Es uno de los ocho volcanes potencialmente activos del sur de Perú, estos constituyen una cadena volcánica que del Pleistoceno superior a la actualidad incluye los siguientes: Sara Sara, Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca y Yucamani. La configuración tectónica del Misti es compleja, está rodeado por el Altiplano, la depresión de Arequipa, el volcán inactivo Chachani y el volcán extinto Pichu Pichu (Figura 2). Se ve afectado por sistemas de fallas en las direcciones NW-SE y NE-SW (Thouret *et al.*, 2001; Martelli, 2011; Rivera, 2010).

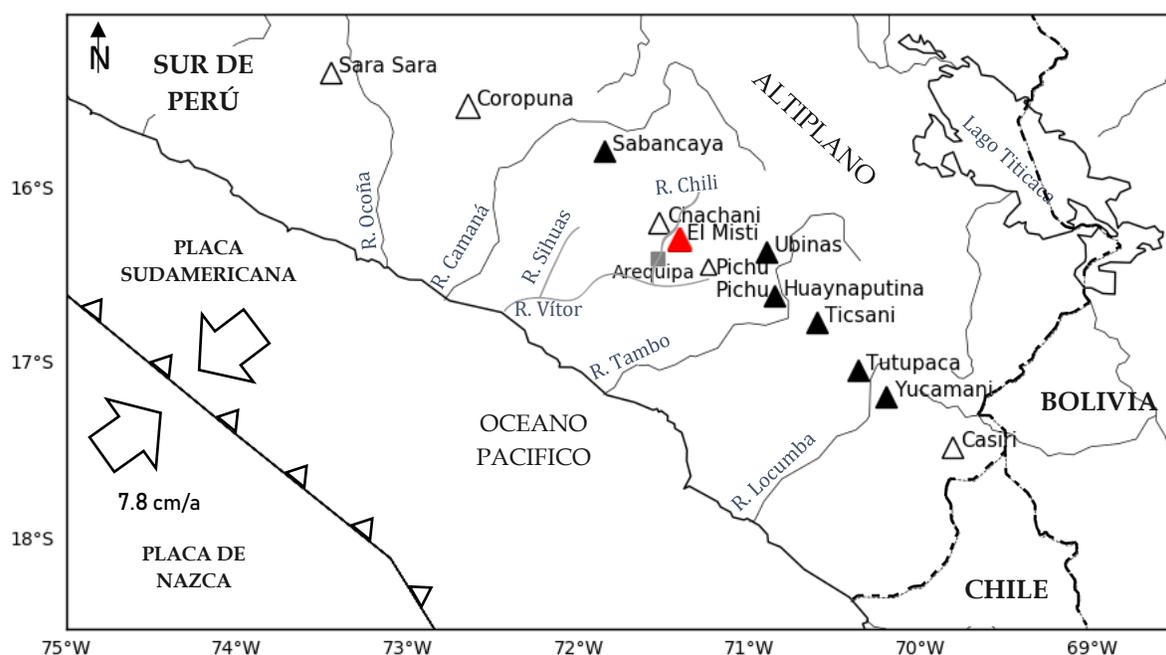


Figura 2. Localización del volcán Misti (triángulo rojo), de los volcanes potencialmente activos (triángulos negros), en la Zona Volcánica Central (ZVC) al sur de Perú, y la ciudad de Arequipa (cuadro gris).

El Misti es un estratovolcán andesítico-dacítico formado en cuatro etapas durante 833,000 años de evolución, definidas por Thouret *et al.* (2001) (Figura 3): un estratovolcán erosionado denominado Misti 1 (833 a 112 ka), al cual se superponen parcialmente los estratoconos Misti 2 (112 a 40 ka) y Misti 3 (40 a 11 ka), y en la cima Misti 4 (11 ka al presente). Dentro de la caldera de la cima se

conforman dos cráteres concéntricos, un cráter semicircular de ~900 m de ancho y un cono de escorias de ~500 m de ancho y 200 m de profundidad, que contiene un domo de lava fumarólica de 120 m de diámetro y 20 m de altura. (Thouret *et al.*, 1999; Finizola *et al.*, 2004; Rivera, 2010). El complejo está situado sobre un basamento de ignimbritas riolíticas del Neógeno (Delaite, 2003).

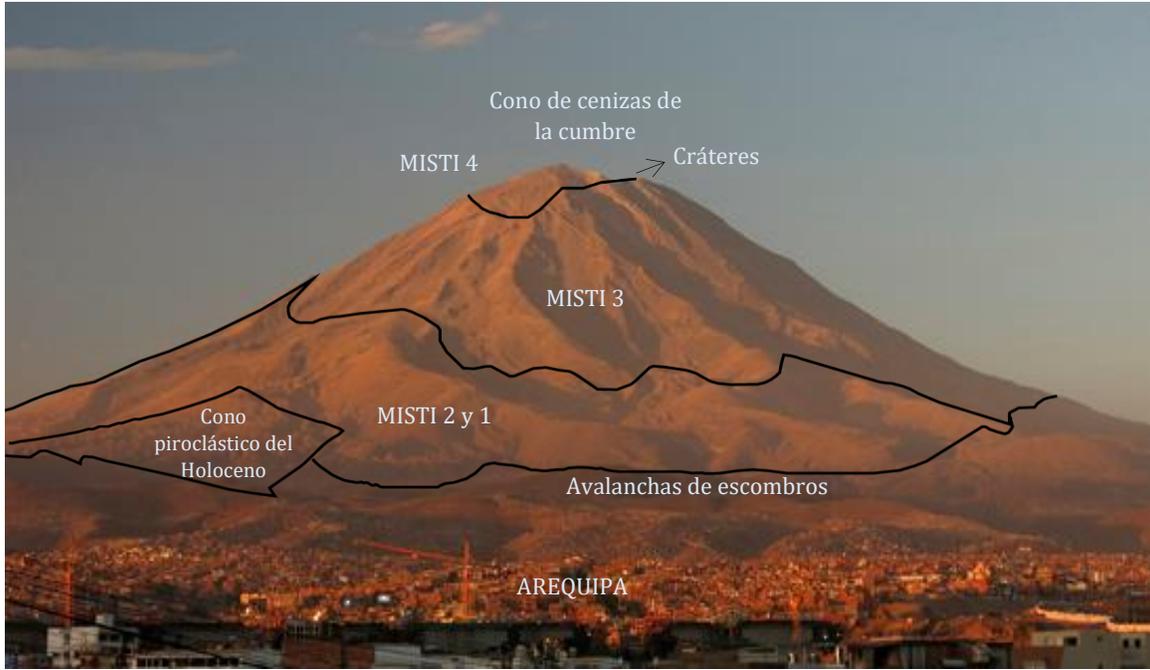


Figura 3. Conformación del volcán Misti. Modificada de Delaite, 2003. Fotografía tomada de Corentin Dérory. Fuente: Flickr.

Historia eruptiva.

Se tienen registros de algunas erupciones volcánicas por medio de recopilaciones y dataciones de depósitos. Entre 40,000 y 34,000 años grandes erupciones explosivas pudieron generar grandes cráteres y dar lugar a 4-6.5 km³ de ignimbritas dacíticas no consolidadas. Los episodios de crecimiento y destrucción de domos de lava alternaron con erupciones sub-plinianas cuya colisión de columnas generaron flujos piroclásticos. Entre 13,000 y 11,000 años las explosiones dieron lugar a la formación de una caldera en la cima. Alrededor de hace 2300 – 2050 años ocurrió el más reciente episodio de tipo sub-pliniano (VEI 4), emitió un volumen estimado de 0.7 km³ de depósitos de tefra y flujos piroclásticos y una columna eruptiva que alcanzó hasta 24 km de altura. Esta erupción formó el cráter actual del volcán. El último episodio notable fue una erupción vulcaniana (VEI 2) en el siglo XV (1440 – 1470) que produjo un volumen de tefra de 6×10^6 m³, y provocó lahares con un volumen estimado de 1.5 – 3 × 10⁶ m³. Ocurrieron eventos freáticos con actividad fumarólica y sísmica el 2 de mayo de 1677, el 9 de julio de 1784 y el 28 de julio y 10 de octubre de 1787 con VEI entre 1 y 2. Entre 1948-1949 y 1984-1985 se presentó un incremento en la actividad fumarólica (Thouret *et al.*, 2001; Delaite, 2003; Martelli 2011; Sandri *et al.*, 2014). Actualmente la actividad volcánica de El Misti es de emisión de fumarolas de alta temperatura, las cuales llegan a alcanzar entre 100 y 200 m

de altura (Martelli, 2011). Este es un indicador de que el sistema magmático está activo y de que episodios volcánicos podrían ocurrir en cualquier momento.

La cercanía del Misti con Arequipa (segunda ciudad más poblada de Perú) lo hace el principal riesgo volcánico para una población de alrededor de 1 millón de habitantes. Se trata de una ciudad que además, presenta una gran actividad económica e industrial, consolidando su importancia en la región y siendo la segunda ciudad industrial del país, después de Lima. Los principales peligros asociados a una erupción del Misti son: flujos piroclásticos, lahares, caída de tefra, derrumbes volcánicos, flujos de lavas, y gases volcánicos.

Si se presentara el caso en que la actividad eruptiva del volcán se reactivara, produciendo una gran explosión, el radio de afectación incluiría zonas con alto peligro volcánico en la ciudad de Arequipa (Mariño *et al.*, 2014), y acarrearía implicaciones concernientes a la salud pública. Se verían afectadas áreas de cultivo, e infraestructuras como hospitales, centros escolares, sectores gubernamentales, zonas industriales, comerciales y urbanizadas, así como el Sistema Hídrico que se conforma por diversas represas, y las cinco centrales hidroeléctricas de Charcani ubicadas sobre el cauce del río Chili. Esto último es uno de los principales riesgos inmediatos de una explosión: la contaminación de la principal fuente de agua de consumo humano de la ciudad. A su vez, se verían perjudicadas vías de tránsito tanto terrestres como aéreas. El Aeropuerto Internacional “Alfredo Rodríguez Ballón” podría verse afectado principalmente por la caída de tefra, imposibilitando el tráfico aéreo en la región. El funcionamiento vital de Arequipa es altamente vulnerable ante una erupción volcánica, lo que perjudicaría la economía regional, y probablemente nacional, por tratarse de la segunda ciudad con mayor aportación al PIB nacional, y por su estrecha cercanía e intercambio comercial con Chile, Bolivia y Brasil. Ante la inminencia del riesgo volcánico es importante considerar los mapas de peligros publicados y la divulgación de las medidas y planes preventivos y de acción, por parte de las instituciones correspondientes de Perú.

Capítulo 3. MARCO TEÓRICO.

3.1. ANTECEDENTES DE LA TOMOGRAFÍA USANDO RUIDO SÍSMICO Y SU APLICACIÓN EN VOLCANES.

La tomografía sísmica tiene como objetivo encontrar un modelo de velocidad para una región concreta. El término tomografía deriva del griego *tomos* que significa corte, e implica formar una imagen de un objeto a partir de cortes a través de éste (Menke, 2012). En sismología el proceso se lleva a cabo mediante la teoría de inversión geofísica. Con este procedimiento se obtienen imágenes del interior de la Tierra que describen la variación de velocidad que presentan las ondas sísmicas al atravesar diferentes materiales del subsuelo, con lo que se adquiere información de su estructura. Para llevarse a cabo se requiere de un modelo inicial que describa el área de estudio, y mediante un proceso iterativo se alcanza el modelo solución cuyos datos predichos ajusten mejor a los tiempos de viaje observados. Mediante esta inversión, el modelo obtenido determina la estructura de velocidad del medio.

Entre algunos estudios pioneros en la obtención de modelos de velocidad se tienen el de Bois *et al.* (1972) que con mediciones de propagación de ondas usando geófonos a nivel local encontraron la estructura de velocidad 2-D entre pozos en el yacimiento petrolero Lacq en Francia; Aki y Lee (1976) usaron tiempos de arribo de onda P para inferir anomalías de velocidad bajo un red sísmica en California con un método de inversión 3-D; Dziewonski *et al.* (1977) con tiempos de arribo de ondas P determinaron estructuras de velocidad en el manto terrestre a nivel global; Romanowicz (1979) infirió la estructura del manto superior bajo Estados Unidos usando tiempos de arribo de ondas P y S telesísmicas. Desde entonces los métodos para obtener tomografías se han diversificado y se han empleado para reconstruir estructuras a nivel local, regional y global (abarcando áreas continentales). A pesar de esto, el principio de tomografía sísmica es el mismo en cada caso.

Comúnmente, el método para obtener una tomografía consiste en usar tiempos de viaje de las ondas sísmicas registradas (P, S o superficiales), propagándose desde fuentes naturales (sismos) o artificiales (explosiones). En el caso de su aplicación a volcanes, de acuerdo con la intención de cada estudio, el objetivo puede ser determinar la estructura de velocidad del edificio volcánico completo, o encontrar la localización de material caliente, una posible cámara magmática, o la relación entre heterogeneidades y la actividad sísmica (Brenguier *et al.*, 2006) (Figura 4).

La aplicación de este método en volcanes se ha llevado a cabo por diversos autores, *e.g.* Brenguier *et al.* (2006) en el volcán Puy des Goules, Francia; Berger *et al.* (2011) y Kuznetsov y Koulakov (2014) en el volcán Popocatepetl, México; Koulakov *et al.* (2011) en el grupo de volcanes Kluchevskoy, Rusia. Sin embargo, esta técnica presenta algunas limitantes, como las que se listan a continuación:

- Su resolución depende de la distribución espacial y temporal de la sismicidad y las estaciones sísmicas. Lo cual presenta desventajas si la distribución de los sismos no es homogénea o los rayos sísmicos asociados están mal distribuidos en 3D. Como es necesario tener gran cantidad de sismos

(tiempos de viaje), se debe contar con mucho tiempo de registros, sobre todo en zonas poca activas. En la práctica puede ser de varios años.

- Es necesaria una precisión confiable de la localización (parámetros de la fuente) y tiempo de origen de los sismos.
- La determinación de la estructura cortical pierde resolución debido a la atenuación intrínseca y dispersión que sufren en su trayecto las ondas de alta frecuencia. En volcanes esto toma mayor importancia, debido a que las trayectorias de las ondas están limitadas a una estructura heterogénea y compleja, lo que dificulta sobre todo la determinación de la profundidad de los eventos.

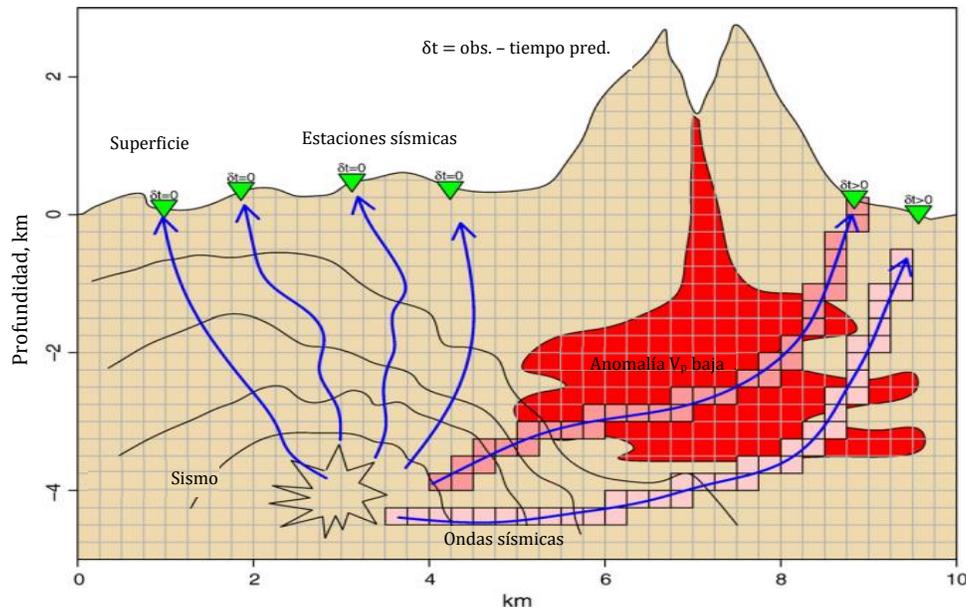


Figura 4. Diagrama que ejemplifica la tomografía sísmica usando tiempos de viaje a partir de sismos. Los rayos que tienen una trayectoria a través de la zona magmática de baja velocidad presentan un desajuste entre los datos observados y los predichos ($\delta t > 0$). La diferencia del tiempo de viaje se puede proyectar a lo largo de la trayectoria del rayo mediante la distribución de los residuales en el trayecto. De esta forma, se puede reconstruir una imagen con las variaciones correspondientes de velocidad. Modificada de Lees, 2007.

Como alternativa al uso de sismos, para obtener imágenes de la corteza, se ha sacado ventaja de las propiedades del ruido sísmico. A este método se le conoce como interferometría sísmica (Shapiro y Campillo, 2004; Wapenaar, 2010). Su principio se basa en que la derivada temporal de la correlación cruzada del ruido sísmico registrado en un par de estaciones es proporcional a la función de Green del medio de propagación (la respuesta a un impulso) (Campillo y Paul, 2003; Weaver, 2005). Es decir que una estación es considerada la fuente (Dirac) y la otra el receptor. Debido a que no hay fuente física se designa a uno de los receptores como fuente virtual (Snieder *et al.*, 2007) (Figura 5).

Las principales fuentes de ruido son superficiales (interacción entre los océanos, la atmósfera y las actividades humanas con la Tierra sólida), por lo tanto, en las correlaciones de ruido sísmico ambiental, registrado en sismómetros en superficie, predomina la componente de las ondas superficiales (Stehly *et al.*, 2006; Mordret *et al.*, 2013). Utilizando la componente vertical de los registros de ruido para realizar la correlación cruzada, se ha observado que la función de Green

recuperada contiene la firma de las ondas de Rayleigh (Shapiro y Campillo, 2004); mientras que al utilizar las componentes horizontales se pueden recuperar las ondas Love (Lin *et al.*, 2008) y las de Rayleigh.

Las ondas de superficie poseen la cualidad de ser dispersivas, es decir que su velocidad depende de la frecuencia con la que se propagan. Por medio del análisis de esta dispersión se puede delimitar la estructura del subsuelo que atraviesan las ondas (representada por la estructura de velocidad de onda S). Estas ondas superficiales se propagan a diferentes profundidades de acuerdo con su frecuencia; en general, las bajas frecuencias son sensibles a las profundidades mayores, mientras que las altas frecuencias mapean mejor las capas superficiales (Mordret *et al.*, 2013; Corchete, 2014). Por esta razón, el cálculo de la dispersión se usa con el propósito de estudiar la estructura cortical y del manto superior (Li *et al.*, 2010).

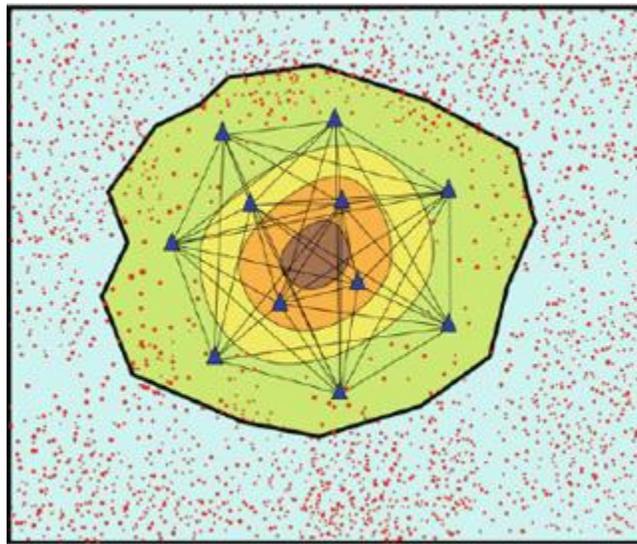


Figura 5. Esquema de la determinación de una tomografía sísmica empleando ruido sísmico. Los triángulos azules son las estaciones. Los puntos rojos son fuentes de ruido, el cual se registra en cada estación. Los rayos son las trayectorias que se obtienen al considerar una estación como receptor y la otra como fuente. Tomada de Koulakov y Shapiro (2015).

Diversos autores han usado el ruido sísmico para identificar estructuras de velocidad. El primer trabajo desarrollado en sismología usando este método fue el de Shapiro y Campillo (2004) donde demostraron la utilidad del tratamiento del ruido en la recuperación de ondas Rayleigh y la medición de curvas de dispersión entre pares de estaciones sísmicas. Posteriormente, en los estudios de Shapiro *et al.* (2005) y Sabra *et al.* (2005), se obtuvieron los primeros resultados de imágenes sísmicas en el sur de California. A partir de estas demostraciones y estudios, el método ha sido aplicado a escalas locales y regionales (*e.g.* Moschetti *et al.*, 2006; Yang *et al.*, 2007; Gaité, 2013).

Este método se ha aplicado con éxito en la obtención de imágenes tomográficas en edificios volcánicos. El primer trabajo de este tipo fue realizado por Brenguier *et al.* (2007) en el volcán Piton de la Fournaise, Francia. Posteriormente, otros volcanes han sido analizados de esta forma (*e.g.* Masterlark *et al.*, 2010 en el volcán Osmok, E.U.A; Stankiewicz *et al.*, 2010 en la caldera Lake Toba,

Indonesia; Jay *et al.*, 2011 y Jaxybulatov *et al.*, 2014 en el volcán Uturuncu, Bolivia; Luzón *et al.*, 2011 en el volcán Isla Decepción, Antártida; Spica *et al.*, 2015 en el área volcánica Lazufre, Chile; Li *et al.*, 2016 en el campo volcánico Wudalianchi, China; Obermann *et al.*, 2016 en el volcán Snæfellsjökull, Islandia; Fallahi *et al.*, 2017 en el complejo volcánico Arjuno-Welirang, Indonesia; Spica *et al.*, 2016 en el volcán Colima, México). Estos estudios validaron la aplicación de esta técnica. En cada uno se encontraron anomalías de velocidad correspondientes a sistemas hidrotermales o magmáticos, en su mayoría superficiales, que se corroboraron mediante otros estudios geofísicos o geoquímicos.

El uso del ruido sísmico en la determinación de estructuras en el interior de la Tierra presenta las siguientes ventajas:

- Se pueden controlar las ubicaciones y cantidad de las fuentes y de los receptores; la geometría de la red se puede diseñar según los propósitos del estudio.
- Se alcanza mejor resolución a nivel de la corteza, que en el caso de los volcanes es útil para identificar estructuras magmáticas a nivel superficial.
- Se necesita tomar como verdadera la hipótesis de que las fuentes de ruido están distribuidas de manera homogénea. O de otra forma, tener un medio de propagación altamente heterogéneo, lo cual se cumple en el caso de un volcán.
- No se necesita la ocurrencia de sismos para hacer la tomografía. Es útil en zonas con poca recurrencia sísmica.
- Algunos meses de datos en continuo son suficientes.
- Se puede mover la posición de las estaciones con el tiempo si faltan trayectos para tener nuevos rayos.
- Los experimentos son reproducibles.

3.2. RUIDO SÍSMICO.

Se denomina ruido sísmico a la señal incoherente de un sismograma en la que no se reconocen fases sísmicas. Es la vibración permanente de la Tierra, debida a causas naturales o antrópicas, presente en todo registro sísmico continuo. La naturaleza ininteligible del ruido sugiere desearlo, sin embargo, se ha demostrado que puede convertirse en una señal útil, y extraer de ella información del medio por el que se ha propagado.

Las fuentes que perturban el medio y contribuyen al ruido sísmico pueden ser de diverso origen, como mareas, oleadas, condiciones meteorológicas como tormentas o vientos, maquinaria pesada, tránsito vehicular, o cualquier actividad humana. Estas fuentes son difíciles de identificar en los registros por la aleatoriedad que presentan, pero se pueden clasificar en términos de su contenido de frecuencias. A bajas frecuencias (<1 Hz) las fuentes son naturales, su origen es oceánico o por condiciones meteorológicas de gran escala; a frecuencias intermedias (1 a 5 Hz) las fuentes pueden ser naturales (por condiciones atmosféricas locales) o culturales (zonas urbanas); y a altas frecuencias (>5 Hz) las fuentes son principalmente por actividades humanas, *e.g.* automóviles, motores, industria. De esta

clasificación se diferencia al microsismo, origen natural y bajas frecuencias, del microtremor, origen antrópico y de altas frecuencias (Bonney-Claudet, *et al.*, 2006).

En el dominio espectral del ruido sísmico se presentan con mayor contenido energético el microsismo primario (entre 10 – 20 s, con un pico alrededor de 15 s) y el microsismo secundario (entre 5 – 10 s, con un pico alrededor de 7 s). Ambos microsismos se generan por la interacción de la atmósfera, el movimiento oceánico y las costas. El microsismo primario involucra la interacción directa de las olas con el fondo marino superficial o con las costas, mientras que el microsismo secundario se atribuye a una interacción no lineal entre las olas directas y reflejadas por la costa. A periodos más largos que 20 s, las ondas infragravatorias y la interacción del fondo marino son el principal componente del ruido sísmico (Stehly *et al.*, 2006, Campillo *et al.*, 2011).

3.3. CARACTERIZACIÓN DEL MEDIO DE PROPAGACIÓN A PARTIR DEL RUIDO SÍSMICO.

3.3.1. Función de Green y correlación cruzada.

Se ha demostrado que a partir de un campo difuso se puede caracterizar la estructura del medio de interés entre dos receptores. Inicialmente, las propiedades de campos difusos aplicados a ondas elásticas, se describieron partiendo de conceptos teóricos y pruebas de laboratorio (*e.g.* Weaver, 1982; Weaver, 1986). Su aplicación se ha llevado a cabo en áreas como heliosismología (*e.g.* Duvall *et al.*, 1993), y posteriormente en otras, como en acústica (*e.g.* Weaver y Lobkis, 2001; Derode, 2003), en acústica marina (*e.g.* Roux *et al.*, 2004), en sismología con el uso de codas sísmicas (*e.g.* Campillo y Paul, 2003) y con uso de ruido sísmico (*e.g.* Shapiro y Campillo, 2004). En sismología la aplicación de esta teoría derivó del trabajo de Aki (1957), en el que estudió las propiedades de la correlación del ruido con el fin de recuperar propiedades de dispersión de las ondas superficiales en el subsuelo, y para ello desarrolló el método de auto-correlación espacial (SPAC).

Un campo difuso consiste de una superposición de ondas propagándose de forma caótica y aleatoria (con fases diferentes), incidiendo en todas direcciones con igual intensidad (el campo es isótropo acimutalmente), y con la misma amplitud en cada punto (el campo es espacialmente homogéneo) (Weaver, 2005; Mulargia, 2012) (Figura 6).

De acuerdo con estas características, se presentan algunas restricciones para poder considerar el ruido sísmico equivalente a un campo difuso. En sismología el campo de ondas no es precisamente difuso a escala local (Snieder y Wapennar, 2010). El ruido se compone de campos de ondas distribuidos aleatoriamente y su paso por las heterogeneidades del medio puede eliminar la condición de isotropía. Por otro lado, dado que la mayor contribución del ruido ocurre a nivel superficial, los modos con mayor sensibilidad cerca de la superficie serán los que se verán preferentemente favorecidos. Es decir que la distribución de las fuentes suele ser asimétrica acimutalmente, lo que resulta en ausencia de equipartición. En la práctica, se ha demostrado que, a pesar de no cumplirse totalmente el carácter difuso del ruido, es posible extraer la función de Green después de suficiente tiempo de propagación del campo de ondas en presencia de difracción múltiple, de manera que se estabiliza el flujo de energía

de los modos sin importar la distribución de las fuentes. O bien, asumiendo una distribución aleatoria y uniforme de las fuentes aún con ausencia de difusores (Sánchez-Sesma *et al.*, 2006; Campillo, 2006; Tsai, 2010).

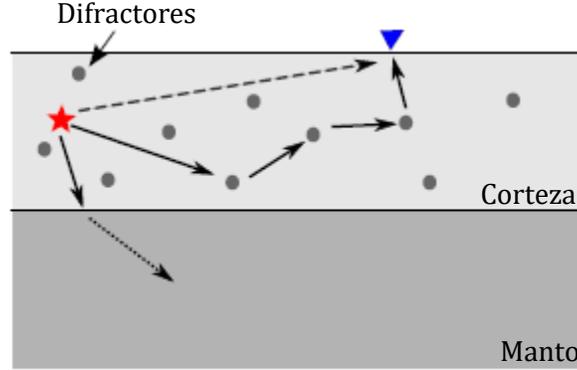


Figura 6. Representación de un campo difuso en presencia de difracción múltiple. Las ondas se propagan en todas direcciones (flechas) a través de las heterogeneidades de la corteza, formando así un campo de ondas equiparticionado. Modificada de Hadziioannou, 2011.

Partiendo de considerar al ruido un campo difuso, se puede recuperar la función de Green, o respuesta del medio a un impulso, a través de la correlación cruzada de los registros de ruido en dos puntos. De esta manera la relación que existe entre la correlación cruzada y la función de Green es la siguiente (Sabra *et al.*, 2005; Garnier y Papanicolaou, 2009):

$$\frac{\partial C_{ij}(A, B, \tau)}{\partial \tau} \approx -G_{ij}(\mathbf{r}_A; \mathbf{r}_B, \tau) + G_{ji}(\mathbf{r}_B; \mathbf{r}_A, -\tau) , \quad (1)$$

donde C es la correlación cruzada del ruido entre dos estaciones sísmicas A y B: localizadas respectivamente en \mathbf{r}_A , registrando la componente i , y en \mathbf{r}_B , registrando la componente j . La función de Green $G(\mathbf{r}_A; \mathbf{r}_B, \tau)$, relaciona el desplazamiento en \mathbf{r}_B en dirección j debido a una fuerza de un impulso unitario aplicado en \mathbf{r}_A en dirección i . El término $G_{ij}(\mathbf{r}_A; \mathbf{r}_B, \tau)$ es la parte positiva y $G_{ji}(\mathbf{r}_B; \mathbf{r}_A, -\tau)$ la parte negativa de la correlación entre los receptores A y B, esta última es la versión inversa en tiempo de $G_{ij}(\mathbf{r}_A; \mathbf{r}_B, \tau)$.

Sean los campos observados $v_i(\mathbf{r}_A, \tau)$ y $v_j(\mathbf{r}_B, \tau)$ registrados por dos sensores en \mathbf{r}_A y \mathbf{r}_B , la función de correlación cruzada C en el intervalo de tiempo $[0, T]$ con un desfase en tiempo t está dado por

$$C_{ij}(A, B, \tau) = \int_0^T v_i(\mathbf{r}_A, t) v_j(\mathbf{r}_B, t + \tau) dt . \quad (2)$$

El resultado de la correlación en tiempo presenta imperfecciones debido a la falta de isotropía del medio y a la naturaleza diversa de las fuentes de ruido (teóricamente no se comporta como un campo difuso). Si el medio de propagación es isótropo se esperaría obtener una función simétrica. Sin embargo, la correlación cruzada está en función de la orientación de los receptores con respecto a la

dirección del flujo de energía, como ocurre en presencia de heterogeneidades. Esto afecta la calidad de la función de Green y se ve reflejado en la falta de simetría entre la parte positiva y negativa, tanto en la amplitud en tiempo como en la amplitud y fase del espectro (Gouédard, 2008). Además, si la dirección predominante del flujo de energía es perpendicular con respecto al eje que forma la posición de los receptores, la parte coherente de la correlación puede resultar ininteligible (Snieder, 2004; Stehly, 2006; Garnier y Papanicolaou, 2009) (Figura 7).

Si la cobertura espacial de las fuentes de ruido es adecuada (homogénea e isotrópica), se garantiza una interferencia constructiva que mejora la calidad de la función de Green. En la práctica se han desarrollado diversos métodos para recuperar de manera óptima las ondas superficiales, como resultado de la correlación cruzada. Se lleva a cabo un preprocesamiento de los registros de ruido para disminuir factores que afecten la calidad de la correlación. En el Capítulo 4 del desarrollo de la metodología se detallan estos procesos.

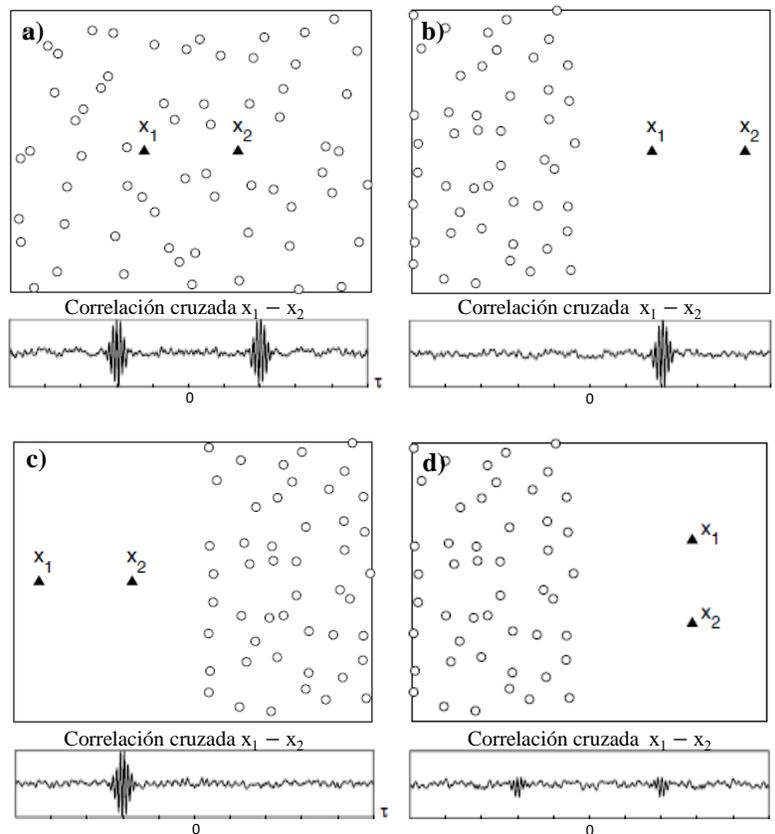


Figura 7. a) Distribución isotrópica de las fuentes de ruido alrededor de los receptores x_1 y x_2 , y correlación cruzada de los registros de ruido entre x_1 y x_2 ; la función de Green resultante es simétrica. b) y c) Distribución no homogénea de las fuentes de ruido con respecto a los receptores x_1 y x_2 , y correlación cruzada de los registros de ruido entre x_1 y x_2 ; la función de Green resultante es asimétrica. d) La distribución de las fuentes de ruido genera un flujo de energía perpendicular al eje que forman los receptores x_1 y x_2 , y correlación cruzada de los registros de ruido entre x_1 y x_2 ; se oscurece la recuperación de la señal coherente en la función de Green. Modificada de Garnier y Papanicolaou, 2009.

3.3.2. Dispersión de ondas de superficie.

La mayor energía del ruido sísmico se concentra en la banda microsísmica (5 – 20 s), proveniente de la interacción de la atmósfera y el océano a nivel superficial. Por lo tanto, la componente espectral del ruido está dominada por el modo fundamental de las ondas superficiales. En estas frecuencias la polarización es predominantemente del tipo de onda Rayleigh, pero aún contiene energía de ondas de cuerpo, e inclusive de ondas Love.

Estas ondas son generadas a partir de interferencias constructivas de ondas de cuerpo; P y SV para las ondas Rayleigh, y SH para las ondas Love. El movimiento de las primeras es elíptico retrógrado, que a profundidad cambia a prógrado, mientras que para las segundas su movimiento es lineal transversal a la propagación. Tienen la característica de disminuir su amplitud exponencialmente conforme aumenta la profundidad.

Las ondas superficiales poseen una propiedad conocida como dispersión. Esto se refiere a que su velocidad varía de acuerdo con la frecuencia y la profundidad con la que viajan por las estructuras de la Tierra. Bajo esta premisa, se puede extraer información de la dispersión de la velocidad de las ondas superficiales (en este caso contenida en la función de Green), para inferir las estructuras por las que se han propagado.

La dispersión se puede describir asumiendo la superposición de dos ondas armónicas, de manera que la forma de onda está compuesta por paquetes de onda encapsulados (Figura 8). La velocidad a la que se propaga la onda se puede expresar en términos de la frecuencia angular ω y el número de onda k en dos formas: velocidad de grupo U y velocidad de fase c . La velocidad de grupo describe la velocidad a la que viaja la envolvente de los paquetes de ondas,

$$U = \frac{d\omega}{dk}, \quad (3)$$

mientras que la velocidad de fase es que describe el desplazamiento de cada componente armónico

$$c = \frac{\omega}{k}. \quad (4)$$

La velocidad de fase es más rápida que la de grupo, y las ondas contenidas en el paquete son de periodo más corto que la envolvente. La relación entre ambas velocidades para cualquier frecuencia, se expresa como

$$U = \frac{d(kc)}{dk} = c + k \frac{dc}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda}, \quad (5)$$

donde λ es la longitud de onda. De esta relación se observa que a partir de la velocidad de fase se puede calcular la velocidad de grupo, pero no a la inversa. Cuando una onda no es dispersiva entonces diferentes longitudes de onda viajan con la misma velocidad de fase, $dc/d\lambda = 0$, y la velocidad de fase y de grupo son iguales (Stein y Wysession, 2003).

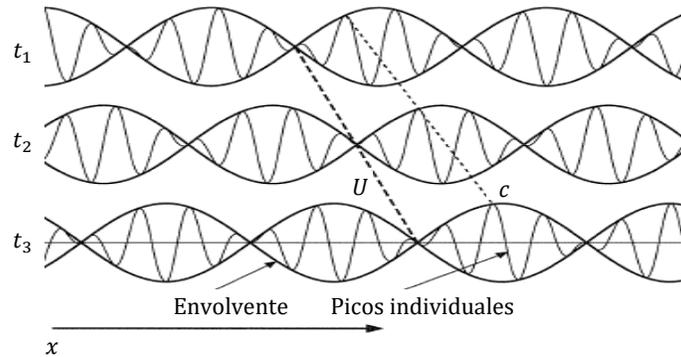


Figura 8. Superposición de dos ondas con frecuencias y números de onda ligeramente distintos, genera una envolvente con velocidad de grupo U , conteniendo ondas individuales que viajan con velocidad de fase c dentro de la amplitud de la envolvente en la dirección x . Modificada de Stein y Wysession (2003).

El estudio de la dispersión de las ondas superficiales permite obtener información estructural perteneciente a diferentes profundidades de la Tierra. En general la dispersión de las ondas Love y Rayleigh se debe que son sensibles a la velocidad de la onda S.

La energía en las ondas de superficie se propaga principalmente en la superficie libre y por las interferencias constructivas de los paquetes de onda, los cuales se mueven con la velocidad de grupo. De esta forma, la velocidad de grupo se puede calcular a partir de un sismograma o correlación de ruido. Con la aplicación de filtros estrechos se puede aislar paquetes de ondas con frecuencias centrales específicas, y la velocidad de grupo para esa frecuencia puede determinarse tras dividir la longitud del trayecto a lo largo de la superficie entre el tiempo de viaje observado. Con este análisis se generan las curvas de dispersión, que son una representación de la variación de la velocidad de grupo (o fase) con respecto a la frecuencia o periodo.

3.3.3. Formulación de la tomografía sísmica de tiempos de viaje.

La tomografía sísmica detecta la presencia de contrastes en las propiedades sísmicas del medio. Estas diferencias se ven reflejadas en los tiempos de arribo de las fases sísmicas o a través de la forma y amplitudes de las ondas sísmicas (Saygin, 2007). Usando ondas superficiales, el problema inverso consiste en inferir las propiedades del material de la tierra (velocidad anisotrópica de onda compresional o de cizalla) a partir de las mediciones de la función de velocidad de grupo o fase (Menke, 2012).

De manera general, si se asume una estructura de velocidad, dada por un conjunto de parámetros \mathbf{m} , entonces se pueden predecir los tiempos de viaje de las ondas para un arreglo dado de fuentes-receptores, que podemos expresar como un conjunto de datos \mathbf{d} . La relación entre los parámetros del modelo y los datos se expresa como

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}), \quad (6)$$

y forma la base de cualquier método tomográfico. Si el modelo inicial \mathbf{m}_0 es correcto, para un conjunto de datos observados \mathbf{d}_{obs} la diferencia entre los tiempos de arribo observados y los predichos, $\mathbf{d}_{\text{obs}} - \mathbf{g}(\mathbf{m}_0)$, es un indicativo de que tan bien el modelo actual satisface las observaciones. Si las ondas pasan por estructuras de velocidad anómalas, entonces los tiempos de viaje son perturbados y las diferencias serán significativas. Esta relación es no lineal en el caso en que el trayecto tomado por la energía sísmica es una función de la velocidad. El problema inverso consiste en manipular \mathbf{m} para minimizar esa diferencia (Rawlinson, 2000).

Para generar una imagen tomográfica a partir de los datos sísmicos se siguen los siguientes pasos:

1. Representación de la estructura: El tiempo de viaje de las ondas entre fuentes y receptores depende de la estructura del medio de propagación por lo que es necesaria una estimación inicial de los parámetros del modelo (parametrización). La manera tradicional se hace empleando una parametrización regular: por bloques con velocidad o lentitud constante, o por mallas de nodos de velocidad con funciones de interpolación específicas (como interpolaciones trilineales o B-splines cúbicos). El inconveniente de estas formas de parametrización es que la longitud mínima de la estructura permitida es invariante en el modelo, y solo permiten variaciones suaves de velocidad. Es decir, limitan el rango de la estructura que puede ser recuperada. Otra opción es emplear parametrización irregular, en las que la longitud mínima de la estructura es variable, o la parametrización adaptada, donde el proceso de inversión ajusta el número y/o ubicación de parámetros para mejorar el poder de resolución de los datos. En lugar de las parametrizaciones en bloques o mallas, se puede discretizar la velocidad en el dominio del número de onda, en lugar del dominio espacial. Esto se hace con la parametrización espectral que usa series de Fourier truncadas.

2. Solución del problema directo: Consiste en la determinación de un esquema que permita predicción de los tiempos de viaje de las ondas y el trayecto de las mismas, entre una configuración dada de fuentes-receptores. La forma en que se resuelve el problema directo afecta en cómo se recupera la estructura. Es común determinar los tiempos de viaje mediante el trazado de rayos, usando métodos de disparo (*shooting*) o doblado (*bending*). El primero consiste en calcular la ecuación del rayo a lo largo del trayecto (la ubicación de la fuente y la dirección inicial del rayo son conocidas), y el segundo ajusta la geometría de un trayecto arbitrario inicial que una la fuente y el receptor, hasta volverse un trayecto de rayo real (i.e. se satisfaga el principio de Fermat). Recientemente se han empleado otros, como el seguimiento del frente de onda a través de soluciones de diferencias finitas de la ecuación eikonal (ecuación (9)), como el *Fast Marching Method* (e.g. Rawlinson y Sambridge, 2004) y métodos de redes.

3. Solución del problema inverso: Implica ajustar los parámetros del modelo para satisfacer los datos observados, a través de la relación en la ecuación (6). Entre los métodos empleados como esquema de inversión se tienen: el método *backprojection*, métodos de gradiente (como Gauss-Newton, mínimos cuadrados amortiguados, método *subspace*) y optimización global (Monte Carlo, algoritmos genéticos y cristalización simulada).

4. Análisis de la calidad de la solución: Se hace mediante la estimación de la matriz de covarianza y la matriz resolución, asumiendo linealidad local. Una de sus dificultades es que al derivar de la

teoría lineal se vuelven menos significativos conforme incrementa la no linealidad del problema. Otra forma de hacer el análisis, se logra con la reconstrucción de modelos sintéticos mediante la geometría de fuentes-receptores usada en la inversión. Usualmente se aplica el *checkerboard test* (Spakman y Nolet, 1988; Leveque *et al.*, 1993). El criterio de calidad usado es la similitud entre el modelo recuperado y el sintético.

3.3.3.1. Inversión tomográfica.

La relación entre el tiempo de viaje y la velocidad del medio se puede escribir como:

$$t = \int_{L(v)} \frac{1}{v(x)} dl = \int_{L(s)} u(x) dl, \quad (7)$$

donde t es el tiempo de viaje, L es el trayecto del rayo, $v(x)$ es el campo de velocidad y $u(x)$ es el inverso de la velocidad (lentitud), dl es un elemento a lo largo del trayecto del rayo y la integral es tomada a lo largo del rayo, que describe una línea perpendicular al frente de onda. Esta relación es no lineal. El proceso de inversión es un intento por extraer la velocidad dados los tiempos de arribo. El tiempo de arribo de una fase sísmica se evalúa comparándolo con un modelo de velocidad de referencia, v_0 . Si suponemos que la velocidad es ligeramente perturbada en varios puntos a lo largo del trayecto por δv , de manera que $v = v_0 + \delta v$ y el trayecto modificado es $L = L_0 + \delta L = L(v_0 + \delta v)$, entonces el tiempo de viaje debido a una perturbación en el campo de velocidad, $v(x)$, es:

$$t = \int_{L_0 + \delta L} \frac{1}{v_0 + \delta v} dl, \quad (8)$$

donde $t = t_0 + \delta L$, es el tiempo de viaje de un rayo debido a la perturbación en el campo de velocidad $v(x)$. Usando series trigonométricas, ignorando los términos de segundo orden y aplicando el principio de Fermat, entonces la perturbación en la expresión del tiempo de viaje puede escribirse

$$\delta t = \int_{L_0} \delta \left(\frac{1}{v_0} \right) dl + O(\delta v^2) = - \int_{L_0} \frac{\delta v}{v_0^2} dl + O(\delta v^2). \quad (9)$$

Esta relación implica que la integración es a lo largo del rayo de referencia L_0 en lugar de a lo largo del rayo verdadero en el medio perturbado. Esta expresión constituye una relación lineal entre el tiempo de viaje perturbado y la perturbación del campo de velocidad.

Para recuperar la estructura del medio es necesario contar con combinaciones de fuentes-receptores para cubrir con rayos la región y mejorar la resolución. Para ello el modelo es dividido en celdas en 2-D o en bloques 3-D, en las que se asume que la perturbación de la velocidad es constante. La forma discretizada de la ecuación (9) para múltiples trayectos es:

$$\delta t_i = \sum_j l_{ij} \Delta u_j, \quad (10)$$

i se refiere a los diferentes tiempos de viaje usados, j es el índice de la celda, Δu_j es la lentitud del bloque j y l_{ij} es la longitud del rayo i a través de la celda j . Se vuelve indispensable usar soluciones iterativas para mejorar la solución. De esta forma la tomografía es vista como un problema inverso. El problema tiene N incógnitas (Δu_j), las celdas de anomalías de lentitud de atravesadas por un rayo. El modelo total tiene un número de M celdas, ($N < M$). El problema requiere la solución de un sistema de muchas ecuaciones lineales del tipo de ecuación (10) para las M incógnitas (Δu_j). Para que la solución esté bien condicionada, el número total de ecuaciones debe ser mucho mayor que M y cada celda debe estar atravesada en diferentes direcciones por muchos rayos. Esto implica que tengamos una distribución densa de estaciones y un gran número de fuentes (Udías, 1999)

En tomografía el problema inverso se puede plantear como un problema de optimización en el que se busca minimizar una función objetivo. Para dar solución a la ecuación (10) se propone escribir el problema inverso con el método conocido como inverso generalizado:

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm}, \quad (11)$$

donde \mathbf{d} son las perturbaciones de los tiempos de viaje (variables observadas), de longitud N , \mathbf{m} son las perturbaciones de lentitud (parámetros del modelo), de longitud M , y \mathbf{G} una matriz de $N \times M$ de longitudes de rayos l_{ij} (kernel de datos). $\mathbf{G} = \partial \mathbf{g} / \partial \mathbf{m}$ donde $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ es la predicción del modelo. La solución es $\mathbf{m}_{est} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}$ (Stein y Wysession, 2003). En los métodos de gradiente, la solución busca minimizar una función objetivo $S(\mathbf{m})$ sujeta a restricciones de regularización:

$$S(\mathbf{m}) = (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}) + \epsilon (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \eta \mathbf{m}^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m} \quad (12)$$

donde $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ son los datos predichos, \mathbf{d}_{obs} los datos observados, \mathbf{C}_d es la matriz de covarianza de datos *a priori*, \mathbf{m}_0 es la información *a priori* del modelo, i.e. el modelo de referencia, \mathbf{C}_m es la matriz de covarianza del modelo *a priori*, y \mathbf{D} es un operador de suavizado de segunda derivada. Los términos $(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)$ y $\mathbf{m}^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m}$ son de regularización, con el fin de limitar la cantidad de soluciones aceptables. ϵ y η son el factor de amortiguamiento y suavizado, respectivamente. El amortiguamiento y el suavizado gobiernan la relación entre qué tan bien la solución \mathbf{m}_{est} satisfará los datos, qué tan próximo es \mathbf{m}_{est} de \mathbf{m}_0 , y la suavidad de \mathbf{m}_{est} .

Resolviendo (12), se puede obtener la función de lentitud atribuida a cada bloque y por lo tanto se puede construir una imagen relacionada a la región de interés (Saygin, 2007; Rawlinson *et al.*, 2014).

En este trabajo se obtuvo la tomografía usando el método denominado *Fast Marching Surface Tomography*, introducido por Rawlinson y Sambridge (2004). A continuación se describen los fundamentos que sigue este método en la formulación del problema directo y la solución del problema inverso, con base en Rawlinson y Sambridge (2004; 2005), donde se pueden encontrar más detalles.

3.3.3.2. Tomografía usando el método *Fast Marching Surface Tomography*.

Se trata de un método tomográfico 2-D no lineal iterativo que permite obtener mapas de velocidad de ondas superficiales. En la solución del problema directo se emplea la técnica *Fast Marching Method* (FMM) (Sethian, 1996; Sethian y Popovici, 1999), para calcular los tiempos de viaje y el esquema de inversión utilizado es el *subspace*.

- **Problema directo: *Fast Marching Method*.**

Es un esquema numérico que busca soluciones de diferencias finitas a la ecuación *eikonal* a través de mallas de campos de velocidad. El problema de calcular los tiempos de viaje a cada punto en una malla puede plantearse en términos del seguimiento de la evolución de una interfase, propagándose monótonamente desde la fuente a través del medio. La principal ventaja de este método sobre los de trazado de rayos es que los tiempos de viaje son calculados para todos los puntos de la malla del medio (Mottaghi *et al.*, 2013).

Para un medio elástico, en el límite de las altas frecuencias, la propagación de los frentes de onda se puede describir mediante la ecuación *eikonal* como

$$|\nabla_x T| = s(x) \quad , \quad (13)$$

donde ∇_x es el operador gradiente, T es el tiempo de viaje, y $s(x)$ es la lentitud como función de la posición x . La ecuación *eikonal* no es fácilmente solucionada por métodos de diferencias finitas en presencia de discontinuidades en el gradiente, porque la ecuación requiere que $\nabla_x T$ sea definido. Una forma de imponer la estabilidad del FMM, y aminorar esta dificultad, proviene de la aplicación de la condición de entropía: la propagación del frente de onda evoluciona pasando por cada punto una sola vez. Esta condición es cumplida usando un esquema *upwind* que toma en cuenta la dirección del flujo de información, es decir de valores de T pequeños a grandes. Los nodos que se encuentran en la región *downwind* del frente de onda deberán actualizarse únicamente por los valores de tiempos de viaje conocidos de los nodos en la región *upwind*. Esto se hace mediante un enfoque de banda estrecha (*narrow band*), en la Figura 9 se representa este esquema. La evolución de la banda estrecha se hace identificando el *punto cercano* con tiempo de viaje mínimo, etiquetándolo como *punto vivo* y después denominando a los puntos vecinos como *puntos lejanos* y *cercanos*. La forma de la banda estrecha se aproxima a la forma del frente de onda, y el objetivo es propagar la banda por la malla hasta que todos los puntos sean *puntos vivos*.

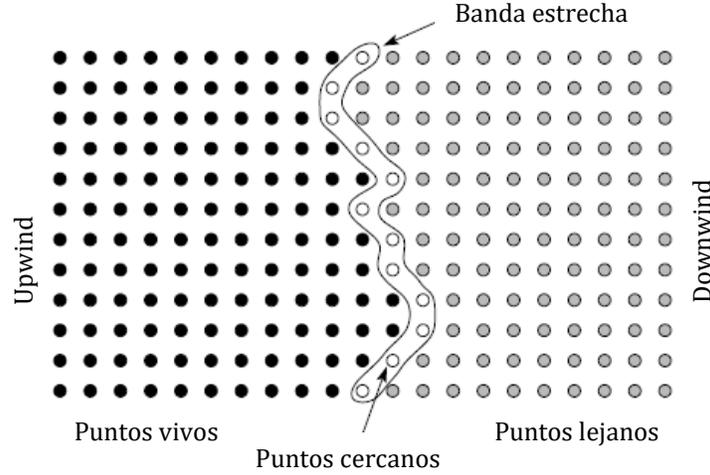


Figura 9. Principio de la banda estrecha para el seguimiento del arribo del frente de onda. Los puntos denominados *puntos vivos* están en la región *upwind* de la banda estrecha y tienen los valores correctos de tiempo de viaje; los *puntos cercanos* se encuentran dentro de la banda estrecha y tienen valores prueba calculados con los *puntos vivos* (ecuación 14); los *puntos lejanos* están en la región *downwind* y no tienen valores calculados. Modificada de Rawlinson y Sambridge, 2004.

La condición de entropía *upwind*, para el cálculo de los valores de *puntos cercanos*, puede expresarse como:

$$\left[\max(D_a^{-x}T, -D_b^{+x}T, 0)^2 + \max(D_c^{-y}T, -D_d^{+y}T, 0)^2 + \max(D_e^{-z}T, -D_f^{+z}T, 0)^2 \right]_{i,j,k}^{\frac{1}{2}} = S_{i,j,k}, \quad (14)$$

donde T es el tiempo de viaje, (i, j, k) son las variables de incremento del grid en (x, y, z) , y las variables a, b, c, d, e, f definen el orden en la precisión del operador *upwind* de diferencias finitas usando en cada uno de los seis casos. Como ejemplo se muestran los dos primeros operadores *upwind* para $D^{-x}T_i$ son:

$$D_1^{-x}T_i = \frac{T_i - T_{i-1}}{\delta x}; \quad D_2^{-x}T_i = \frac{3T_i - 4T_{i-1} + T_{i-2}}{2\delta x}, \quad (15)$$

donde δx es el espaciado de la malla en dirección x . El operador usado depende en la disponibilidad de los tiempos de viaje en la región *upwind* y el orden máximo permitido. La ecuación (15) describe el esquema de diferencias finitas para calcular nuevos valores de tiempo de viaje de cada punto de la malla, usando los valores conocidos de los puntos adyacentes. Los trayectos de los rayos pueden calcularse *a posteriori* con el campo de tiempos de viaje calculados; siguiendo gradiente de tiempo de viaje ∇T de regreso hacia la fuente.

Dentro de este método la parametrización de la velocidad se hace por una parametrización por mallas de nodos de velocidad, usando una interpolación de B-splines bi-cúbicos, la cual produce un medio de velocidad localmente controlado y suavizado.

- **Problema inverso: *subspace inversion*.**

El objetivo de la inversión con este método es determinar las perturbaciones, $\delta\mathbf{m}_n$, del modelo actual, \mathbf{m}_n , por un proceso iterativo: $\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n + \delta\mathbf{m}_n$, donde \mathbf{m}_0 es el modelo inicial. La predicción de datos a través del problema directo se resuelve después de cada cálculo del modelo, y el proceso de inversión concluye cuando los datos se satisfacen o se minimiza la función objetivo.

Este método evita la inversión de una matriz de gran tamaño a través de proyectar el problema entero en un subespacio de dimensiones pequeñas (Sambridge, 1990). En cada iteración se restringe la minimización de la aproximación cuadrática de $S(\mathbf{m})$ de un subespacio n -dimensional. Esta técnica de inversión no se restringe a una minimización 1-D en cada iteración, a diferencia de otros métodos. La minimización se hace a lo largo de varias direcciones de búsqueda que juntas conforman un subespacio del modelo. Si la función objetivo $S(\mathbf{m})$ es la expresión (12), entonces la perturbación $\delta\mathbf{m}$ que ocurre en el espacio abarcado por un conjunto de n vectores base M -dimensionales $\{\mathbf{a}^j\}$:

$$\delta\mathbf{m} = \sum_{j=1}^n \mu_j \mathbf{a}^j = \mathbf{A}\boldsymbol{\mu}, \quad (16)$$

donde $\mathbf{A} = [\mathbf{a}^j]$ es la matriz de proyección $M \times n$. La componente μ_j determina la longitud del vector correspondiente \mathbf{a}^j que minimiza la forma cuadrática de $S(\mathbf{m})$ en el espacio cubierto por \mathbf{a}^j . Donde $\boldsymbol{\mu} = -[\mathbf{A}^T(\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \epsilon \mathbf{C}_m^{-1})\mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T \hat{\boldsymbol{\gamma}}$, de manera que $\delta\mathbf{m}$:

$$\delta\mathbf{m} = -\mathbf{A}[\mathbf{A}^T(\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \epsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D})\mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T \hat{\boldsymbol{\gamma}}, \quad (17)$$

donde \mathbf{G} es la matriz de derivadas parciales Fréchet, $\hat{\boldsymbol{\gamma}}$ es el vector gradiente ($\gamma = \partial S / \partial \mathbf{m}$), S es la función objetivo. Las cantidades \mathbf{A} , $\hat{\boldsymbol{\gamma}}$ y \mathbf{G} son reevaluadas entre las iteraciones sucesivas. Todos los métodos de gradiente, como lo es el *subspace*, requieren del cálculo de la matriz Fréchet $\mathbf{G} = \partial \mathbf{g} / \partial \mathbf{m}$, la cual describe la tasa de cambio de cada tiempo de viaje con respecto a cada parámetro del modelo; su cálculo se hace al plantearse el problema directo.

La ventaja de este método es que la determinación de $\delta\mathbf{m}$ únicamente requiere la solución de un sistema de ecuaciones lineales de $n \times n$. Esencialmente este método realiza una inversión por mínimos cuadrados dentro del subespacio, abarcado por vectores que reflejan la dependencia en todas las diferentes clases de parámetros usados (Kennett *et al.*, 1988). Esto ha demostrado ser útil cuando el modelo incluye parámetros de diferente dimensionalidad.

En el proceso de inversión el método asume linealidad local, sin embargo, su aplicación repetida junto con el FMM toma en cuenta la relación no lineal entre la velocidad y los tiempos de viaje.

Capítulo 4. METODOLOGÍA.

4.1. RED SÍSMICA Y DATOS.

Para realizar este trabajo, se usaron los registros de la componente vertical de 23 estaciones sísmicas pertenecientes a una red temporal en el volcán Misti, desplegada entre marzo y diciembre de 2011. Esta red temporal, denominada MI, constó de 10 estaciones de banda ancha y 13 estaciones de periodo corto. La tasa de muestreo varía en función de la estación (100 Hz, 125 Hz, y de 250 Hz). En la Figura 10 se muestra un mapa con la localización de las estaciones. Sus coordenadas geográficas y características se enlistan en la Tabla 1.

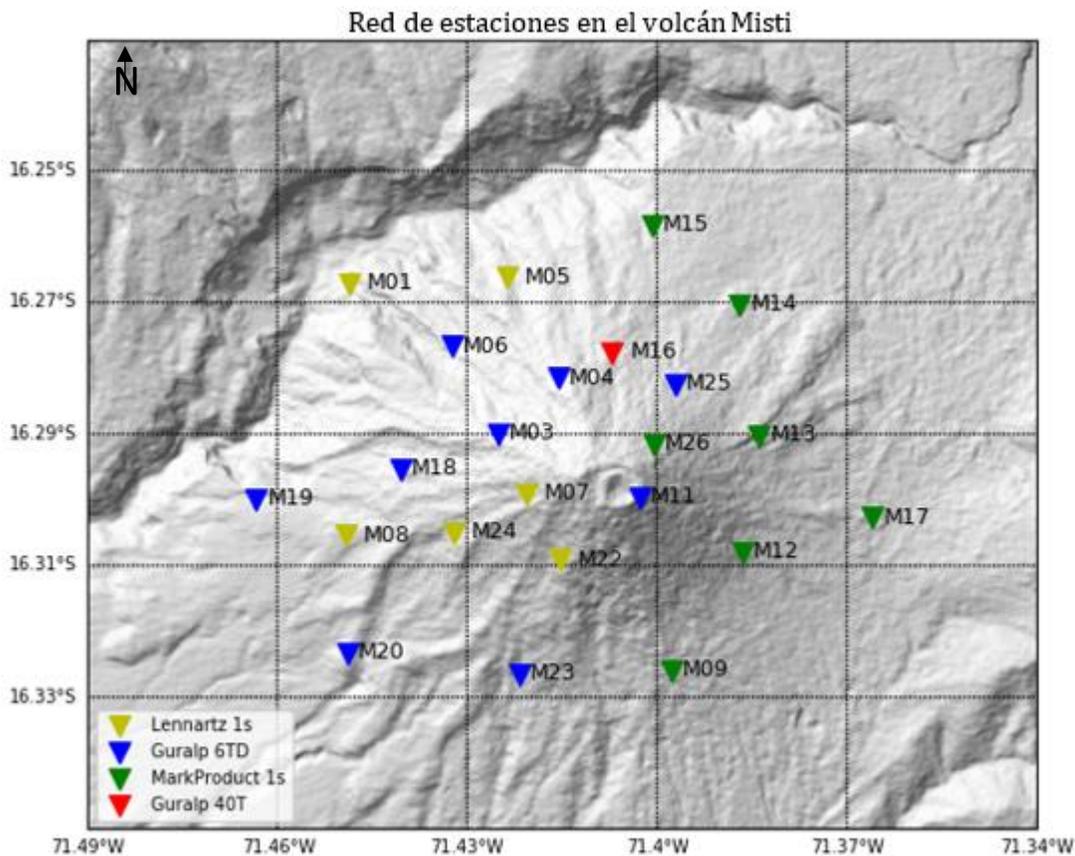


Figura 10. Red temporal de 23 estaciones en el volcán Misti. 14 estaciones de periodo corto: 7 con equipos Lennartz de 1 s (en amarillo) y 7 con equipos MarkProduct de 1 s (en verde); 9 estaciones de banda ancha: 1 con equipo Guralp 40 T de 60 s (en rojo) y 8 con equipos Guralp 6TD de 60 s (en azul).

Los equipos no registraron de manera continua, por problemas técnicos, durante los aproximadamente 10 meses en que estuvo en marcha el experimento. Por lo que hay intermitencias en tiempo en los registros de cada estación. En la Figura 11 se presenta la disponibilidad de los datos en cada estación.

Entre estaciones la distancia mínima es de 1.13 km entre M03 y M07, y la máxima de 10.38 km entre M17 y M19. El promedio de la distancia inter-estaciones se encuentra alrededor de 4 km.

Tabla 1. Coordenadas y características de los equipos de la red MI.

Estación	Latitud [°]	Longitud [°]	Elevación [m]	Sensor	Tipo*	Tasa de muestreo [Hz]
M01	-16.267	-71.448	3168	Lennartz	SP	100
M03	-16.289	-71.425	5000	Guralp 6TD	BB	100
M04	-16.281	-71.415	4943	Guralp 6TD	BB	100
M05	-16.266	-71.423	3929	Lennartz	SP	100
M06	-16.276	-71.432	4100	Guralp 6TD	BB	100
M07	-16.299	-71.420	5202	Lennartz	SP	100
M08	-16.305	-71.449	3889	Lennartz	SP	100
M09	-16.326	-71.397	4169	Mark Product	SP	125
M11	-16.299	-71.402	5683	Guralp 6TD	BB	100
M12	-16.308	-71.386	4531	Mark Product	SP	250
M13	-16.290	-71.383	4693	Mark Product	SP	250
M14	-16.270	-71.386	4288	Mark Product	SP	125
M15	-16.258	-71.400	4076	Mark Product	SP	125
M16	-16.277	-71.407	4732	Guralp 40T	BB	100
M17	-16.302	-71.366	4154	Mark Product	SP	125
M18	-16.295	-71.440	4232	Guralp 6TD	BB	100
M19	-16.300	-71.463	3510	Guralp 6TD	BB	100
M20	-16.323	-71.448	3624	Guralp 6TD	BB	100
M22	-16.309	-71.415	4923	Lennartz	SP	100
M23	-16.326	-71.421	4128	Guralp 6TD	BB	100
M24	-16.304	-71.431	4445	Lennartz	SP	100
M25	-16.282	-71.397	4764	Guralp 6TD	BB	100
M26	-16.291	-71.400	5376	Mark Product	SP	125

*SP: Periodo corto. BB: Banda ancha.

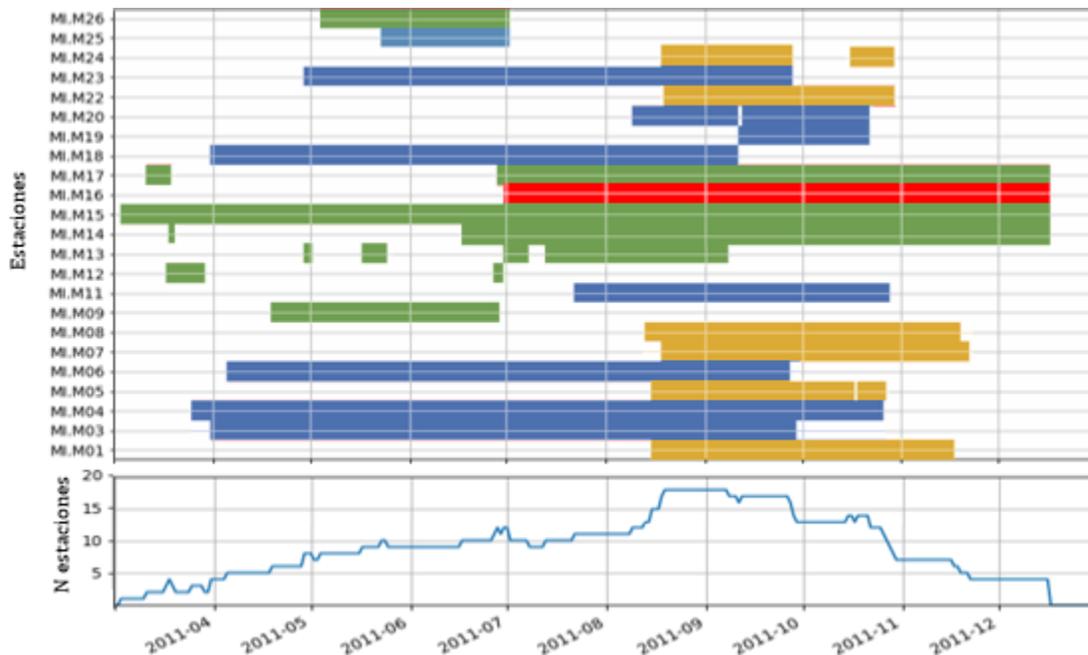


Figura 11. Disponibilidad de los datos en cada una de las estaciones de marzo a diciembre de 2011. Los días en los que hay datos se muestran con una barra de color de acuerdo con el sensor. Periodo corto: amarillo (Lennartz), y verde (MarkProduct). Banda ancha: azul (Guralp 6TD), y rojo (Guralp 40T). En el gráfico inferior se muestra el número de estaciones presentes para cada fecha.

4.2. PROCESAMIENTO.

El procesamiento que se llevó a cabo en este trabajo se basó en la metodología propuesta por Bensen *et al.* (2007) para la extracción de ondas Rayleigh. Los pasos que se siguieron en el tratamiento de los datos son los siguientes:

1. Preprocesamiento de los datos crudos:
 - a. Remoción de media y tendencia.
 - b. Corrección por respuesta instrumental y filtrado.
 - c. Re-muestreo de la señal.
 - d. Normalización temporal (1-bit) y normalización espectral.
2. Correlación cruzada y apilado.
3. Cálculo de la velocidad de grupo.
4. Inversión tomográfica.

En los apartados siguientes se describe cada uno de estos puntos.

4.2.1. Preprocesamiento de los datos crudos.

Para extraer información coherente a partir del ruido (i.e. la función de Green entre estaciones), es necesario acondicionar los registros antes de realizar las correlaciones cruzadas. Se busca reducir las incoherencias o irregularidades en la señal, debidas a los instrumentos o a la presencia de señales no deseadas como sismos.

4.2.1.1. Remoción de media, tendencia y respuesta instrumental.

Los registros no siempre están alineados en cero, y a veces derivan de manera lineal con el tiempo. Estas perturbaciones pueden corresponder a efectos instrumentales debidos a cambios de temperatura y/o presión o un instrumento no exactamente vertical. Por lo tanto, es necesario hacer correcciones por media y tendencia antes de cualquier tratamiento de la señal, como por ejemplo calcular una transformada de Fourier. La media se elimina restando a la señal su valor medio, mientras la pendiente se corrige calculando la tendencia lineal de la señal y sustrayéndola. Conjuntamente, como parte del preprocesamiento, se suele aplicar un *taper* o apodización a la señal, que consiste en multiplicarla por una función que decae a cero en sus extremos (Figura 12a-d). Para realizar la Transformada de Fourier de señales discretas y de duración finita, estas deben iniciar y terminar en cero. De esta manera, se minimizan las discontinuidades en sus extremos.

Además, los sismogramas se ven afectados por la respuesta instrumental propia de cada sismómetro. La respuesta instrumental corresponde a la función de transferencia del instrumento. Para recuperar de manera parcial el desplazamiento real del suelo se debe eliminar de la señal el efecto del sismómetro. Eso se conoce como aplicar la corrección instrumental, que consiste en transformar el sismograma mediante una deconvolución de la señal por la respuesta instrumental. Esta

deconvolución aumentará las bajas frecuencias y las altas frecuencias. Generalmente, el ruido contiene muchas bajas frecuencias que serán amplificadas por la deconvolución, por lo tanto, se deben eliminar estas mediante un filtro. Así, después de la deconvolución se aplica un filtro de modo que se pueda recuperar al máximo la señal obteniéndola en la banda de frecuencias deseada (Figura 12e). En este caso se aplicó un filtro pasa altas, para los equipos de banda ancha con frecuencia definida de corte $f = 0.03$ Hz y para los equipos de periodo corto $f = 0.2$ Hz.

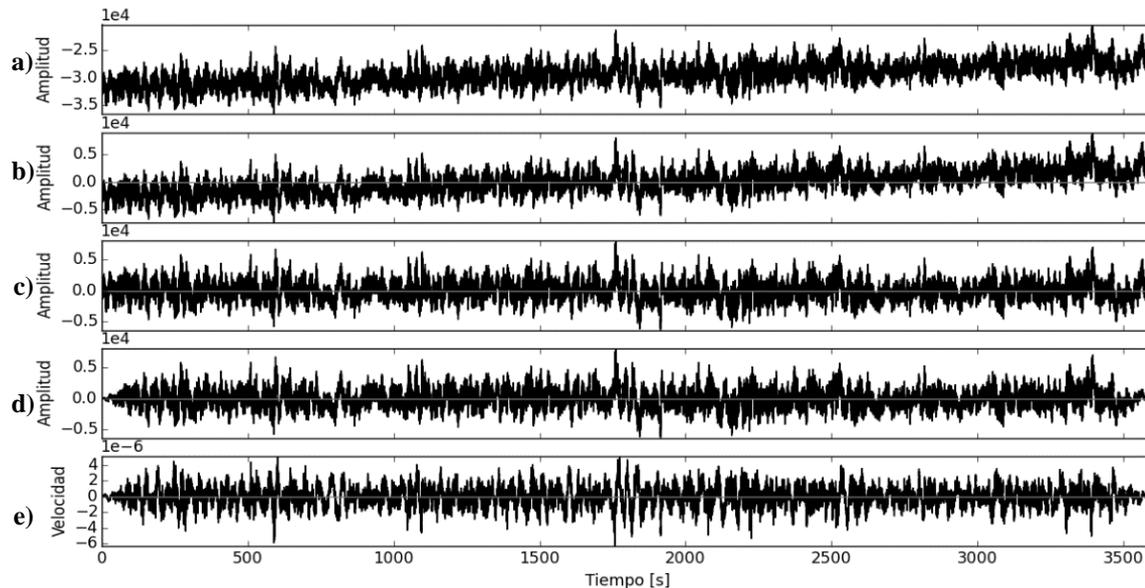


Figura 12. a) Registro de ruido en estación de banda ancha con duración de una hora. Correcciones hechas al registro original de manera consecutiva: b) remoción de media, c) remoción de tendencia, d) taper, e) remoción de respuesta instrumental y filtro pasa altas con frecuencia de corte $f = 0.03$.

En este estudio en el que se tienen equipos de banda ancha y de periodo corto (con respuestas instrumentales diferentes entre ellas (Figura 13)) es indispensable hacer la corrección instrumental para eliminar sus efectos en las señales registradas y hacerlas comparables entre todos los instrumentos. En este caso no contamos con la información de la ganancia de todos los equipos debido a que no teníamos la información completa de los mismos, como las características del sistema de adquisición o la constante de normalización. Por lo tanto, no se pudieron transformar las señales corregidas con su amplitud correspondiente. Consideramos que no es necesario tener la amplitud respectiva de cada señal corregida, puesto que se realizó una normalización temporal de la amplitud a 1 de todas ellas, previo a la correlación cruzada, con lo que se pierde la información de sus amplitudes reales. Para realizar la corrección instrumental usamos entonces un mismo factor de ganancia para los diferentes equipos.

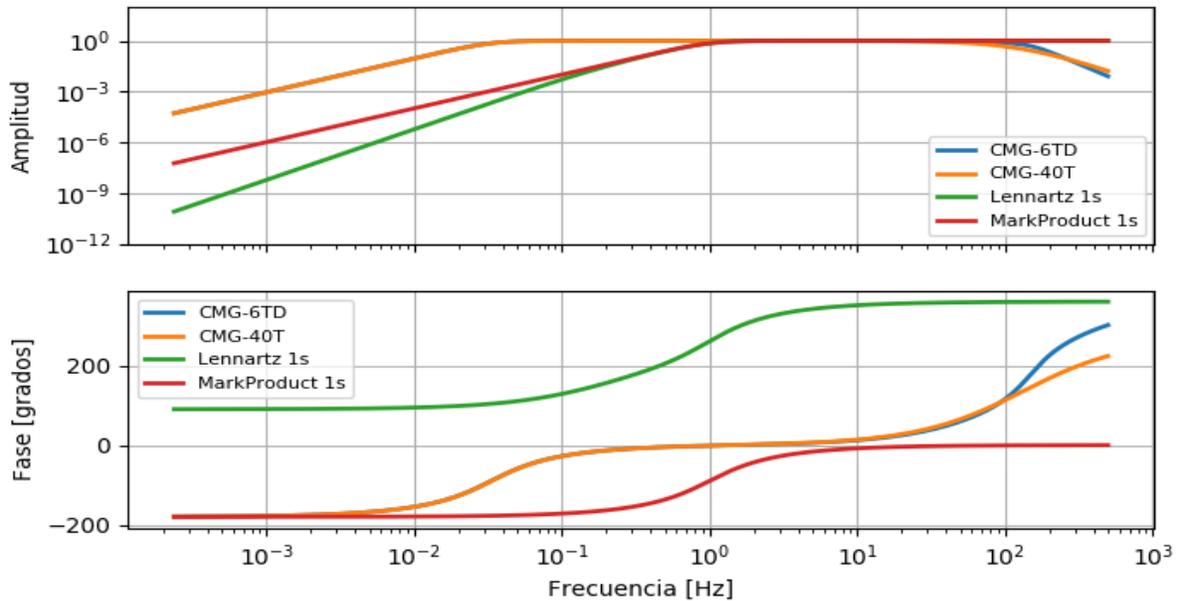


Figura 13. Respuestas instrumentales en frecuencia de los equipos utilizados.

En la Figura 13 se observa que los equipos de periodo corto cambian la fase (que hemos representado entre -2π y $+2\pi$) en un rango de frecuencias en que la fase es plana para los equipos de banda ancha. Por ejemplo, en el caso del equipo Mark Product de 1s en que la fase es negativa para las bajas frecuencias hasta ~ 10 Hz, la corrección instrumental permite obtener la señal real del movimiento del suelo en ese rango de frecuencias. La corrección de la fase se debe hacer para todas las señales, ya que esta puede cambiar con la frecuencia.

La información de la respuesta del instrumento se puede encontrar en diferentes formatos. La que se ha utilizado en el preprocesamiento es el de polos y ceros (PAZ). Es importante tener cuidado en las unidades ya que algunos constructores dan los polos y ceros en frecuencias angulares (en rad/s) y otros en frecuencias (en Hz). Hay sólo un factor de 2π entre los dos. La información de los polos y ceros de los instrumentos se presentan en la Tabla 2, en unidades de rad/s, requeridas por el software SAC utilizado para realizar la corrección instrumental. Además de los polos y ceros se requiere el valor de la ganancia total, la cual se calcula con la información del sensor (sensitividad y factor de normalización) y la ganancia del digitalizador. Con ella se puede transformar la amplitud de volts a desplazamiento en m/s. Sin embargo, como se mencionó previamente, para este trabajo no se contó con dicha información por lo que como ganancia se usó el mismo valor en todas las respuestas instrumentales de los equipos.

En la Figura 14 se compara el efecto de eliminar la respuesta instrumental, usando un registro de un sismo lejano ocurrido en la Región Kermadec de M7.6 ($d \approx 10,500$ km), entre las estaciones M15, periodo corto, y M04, banda ancha (Figura 14a). Los registros se filtraron entre 0.03 – 0.1 Hz para amplificar las bajas frecuencias pertenecientes a las ondas superficiales del sismo (Figura 14b). Se muestran las señales normalizadas a 1 debido a que no se pudo obtener la amplitud real del desplazamiento del suelo por carecer del valor de la ganancia de cada equipo. De la Figura 14b observamos que la señal en el registro de banda ancha se mantiene casi constante sin y con corrección instrumental, debido a que en ese rango de frecuencias la respuesta instrumental es plana tanto en

amplitud como en fase para ese equipo. En cambio, la señal en el periodo corto cambia de fase y amplitud entre la señal original y corregida. Al remover la respuesta del instrumento en el periodo corto se observa una señal similar, en las amplitudes tanto como en fase, con el registro de banda ancha, lo que los hace equiparables y muestra la utilidad de remover el efecto del instrumento.

Tabla 2. Polos y ceros en rad/s de cada tipo de sensor usados para la corrección instrumental.

Sensor: Guralp 6TD Periodo: 60 s		Sensor: MarkProduct Periodo: 1s	
<i>Estaciones:</i> M03, M04, M06, M11, M18, M19, M20, M23, M25.		<i>Estaciones:</i> M09, M12, M13, M14, M15, M17, M26, M27.	
POLOS 6 -1.48 x 10 ⁻¹ ± 1.48 x 10 ⁻¹ j -3.9196 x 10 ² ± 8.5069 x 10 ² j -471.24 -2199.1	ZEROS 2 0 0	POLOS 2 -4.443 ± 4.443 j	ZEROS 2 0 0
Sensor: Guralp 40T Periodo: 60s		Sensor: Lennartz Periodo: 1s	
<i>Estaciones:</i> M16.		<i>Estaciones:</i> M01, M05, M07, M08, M22, M24.	
POLOS 5 -1.486 x 10 ⁻¹ ± 1.486 x 10 ⁻¹ j -502.65 -1005 -1131	ZEROS 2 0 0	POLOS 3 -4.44 ± 4.44 j -1.083	ZEROS 2 0 0

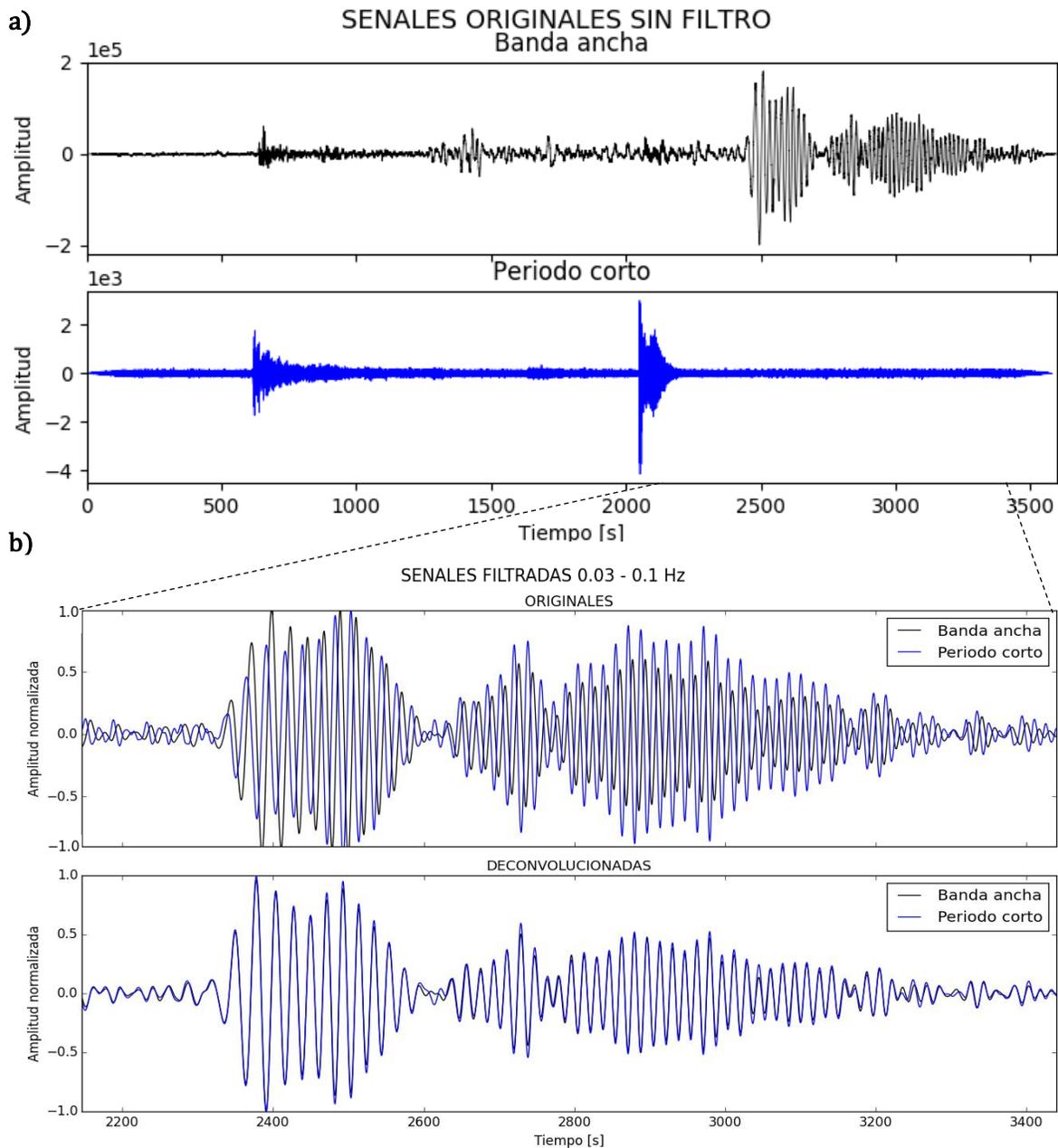


Figura 14. Comparación entre registros del sismo de Kermadec M7.6, en un equipo de banda ancha y uno de periodo corto. a) Señales originales, corregidas por media, tendencia y taper, sin filtro ni corrección instrumental. b) Ampliación de las ondas superficiales del sismo lejano registradas en el banda ancha y periodo corto, antes y después de la corrección instrumental; en ambos casos se aplicó un filtro entre 0.03-0.1 Hz. *Superior:* Señales originales, antes de la corrección instrumental. *Inferior:* Señales después de eliminar la respuesta instrumental. Se observa el efecto de la corrección de la fase sobre todo, y en menor medida en amplitud relativa también.

4.2.1.2. Re-muestreo.

El principal objetivo del re-muestreo de la señal es disminuir el tiempo de cómputo en el procesamiento de las señales y tener el mismo muestreo para todas las estaciones para poder calcular las correlaciones cruzadas. En este caso se disminuyó la tasa de muestreo de cada registro y se igualó entre ellos. De 100, 125 y 250 Hz se convirtió a una tasa de muestreo de 25 Hz, que está por debajo de la frecuencia de Nyquist de cada señal ($f_N = 1/2\Delta t$), y es suficiente para obtener una banda amplia de frecuencias para las curvas de dispersión.

4.2.1.3. Normalización temporal 1-bit.

Se trata de normalizar los registros de ruido en el dominio del tiempo con la finalidad de equilibrar las amplitudes que afectarían el resultado de la correlación cruzada. Por ejemplo, es una manera simple de eliminar los sismos (por lo menos sus amplitudes, porque el contenido frecuencial se guarda en gran parte). Por ejemplo, los sismos cuyas amplitudes están por encima del nivel de ruido representan un impedimento en el procesamiento automático de los datos. El efecto que tienen en las correlaciones es enmascarar la contribución de señales coherentes de menor amplitud, dentro de las amplitudes predominantes de estos.

Existen diferentes métodos para realizar la normalización temporal, Bensen *et al.* (2007) consideran cinco diferentes métodos para remover sismos de forma automática. El utilizado en este trabajo es el denominado 1-bit. Este procedimiento de normalización, consiste en tomar únicamente el signo de la señal, reemplazando por 1 las amplitudes positivas y por -1 las amplitudes negativas (Figura 15). Tiene la ventaja de implementarse fácilmente. Ha sido usado en diversos trabajos (*e.g.* Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004).

4.2.1.4. Normalización espectral.

Se refiere a la normalización en el dominio de las frecuencias, y se conoce también como blanqueamiento espectral (*whitening*). El ruido ambiental no es plano en las frecuencias, presenta picos en ciertos periodos (picos microsísmicos primario y secundario alrededor de 15 y 7 s, respectivamente). Así como la normalización temporal homogeneiza las amplitudes en tiempo, el objetivo de esta normalización es suavizar el espectro, de manera que se evite que señales con mayor amplitud espectral enmascaren a las de menor. Se busca que el contenido de frecuencias de las correlaciones sea lo más homogéneo posible para obtener ondas superficiales en una banda ancha de frecuencias. Dentro de esta serie de procesamientos, el blanqueamiento consiste en calcular el espectro de la señal normalizada temporalmente (1-bit), dividirla entre el mismo espectro suavizado, y regresar la señal al dominio temporal.

En la Figura 15 se presentan los registros normalizados: el registro original, el registro normalizado por 1-bit, y el registro con el blanqueamiento espectral (después del 1-bit), así como el espectro de amplitud correspondiente a cada señal. En el registro de ruido sobresalen las amplitudes de un sismo, y en el dominio de las frecuencias predominan las amplitudes de los picos microsísmicos. Al aplicar ambas normalizaciones, se puede observar que en el dominio temporal el efecto de la amplitud del

sismo se ve disminuido. Por otro lado, en el dominio de las frecuencias, el espectro predominado por la energía de la microsismicidad se homogeneiza.

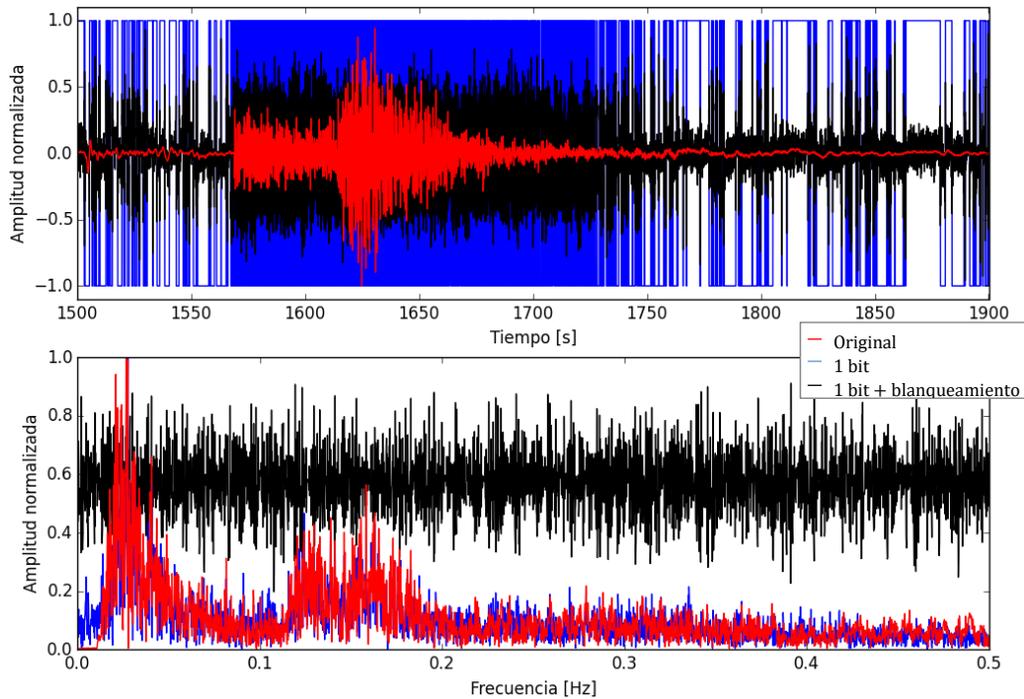


Figura 15. Procesos de normalización temporal (1-bit) y blanqueamiento espectral. En rojo se presenta la señal original, en azul la señal con la normalización 1-bit, y en negro la señal con normalización 1-bit y blanqueamiento espectral. *Superior*: Señales en el dominio temporal. *Inferior*: Señales en el dominio de las frecuencias.

Para mostrar el efecto de estas normalizaciones en la obtención de la correlación cruzada, se calculó la correlación entre las estaciones M04 y M11 apilada por 7 días, con y sin haber aplicado la normalización 1-bit y el blanqueamiento espectral (Figura 16b). En la Figura 16a, se muestra el registro de la señal durante los 7 días en la estación M04. En ella se observa la presencia de sismos con amplitud considerable sobre el nivel del ruido. Se puede apreciar que en la correlación sin haber aplicado las normalizaciones destaca la presencia de bajas frecuencias y la forma de las ondas no está bien definida. Esto se debe a que la amplitud y frecuencia de los sismos presentes predomina en el resultado.

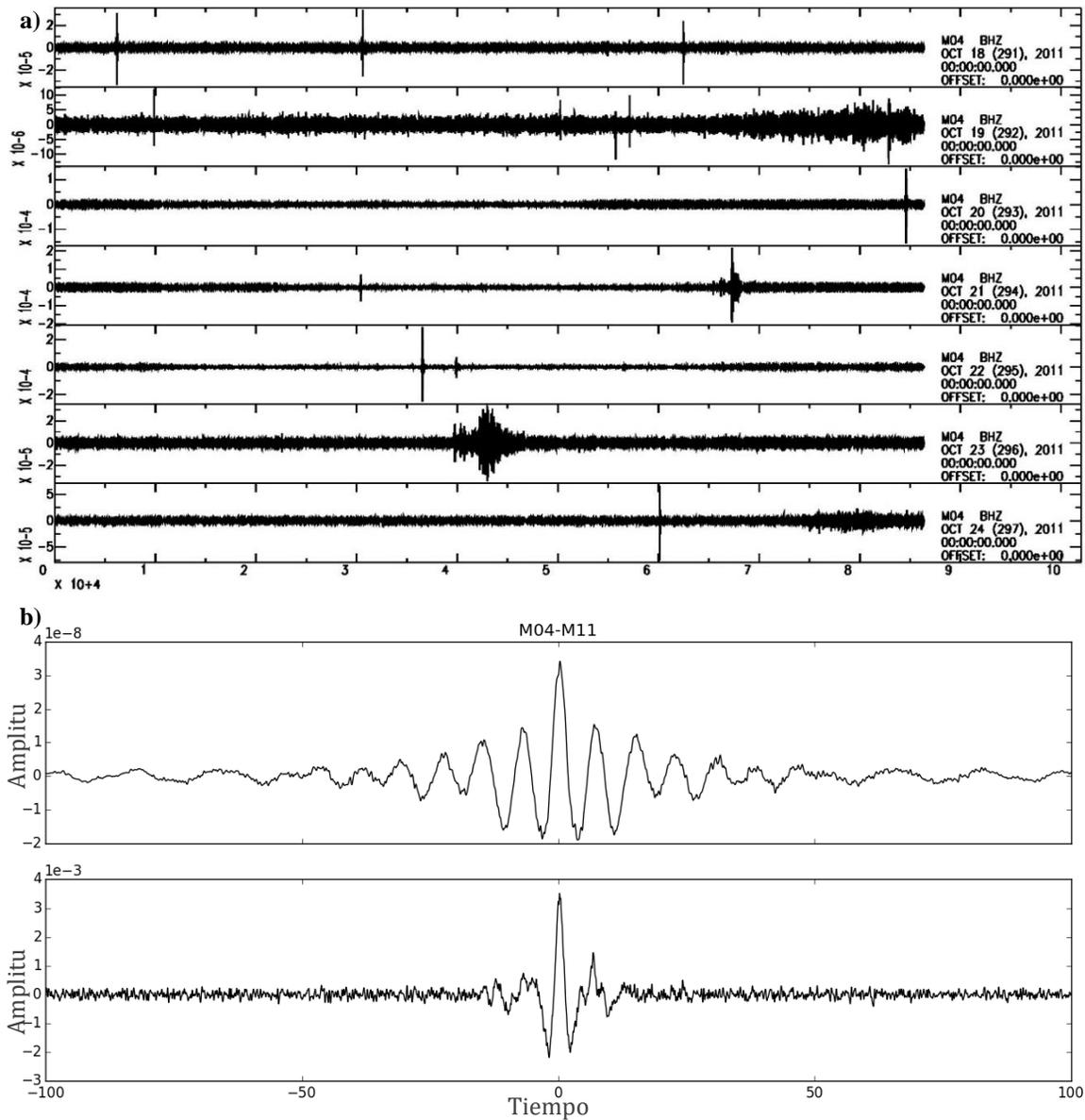


Figura 16. a) Registros de ruido de los 7 días en la estación M04. b) Apilado de 7 días de la correlación cruzada entre las estaciones M04-M11 filtradas entre 0.15-3.0 Hz. *Superior*: Correlación sin normalización temporal 1-bit ni blanqueamiento espectral. *Inferior*: Correlación cruzada con normalización temporal 1-bit y blanqueamiento espectral de los registros, antes del cálculo de la correlación cruzada.

4.2.2. Correlación cruzada y apilado.

El siguiente paso consiste en calcular la correlación cruzada y su apilado para obtener la Función de Green del medio entre pares de estaciones. El procesamiento hasta este punto, junto con el apilado, se realizó utilizando el paquete *MSNoise* (Lecocq *et al.*, 2014).

La correlación cruzada se calcula en el dominio de las frecuencias, como el producto de la transformada de Fourier de una serie temporal $x(t)$ por el complejo conjugado de la transformada de Fourier de otra serie $y(t)$. Es decir:

$$C(f) = X^*(f) \times Y(f), \quad (18)$$

de donde se obtiene $c(t)$ regresando al dominio del tiempo $C(f)$.

En este estudio se obtendrían 253 ($= 23 \times 22/2$) correlaciones cruzadas diferentes para ondas de Rayleigh, con las 23 componentes verticales de las estaciones con que se trabajó. Sin embargo, en este experimento temporal realizado en 2011, las estaciones no siempre funcionaron simultáneamente sino en ocasiones en intervalos de tiempo diferentes. Entre algunos pares de estaciones sólo se tuvieron días de coincidencia y en otros casos hasta 6 meses. Por esta razón el cálculo total de correlaciones fue 211.

A priori no conocemos el contenido de frecuencias que van a tener las funciones de Green. Por eso su cálculo se hizo en dos pasos. Primero se calcularon todas las correlaciones cruzadas en una banda amplia de frecuencias. Se determinó en qué banda de frecuencias las funciones de Green tenían energía. Una vez conociéndola, se recalcularon de nuevo todas las correlaciones cruzadas en este rango de frecuencias, lo que mejora las funciones de Green. En este proceso los registros se filtraron en una banda de 0.15 a 3 Hz, y se hizo la correlación cruzada en ventanas de 15 minutos sin traslape.

Se apilaron las señales de cada par de estaciones con la finalidad de amplificar la parte coherente de la correlación (ondas Rayleigh) y mejorar la razón señal/ruido. Se hizo el apilado como un apilado lineal, es decir una suma lineal de las señales, promediada entre el número de correlaciones añadidas.

Como se describió en el Capítulo 3 las propiedades de la correlación cruzada permitirían obtener una función de Green simétrica en tiempo, con una parte positiva y otra negativa (comúnmente llamadas parte causal y acausal). Estas representan las ondas viajando en direcciones encontradas entre las estaciones. En este trabajo la distancia entre estaciones es pequeña, de 1 a 10 km, por lo que el tiempo de viaje de las ondas es corto y genera que el resultado de la correlación se vea cerca de cero. En la Figura 17 se muestra el resultado de la correlación cruzada entre las estaciones M04 y M15 con un apilado de 7 días, 1 mes, 3 meses y 6 meses. Se observa que con los 7 primeros días de apilado ya se obtiene la función de Green (no es muy diferente en forma a la correspondiente a la de 1, 3 o 6 meses), salvo el ruido de alta frecuencia. El apilar por más tiempo disminuye el ruido de altas frecuencias de la señal, que generalmente no se usa en nuestro trabajo. En este caso, para una distancia inter-estación (M04 y M15) de 3 km, 7 días de datos en continuo es suficiente para obtener una buena aproximación de la función de Green.

El empleo de la correlación cruzada de ruido sísmico en este tipo de estudios implica que sea estable con el tiempo. Es decir, que las propiedades del medio se mantienen invariables y que las fuentes de ruido son distribuidas en los mismos sitios. Corroboramos esto mostrando el apilado por meses de dos pares diferentes de estaciones como se muestra en la Figura 18. Se observa la estabilidad de la función de Green, que a pesar de variar en algunos casos mantiene su estabilidad con el tiempo.

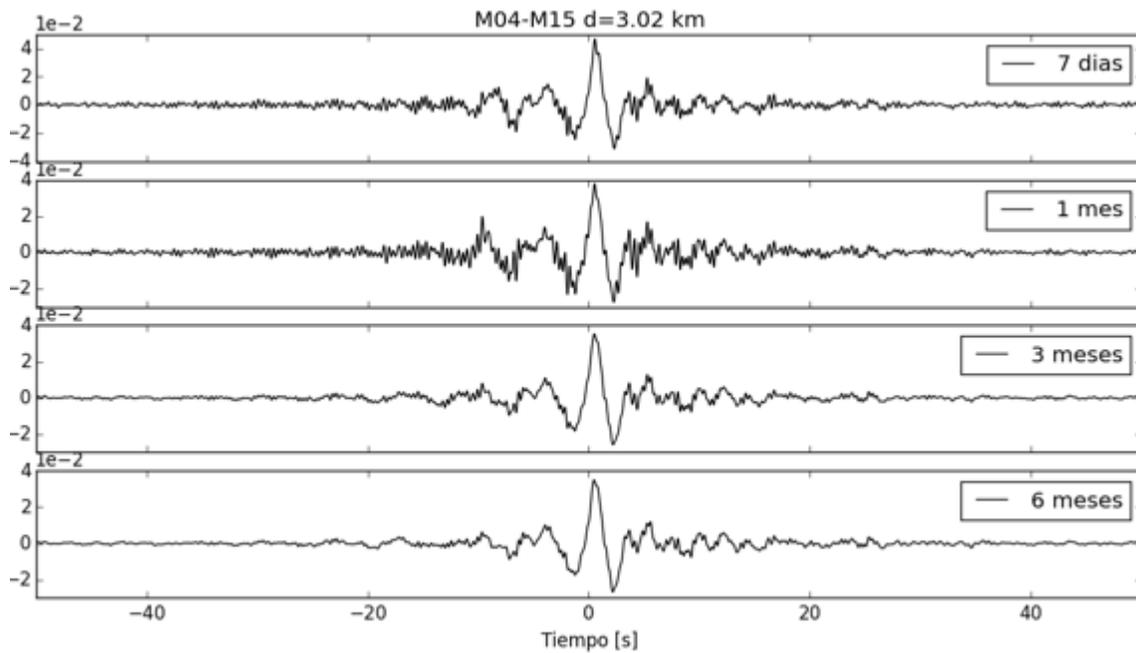


Figura 17. Apilado de 7 días, 1 mes, 3 meses y 6 meses de la correlación cruzada entre las estaciones M04 y M15.

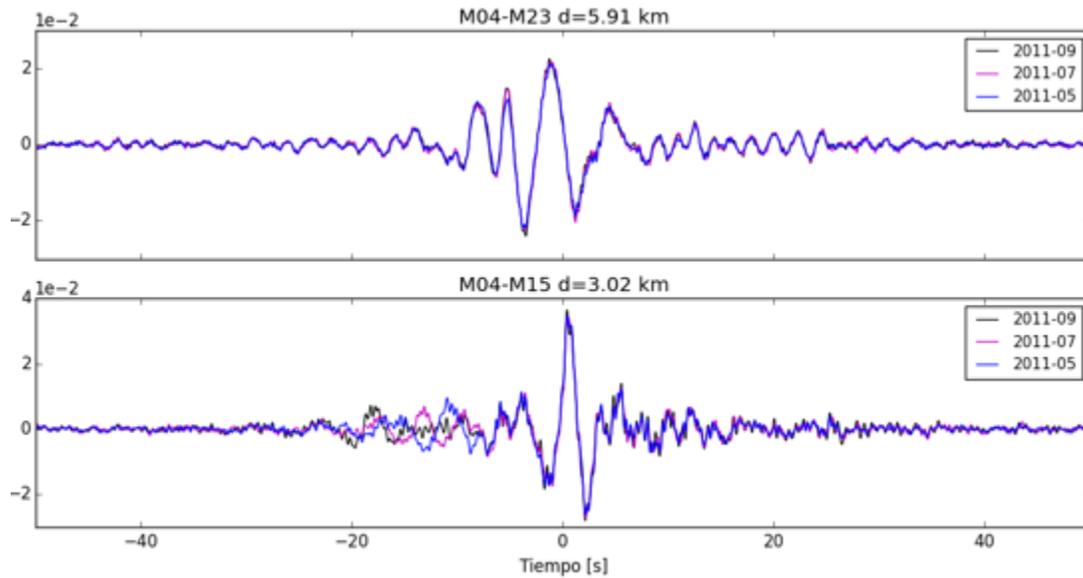


Figura 18. Correlaciones cruzadas por mes (05, 07, 09) para dos pares de estaciones diferentes: M04 y M23; M04 y M15. Las correlaciones se preservan invariables en los distintos periodos de tiempo.

En la Figura 19 se presentan los resultados obtenidos de las 211 correlaciones cruzadas por pares de estaciones.

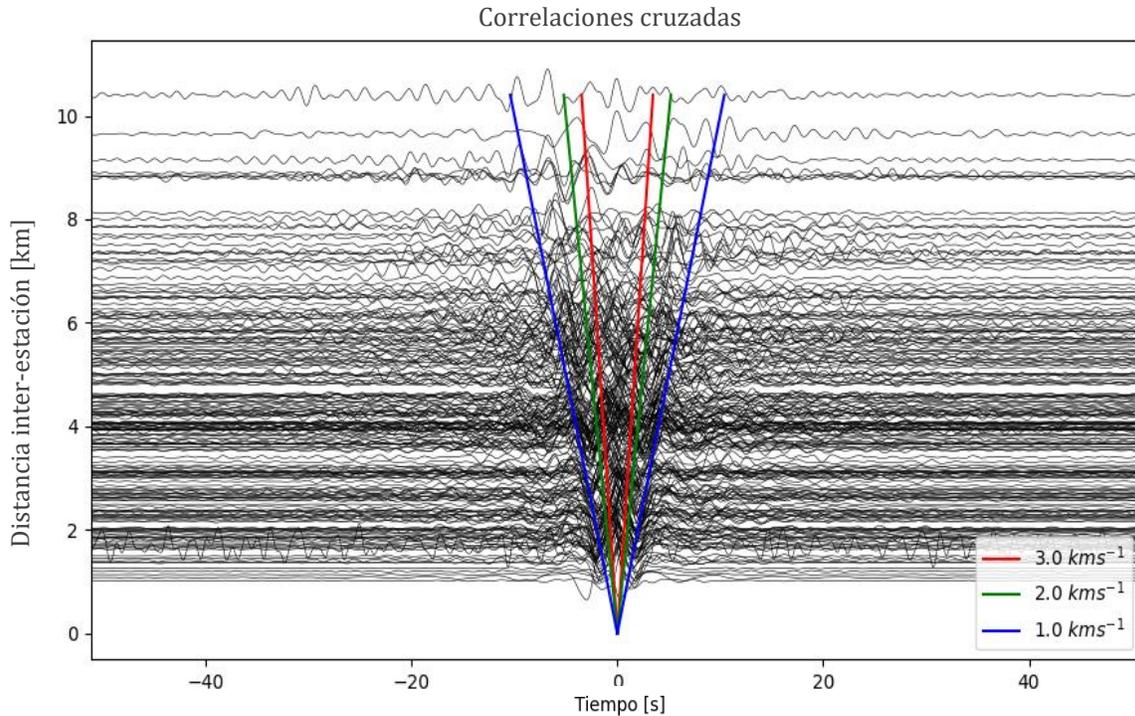


Figura 19. Correlaciones cruzadas apiladas para cada par de estaciones. Filtradas entre 0.15 – 1.0 Hz

4.2.3. Cálculo de la velocidad de grupo.

El estudio de la propiedad dispersiva de las ondas superficiales, descrita en el Capítulo 3, permite que pueda calcularse la velocidad de grupo a la que se propagan estas ondas y así inferir la naturaleza del medio que atraviesan. Partiendo de que se han extraído las ondas de Rayleigh de la función de Green, podemos entonces hacer el análisis de su dispersión. El tiempo de propagación que le toma a las ondas viajar entre dos estaciones, está relacionado a la velocidad de los materiales atravesados y a la longitud del trayecto que toma el flujo de energía.

4.2.3.1. Método FTAN.

La velocidad de grupo, es decir, la velocidad a la que se propaga el paquete de ondas, se obtiene a partir del cálculo del tiempo de arribo de la amplitud máxima de la envolvente de la señal (en este caso de la función de Green), filtrada en diferentes bandas estrechas de frecuencias con una frecuencia central. La distancia inter-estación se divide entonces entre el pico de la envolvente y se obtiene la velocidad de grupo para la frecuencia central establecida. Este método es conocido como técnica de filtrado múltiple o FTAN (*Frequency Time Analysis*) (Dziewonski *et al.*, 1969; Levshin *et al.*, 1989).

Este proceso se hizo siguiendo los siguientes pasos (Campillo *et al.*, 1996): a) cálculo de la transformada de Fourier $K(\omega)$ de la señal a analizar $s(t)$; b) multiplicación del espectro $K(\omega)$ por un filtro gaussiano en frecuencia $H(\omega)$, definido como:

$$H(\omega) = e^{-\alpha\left(\frac{\omega-\omega_0}{\omega_0}\right)^2}, \quad (19)$$

donde ω_0 es la frecuencia central del filtro y α el parámetro del ancho de banda relativo, que limita el decaimiento del filtro y controla la resolución; y c) cálculo de la transformada de Fourier inversa para regresar la señal filtrada al dominio del tiempo $s(\omega_0, t)$ dependiente de la frecuencia ω_0 . El filtro gaussiano es comúnmente usado para este proceso debido a que tiene la cualidad de no desfasar y no favorecer el fenómeno de Gibbs. La señal filtrada tendrá una envolvente con amplitud $A_s(\omega_0, t)$, cuyo máximo está definido en el tiempo $\tau(\omega_0)$, que es el tiempo en que arriba el paquete de ondas superficial. En este caso la envolvente de la señal se calculó usando la transformada de Hilbert.

El filtro se aplica sucesivamente con diferente frecuencia angular central ω_0 , de manera que para cada frecuencia se obtiene un tiempo de arribo diferente. Es conveniente utilizar la representación periodo – velocidad de grupo, mediante las siguientes relaciones:

$$T = \frac{2\pi}{\omega_0}; \quad u = \frac{r}{t}, \quad (20)$$

donde T es el periodo, u es la velocidad de grupo a ese periodo y r es la distancia conocida entre el par de estaciones correspondiente. De esta forma, podemos obtener la velocidad de grupo $U(T)$ en función del tiempo de la dispersión de grupo $\tau(T)$:

$$U(T) = \frac{r}{\tau(T)}. \quad (21)$$

Gráficamente se obtiene una representación de $A_s(T, U)$ en el plano definido por periodo – velocidad de grupo. Se selecciona el máximo de la amplitud a cada periodo, determinándose a su vez la velocidad correspondiente a este. De esta manera se define una curva de dispersión, la cual contiene la información de la velocidad de grupo en un periodo determinado.

4.2.3.2. Curvas de dispersión.

En este trabajo el análisis de la dispersión de velocidad de grupo se hizo para ambos lados de la función de Green (parte positiva y negativa), y se conservó la curva de dispersión mejor definida. Su cálculo se hizo usando el código desarrollado por Granados (2018). Por la corta distancia entre estaciones, el análisis de la dispersión no fue exitoso en todos los casos. De las 211 curvas de dispersión obtenidas, se desechó el 44% debido a que presentaron mala calidad. Esto ocurrió sobre todo en los casos en que la distancia entre estaciones fue de ~ 1 km, o por casos anómalos en los que la velocidad incrementaba muy rápidamente de un periodo a otro.

La selección de las curvas se hizo para periodos de entre 1 y 5 s, y las velocidades de grupo encontradas fueron de hasta ~ 3.2 km/s. En la Figura 20 se muestran algunas funciones de Green y sus respectivas curvas de dispersión obtenidas. Bensen, *et al.* (2007) establecieron que una relación confiable de la medición de la dispersión cumplía con $T < d/3v$; donde v es la velocidad, d la distancia inter-estación, y T el periodo. De esta forma se delimitaría el rango que se puede alcanzar

con las curvas de dispersión. En las curvas de dispersión de la Figura 20, se presentan curvas en blanco que representan las relaciones $v = d/T$, $v = d/2T$, y $v = d/3T$, a modo de referencia, pero en la mayoría de los casos se define la curva de dispersión más allá de ellas, por lo que nos guiamos en las observaciones al momento de seleccionarlas.

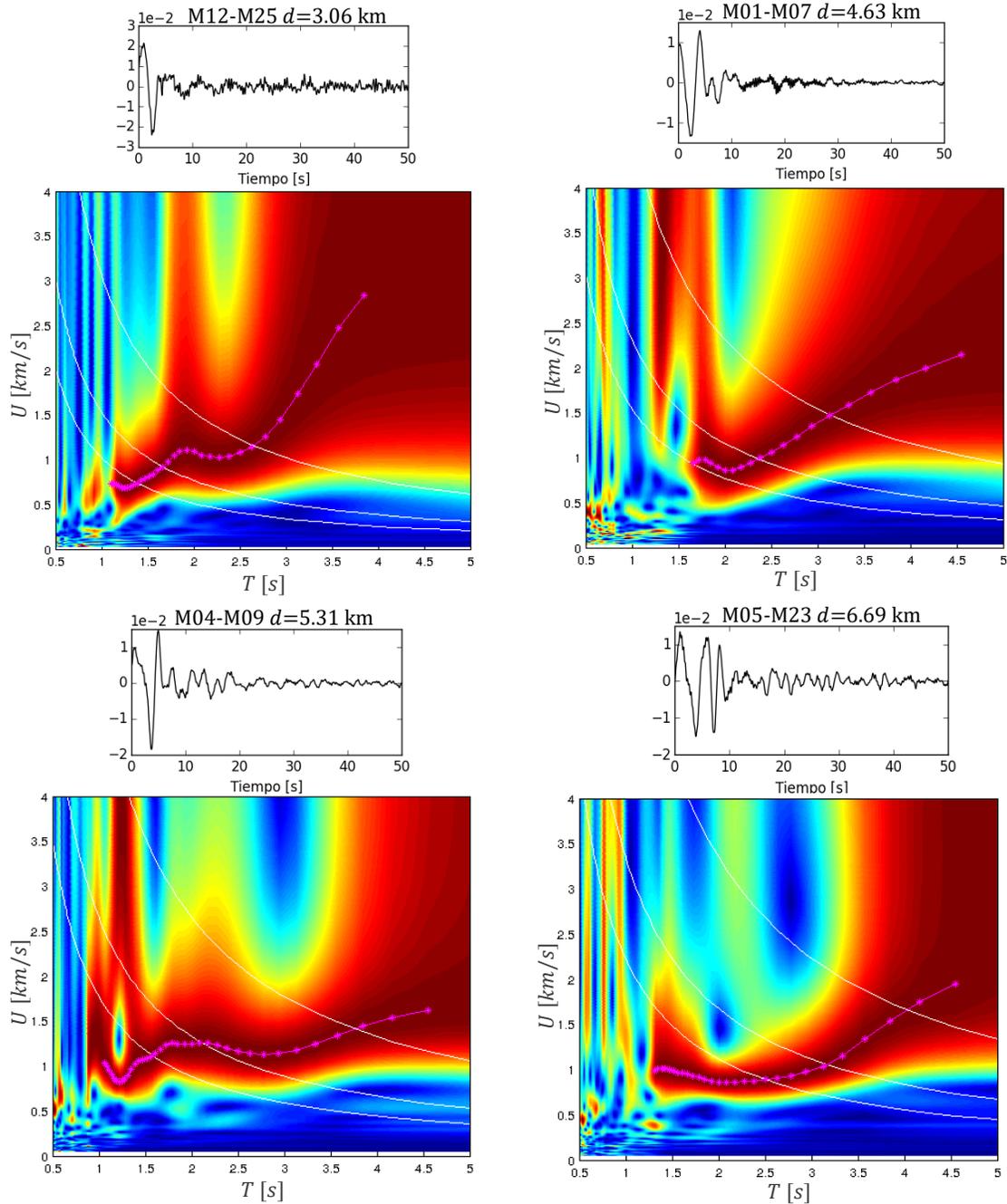


Figura 20. Curvas de dispersión y función de Green entre pares de estaciones distintas a diferentes distancias.

También se presentan los ejemplos de curvas desechadas o que no pudieron ser determinadas en la Figura 21. Se presentaron casos en que el comportamiento de las curvas se extendía de manera indeterminada por lo que se decidió cortar el periodo máximo entre 4 y 4.5 s. Las 118 curvas de dispersión de ondas Rayleigh obtenidas se muestran en la Figura 22.

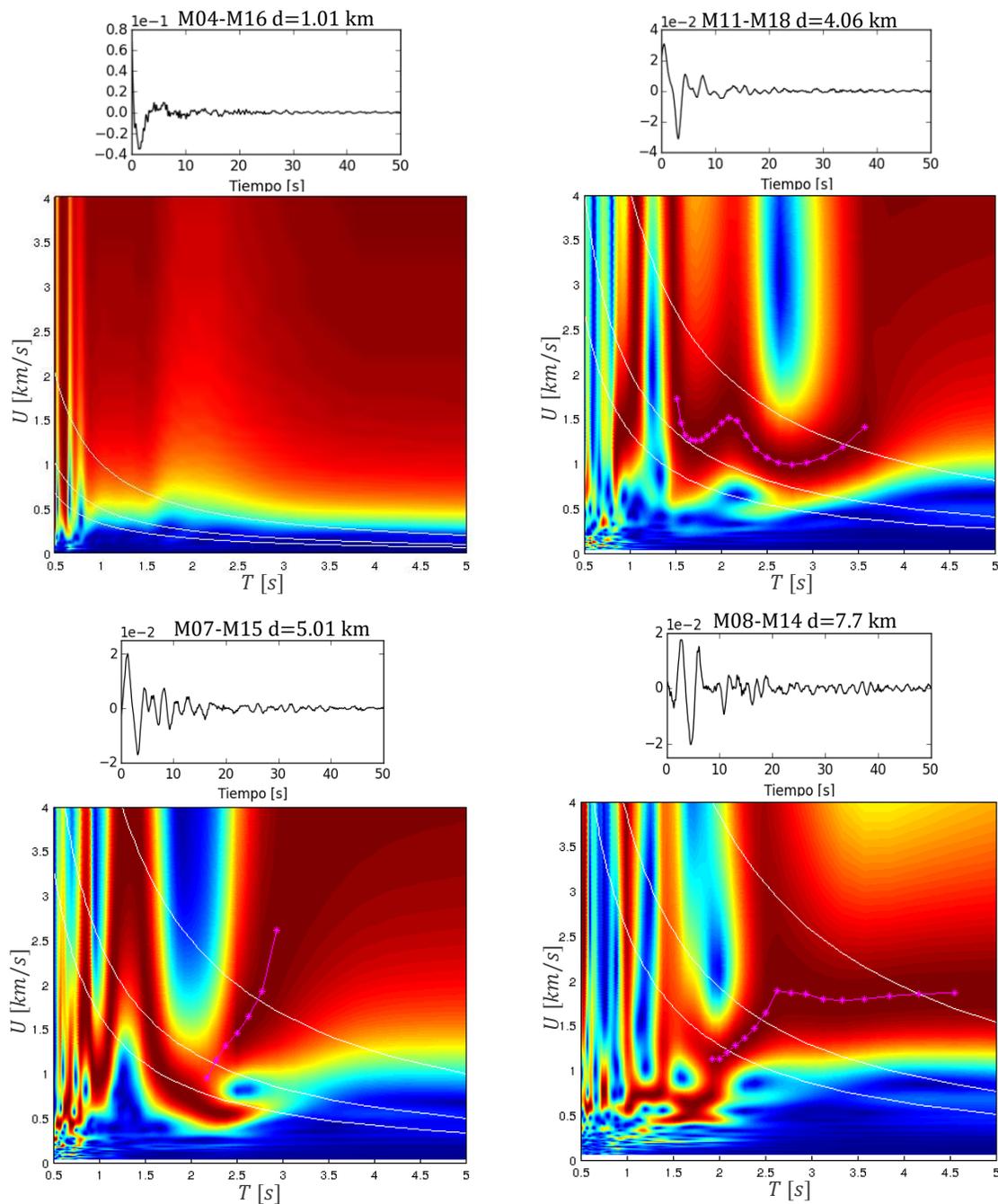


Figura 21. Curvas de dispersión y función de Green entre pares de estaciones distintas a diferentes distancias que no fueron utilizadas o no se pudieron determinar.

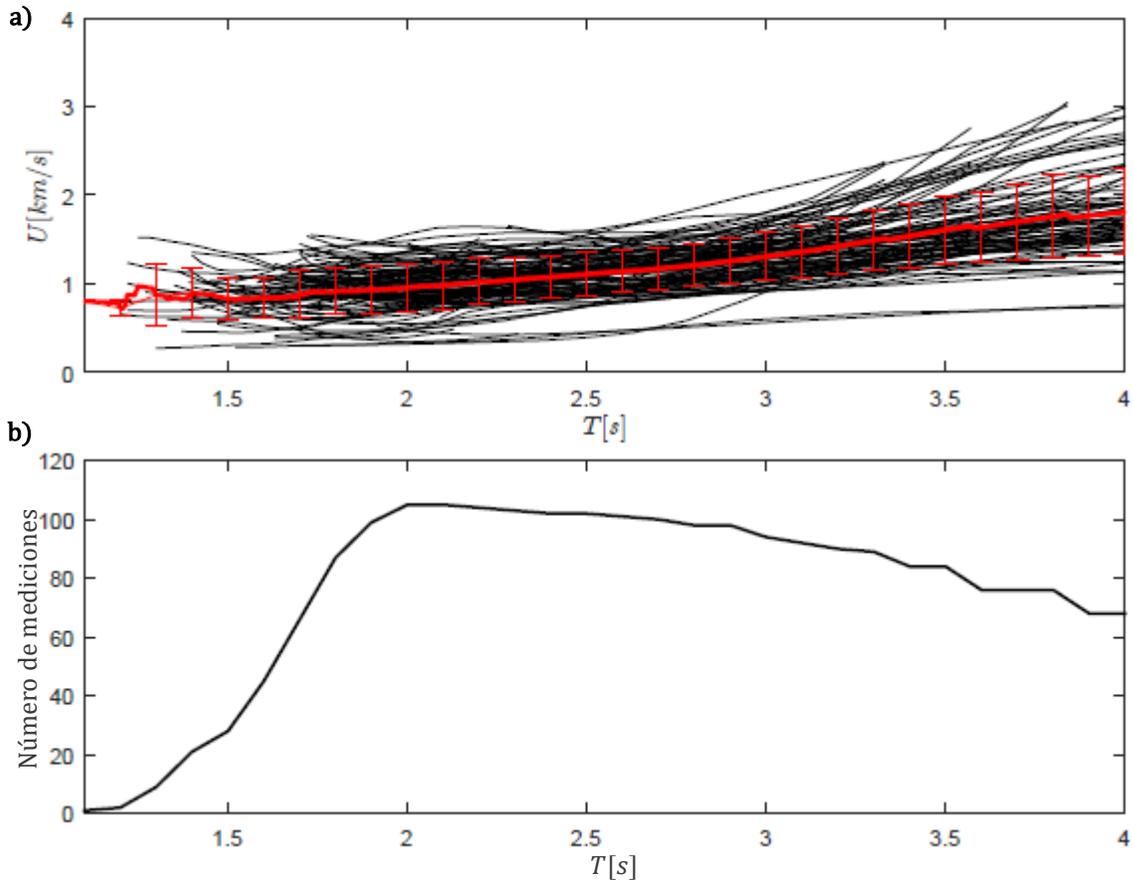


Figura 22. a) Curvas de dispersión calculadas para cada par de estaciones. En rojo se muestra la curva de dispersión promedio con su correspondiente desviación estándar. b) Número de mediciones en función del periodo.

4.2.4. Tomografía sísmica: obtención de mapas de velocidades.

4.2.4.1. Selección de parámetros de resolución y regularización.

Para iniciar el proceso de la inversión tomográfica, se deben seleccionar parámetros adecuados para garantizar una buena resolución, y controlar la amplitud y longitud de onda de la estructura recuperada.

Como primer paso se seleccionaron los parámetros óptimos de resolución, definidos por las medidas del mallado en 2D. Comúnmente esto se selecciona mediante la prueba sintética conocida como *checkerboard test* (tablero de ajedrez), la cual fue aplicada en este trabajo. Se genera el modelo utilizando las mismas fuentes y receptores que en el experimento real, para predecir los residuales de tiempo de viaje para la estructura dada. El resultado se invierte, y la diferencia entre la estructura sintética propuesta y la recuperada es un indicador de las regiones del modelo que están bien restringidas por los datos. De esta forma se evalúa qué tan bien se puede recuperar las estructuras de

velocidad de la zona de estudio (Rawlinson *et al.*, 2014). El modelo sintético generado por este método consiste de un patrón regular de anomalías de velocidad positivas y negativas alternadas, con respecto a un modelo de referencia.

En la Figura 23 se muestra el *checkerboard test* para tres diferentes tamaños de malla para el periodo de 2 s ($0.03^\circ \times 0.03^\circ$, $0.017^\circ \times 0.017^\circ$, y $0.01^\circ \times 0.01^\circ$). La región recuperada es mayor para el modelo sintético donde el tablero es más grueso (Figura 23a), en comparación con el tablero más fino (Figura 23c). Esto se debe a que cuando la concentración de los trayectos es menor en una celda, se incrementa la longitud mínima de estructura resoluble (Rawlinson *et al.*, 2006). De esta forma observamos que para el tablero grueso se alcanza a recuperar una zona que se extiende más allá del arreglo (se resuelven estructuras de mayor escala), mientras que para el tablero fino el modelo que se recupera se limita al arreglo (las estructuras son de pequeña escala). Decidimos seleccionar la malla con celdas de $0.017^\circ \times 0.017^\circ$, por considerar que es el mallado en el que se conserva mejor la resolución en el área de estudio.

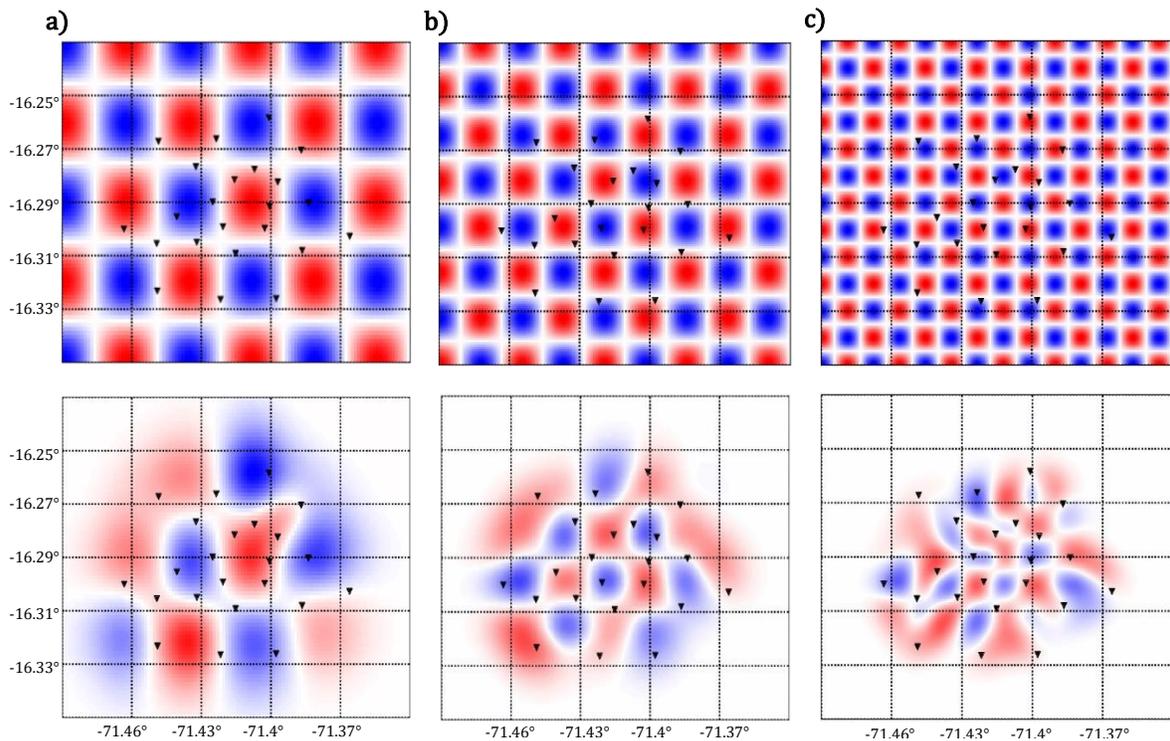


Figura 23. *Reglón superior: checkerboard test. Reglón inferior: modelo recuperado después de la inversión del modelo sintético. Las estaciones están representadas por los triángulos negros. a) Modelo original y recuperado para una malla con celdas de $0.03^\circ \times 0.03^\circ$. b) Modelo original y recuperado para una malla con celdas de $0.017^\circ \times 0.017^\circ$. c) Modelo original y recuperado para una malla con celdas de $0.01^\circ \times 0.01^\circ$.*

Posteriormente se seleccionaron los parámetros de regularización (el factor de amortiguamiento, ε , y suavizamiento, η). Se definieron mediante un análisis de curvas L (curvas de *trade-off*) que relacionan el desajuste de los datos (en este caso el RMS (en ms)) con la rugosidad del modelo (en kms^{-1}) o con la varianza del modelo (km/s^2), para el caso de la búsqueda del suavizamiento o del amortiguamiento,

respectivamente. Las curvas L se obtienen fijando el valor de uno de los dos parámetros, mientras se realizan las inversiones con el otro variando dentro de un rango de valores (Menke, 2012; Rawlinson *et al.*, 2006). El resultado será una curva definida por cada punto generado por cada iteración, y el valor óptimo es el que minimiza el desajuste entre los datos, a la vez que minimiza las variaciones del modelo. Este valor puede estimarse en el ‘codo’ de la curva (Figura 24). Este proceso se realiza para cada periodo, y para cada uno se determinan los parámetros óptimos de regularización.

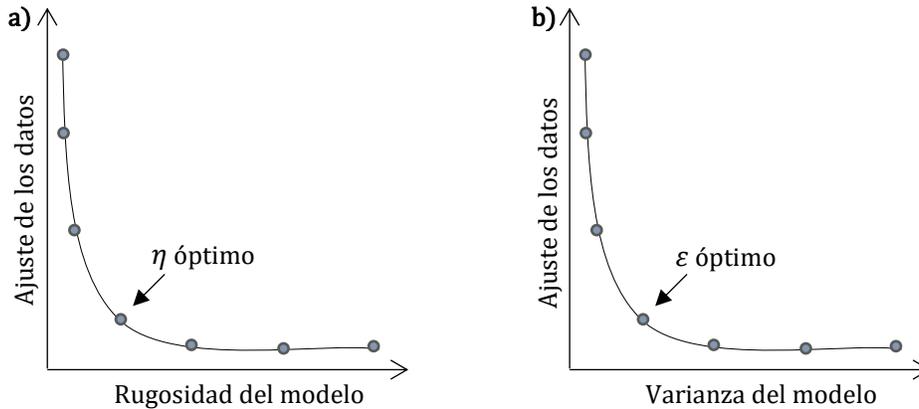


Figura 24. Curvas L para la selección del valor óptimo del suavizamiento, η , y el amortiguamiento, ϵ , para realizar la inversión tomográfica. a) Variación entre el RMS y la rugosidad del modelo, manteniendo ϵ fijo y η variando, para determinar el suavizamiento adecuado. b) Variación entre el RMS y la varianza del modelo, manteniendo η fijo y ϵ variando, para determinar el amortiguamiento adecuado.

Las curvas L se obtuvieron para cada periodo para encontrar el amortiguamiento y suavizamiento adecuados en cada caso. Los valores encontrados fueron para 1.5 y 4.0 s: $\epsilon = 20$, $\eta = 100$; para 2.0, 2.5, 3.0, 3.5 y 4.0 s: $\epsilon = 50$, $\eta = 100$. En la Figura 25 se muestra un ejemplo de su determinación para los periodos de 2.0 a 4.0 s. Los valores de cada parámetro se variaron entre 0 y 10,000. Primero se fijó empíricamente el parámetro de amortiguamiento como $\epsilon = 10$ y se varió η . La Figura 25a muestra el resultado del balance entre el RMS de los datos y la rugosidad del modelo. Se seleccionó $\eta = 100$ como el valor que minimiza el RMS y a la vez suaviza el modelo. En el siguiente paso, el suavizamiento se fijó como $\eta = 100$ mientras ϵ se varió. El resultado, en la Figura 25b, indica que $\epsilon = 50$ produce un modelo que satisface los datos y disminuye las perturbaciones de la velocidad. Se toma como valor fijo $\epsilon = 50$ y se vuelven a realizar las iteraciones variando el suavizamiento. La curva resultante, Figura 25c, muestra que $\eta = 100$ sigue siendo una buena opción como parámetro de suavizamiento, con lo que se determinan los valores de $\epsilon = 10$, $\eta = 100$ como adecuados.

Con ayuda de las curvas L se seleccionaron los parámetros de regularización. Sin embargo, probando con diferentes valores de estos parámetros no se muestra una diferencia muy abrupta entre los resultados. A modo de comparación, para el periodo de 2.0 s se muestra en la Figura 26a el resultado de la tomografía para los valores seleccionados $\epsilon = 50$ y $\eta = 100$, y en la Figura 26b con $\epsilon = 30$ y $\eta = 300$, como otra posibilidad de parámetros.

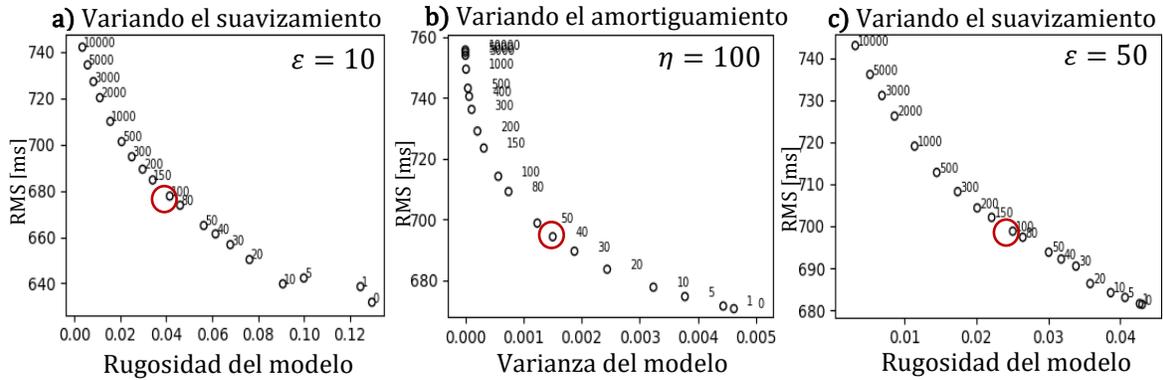


Figura 25. Esquema utilizado en la estimación de los parámetros óptimos de amortiguamiento y suavizamiento. a) Se fijó el amortiguamiento en $\varepsilon = 10$ y se hizo variar el suavizamiento. $\eta = 100$ se escogió de la curva. b) Manteniendo fijo el η seleccionado, se hizo variar el amortiguamiento, y se seleccionó el valor $\varepsilon = 50$ como el óptimo. c) Variando η mientras se mantiene fijo $\varepsilon = 50$, se observa que $\eta = 100$ aún sigue siendo una opción aceptable, por lo que en este punto se detiene el proceso.

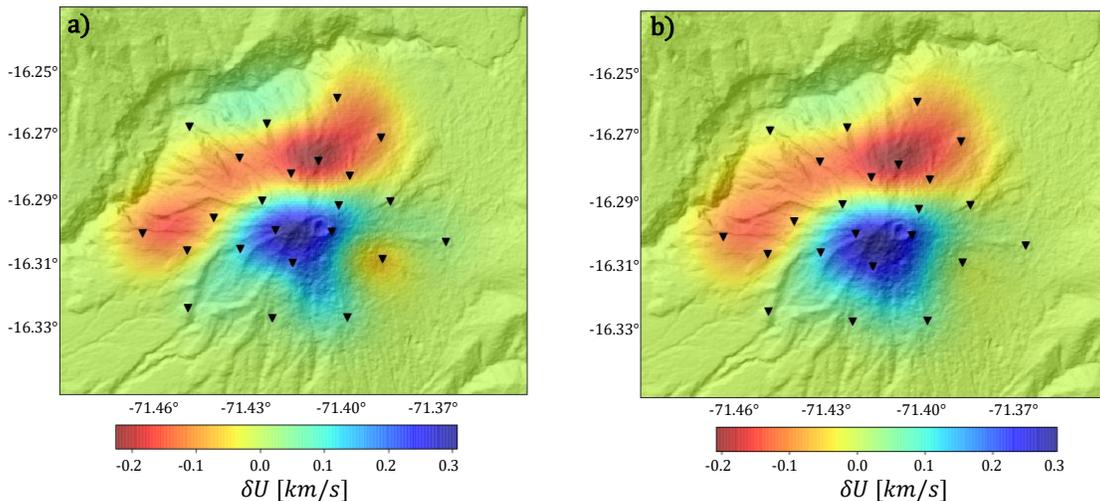


Figura 26. Tomografía con variación para $T = 2.0$ s con diferentes valores de amortiguamiento y suavizamiento. a) $\varepsilon = 50$ y $\eta = 100$. b) $\varepsilon = 30$ y $\eta = 300$.

4.2.4.2. Inversión tomográfica en 2D.

Con los parámetros de resolución y regularización definidos, se realizó la inversión para cada periodo. La obtención de las imágenes tomográficas, que muestran las variaciones de velocidad de grupo de ondas Rayleigh, se obtuvieron usando el método *FMST* desarrollado por Rawlinson (2005). El método resuelve el problema directo de la predicción de los tiempos de viaje usando un esquema *eikonal* basado en una malla con el llamado *Fast Marching Method*; y el problema inverso se resuelve iterativamente mediante un esquema de inversión *subspace*. Los conceptos teóricos se describieron en el Capítulo 3. En este trabajo el modelo inicial para realizar la inversión se determinó asignándole una velocidad constante (es decir sin información a priori) correspondiente a la velocidad de grupo promedio para cada periodo.

Capítulo 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

Se obtuvieron los mapas tomográficos de ondas de Rayleigh para diferentes periodos, siguiendo la metodología y el procesamiento descritos previamente. La inversión tomográfica se hizo en el rango de periodos que las curvas de dispersión permitieron obtener, que fue entre 1.5 y 4.0 s. Se decidió mostrar seis tomografías en los periodos 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, y 4.0 s.

En la Figura 27 se presentan los resultados del *checkerboard test* con el modelo sintético y el recuperado para cada periodo, con el mallado seleccionado de $0.017^\circ \times 0.017^\circ$ ($\sim 1.9 \text{ km} \times \sim 1.9 \text{ km}$).

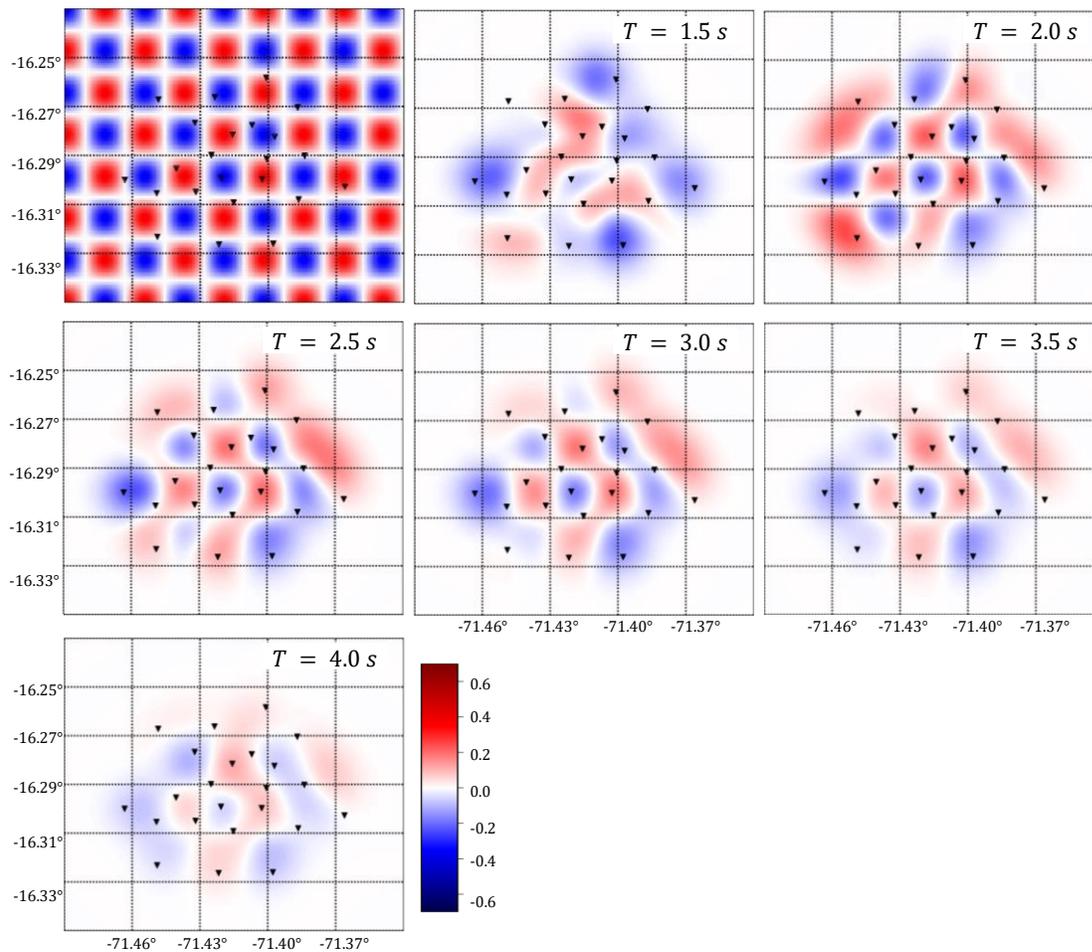


Figura 27. *Checkerboard test* y modelo recuperado después de la inversión del modelo sintético. Las estaciones están representadas por los triángulos negros.

En la inversión se utilizaron el total de trayectos disponibles para cada periodo. La distribución de los trayectos entre pares de estaciones y su cantidad para cada periodo se muestra en la Figura 28.

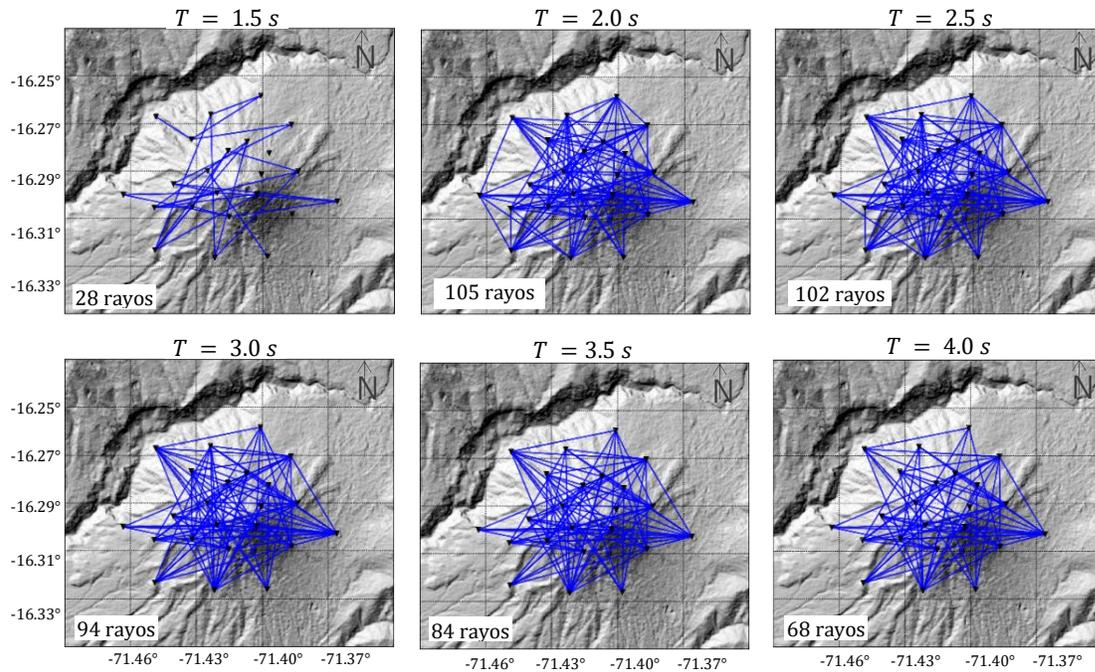


Figura 28. Distribución de los trayectos de rayos disponibles para cada periodo. Los triángulos negros representan las estaciones.

En la Figura 29 y Figura 30 se presentan los mapas tomográficos de velocidades de grupo de onda Rayleigh en el volcán Misti, para cada periodo de 1.5 s, 2.0 s, 2.5 s, 3.0 s, 3.5 s y 4.0 s. En la Figura 29 se muestran los mapas de variaciones de velocidad de grupo, y en la Figura 30 los mapas de velocidad de grupo absoluta. Las velocidades promedio para cada periodo se enlistan en la Tabla 3.

Tabla 3. Valores de velocidad de grupo y número de trayectorias disponibles para cada periodo utilizado en la inversión tomográfica.

T [s]	U [km/s]	Trayectorias [#]
1.5	0.84	28
2.0	0.96	105
2.5	1.11	102
3.0	1.31	94
3.5	1.61	84
4.0	1.76	68

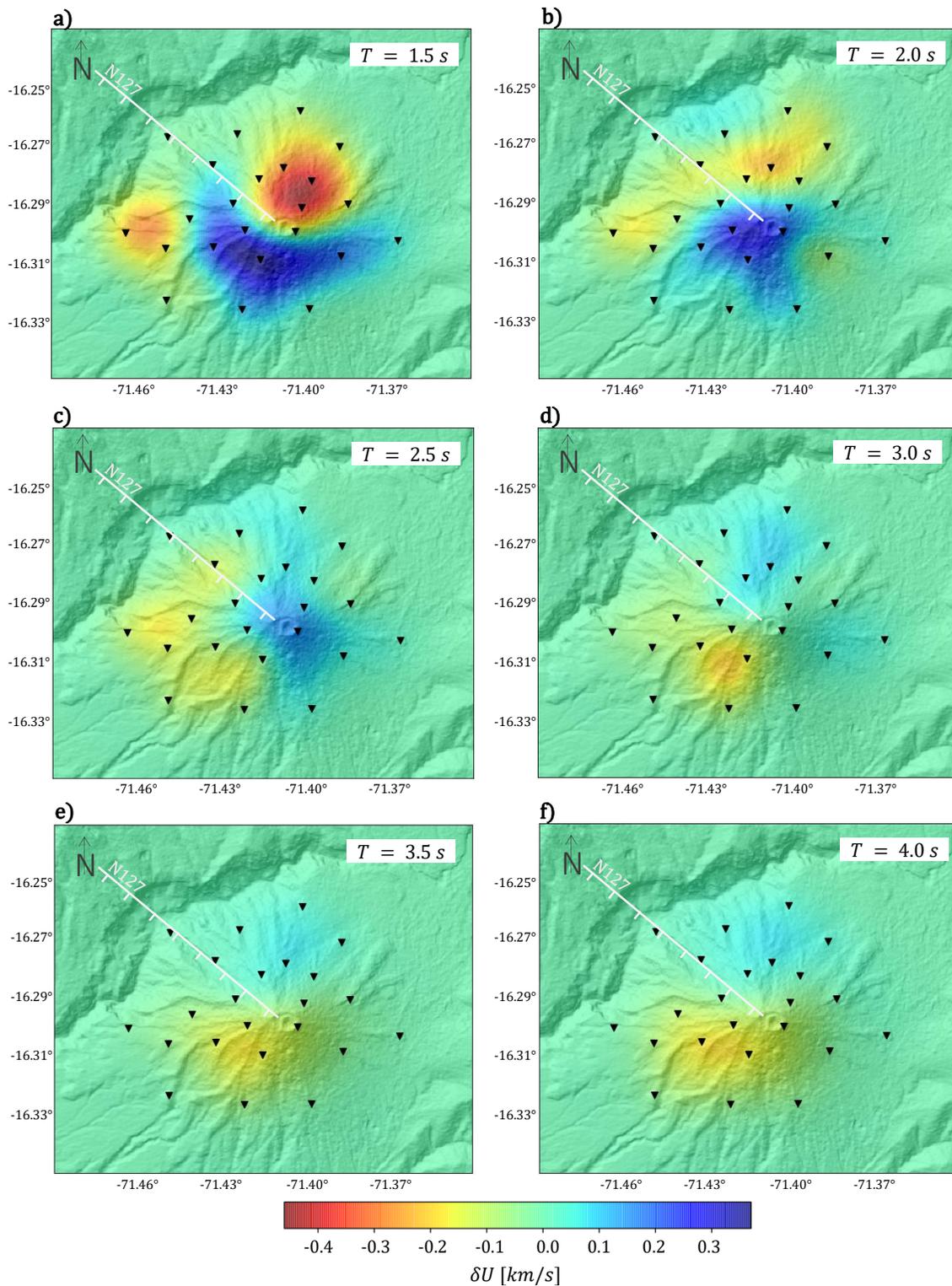
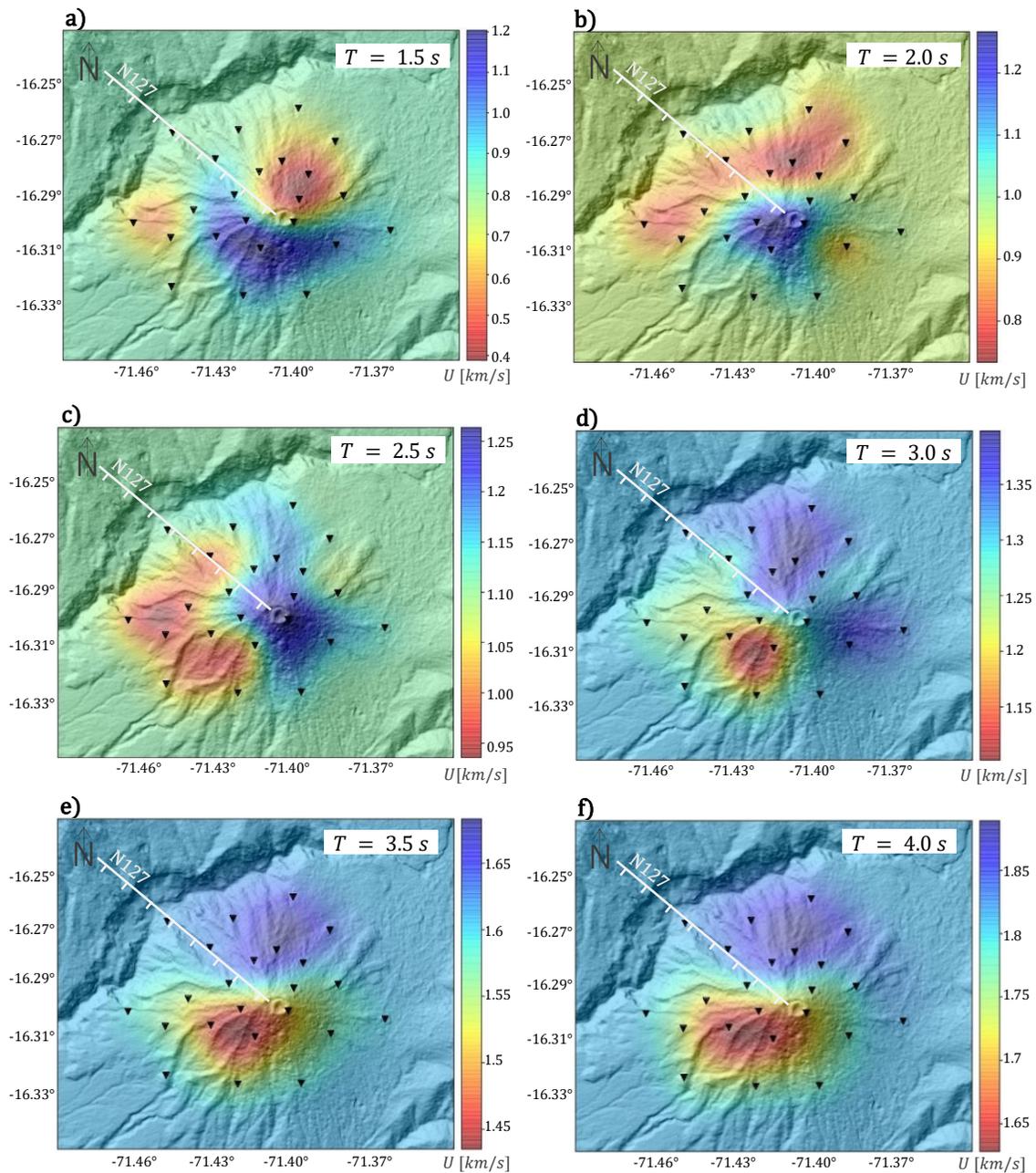


Figura 29. a-f) Mapas tomográficos que muestran la variación relativa de velocidad de grupo, para cada periodo T de 1.5 s - 4.0 s. Las variaciones de velocidad están indicadas por la barra de colores, anomalías negativas se indican en rojo, y anomalías positivas en azul.



Figura_30. a-f) Mapas tomográficos que muestran la variación de velocidad de grupo absoluta, para cada periodo T de 1.5 s - 4.0 s. Las variaciones de velocidad de grupo están indicadas por la barra de colores, las anomalías con velocidades más bajas se indican en rojo, y anomalías de velocidad más rápidas en azul.

De los mapas (Figura 29 y 30) y la Tabla 3, vemos que la velocidad de grupo promedio incrementa con cada periodo de 0.84 km/s a 1.76 km/s. Este comportamiento corresponde con la curva de dispersión promedio mostrada en la Figura 22a. El incremento en periodo equivale a un incremento en profundidad y por tanto hay correspondencia con el incremento en velocidad.

La relación entre la velocidad de grupo, U , y V_s en función de la profundidad, es más compleja en comparación de la relación entre velocidad de fase, c , y V_s (Gaité, 2013; Spica *et al.*, 2017). Por lo tanto, para lograr una interpretación más adecuada, es conveniente realizar una inversión en profundidad de velocidades de grupo y de fase. Es decir que no hay una relación lineal entre la velocidad de grupo obtenida en periodo y la profundidad, lo que hace necesario tomar precauciones y valerse de otros recursos, como estudios previos, al momento de la interpretación.

A pesar de que en este trabajo no se obtuvieron mapas tomográficos a profundidad, podemos hacer un análisis cualitativo y una interpretación de los resultados en periodo. Esto lo hicimos con base en los parámetros considerados para la obtención de los mapas y las características conocidas del volcán, tomadas de otros estudios realizados sobre el volcán Misti.

Las variaciones más grandes entre bajas y altas velocidades se observaron en los mapas de los primeros dos periodos, en 1.5 s y 2.0 s. Las variaciones, δU , se calcularon con respecto a la velocidad del modelo inicial. En 1.5 s se observa una variación de velocidad positiva máxima de $\sim 35\%$ y una negativa máxima de $\sim 45\%$ con respecto a la velocidad del modelo inicial (Figura 29a), y en 2.0 s una variación positiva máxima de $\sim 35\%$ y negativa máxima de $\sim 30\%$ (Figura 29b). Mientras que para los mapas de 2.5 s a 4.0 s los cambios de velocidad con respecto a la velocidad del modelo inicial se redujeron, variando en un $\sim 20\%$ (Figuras 28c-f).

En general, en los mapas se presentan dos anomalías de velocidad dispares, una de alta velocidad y otra de baja velocidad, con un cambio abrupto entre ellas. La distribución de estas anomalías cambia conforme se incrementa el periodo. En el mapa de 1.5 s (Figura 30a) se observa una anomalía de baja velocidad (0.4 km/s) que se concentra al NE del cráter del volcán, mientras que una anomalía de alta velocidad (1.2 km/s) se concentra alrededor del flanco en dirección SW-SE. De acuerdo con el test de resolución, y el escaso trazado de rayos en este periodo, la resolución alcanzada no es óptima en toda el área que cubren las estaciones. Sin embargo, decidimos presentar el resultado a este periodo porque, a pesar de esto, no presenta una diferencia marcada con el mapa para el periodo de 2 s (Figura 30b) para la cual se tiene la mayor cantidad de rayos. Con la prueba *checkerboard* y la distribución de los rayos (Figuras 26 y 27), vemos que para los periodos ≥ 2.0 s se alcanza en general una buena resolución en la zona central del arreglo. En el periodo de 2.0 s (Figura 30b) se observa una distribución similar a la que se tiene en 1.5 s, pero la anomalía de alta velocidad (~ 1.2 km/s) avanza sobre el cráter del volcán en dirección NE, y la anomalía de baja velocidad (~ 0.8 km/s) se desplaza hacia el flanco oeste y se extiende hacia el NW. En el mapa del periodo de 2.5 s (Figura 30c) la anomalía de baja velocidad (~ 0.95 km/s) se observa ocupando el flanco oeste del volcán, y la anomalía de alta velocidad (~ 1.25 km/s) se presenta en la parte central del cráter tendiendo hacia el este. En los mapas tomográficos a 3.0 s, 3.5 s y 4.0 s (Figuras 29d-f) la anomalía de alta velocidad ($\sim 1.4 - 1.85$ km/s) se mantiene en el flanco norte y la de baja velocidad ($\sim 1.1 - 1.62$ km/s) en dirección SW del cráter del volcán.

Para los periodos de 1.5 s y 2.0 s, correspondientes a las profundidades más someras del estudio, la distribución de velocidades podría deberse a las variaciones litológicas de los primeros cientos de metros del volcán, y en el caso de las bajas velocidades probablemente por material poco consolidado o por piroclastos porosos no compactados. En los últimos tres periodos de 3.0 s a 4.0 s las anomalías se presentan estables en su localización, lo que nos indicaría que, a la mayor profundidad alcanzada en este estudio, la constitución de las estructuras del volcán a esas profundidades se conserva uniforme. Observamos una división marcada entre las anomalías de baja y alta velocidad, la cual asociamos a la presencia de la falla regional NW-SE (N127).

Conforme el periodo aumenta es notoria una inversión en la orientación de las anomalías de alta y baja velocidad, como se observa en los mapas (Figuras 28 y 29). En la Figura 31 se muestran únicamente las tomografías de velocidades absolutas a 2.0 s y 4.0 s para hacer énfasis de la inversión de su ubicación. Este es un rasgo interesante el cuál debería ser analizado con una tomografía en profundidad para poder determinar con certitud lo que ocurre a nivel somero y en profundidad.

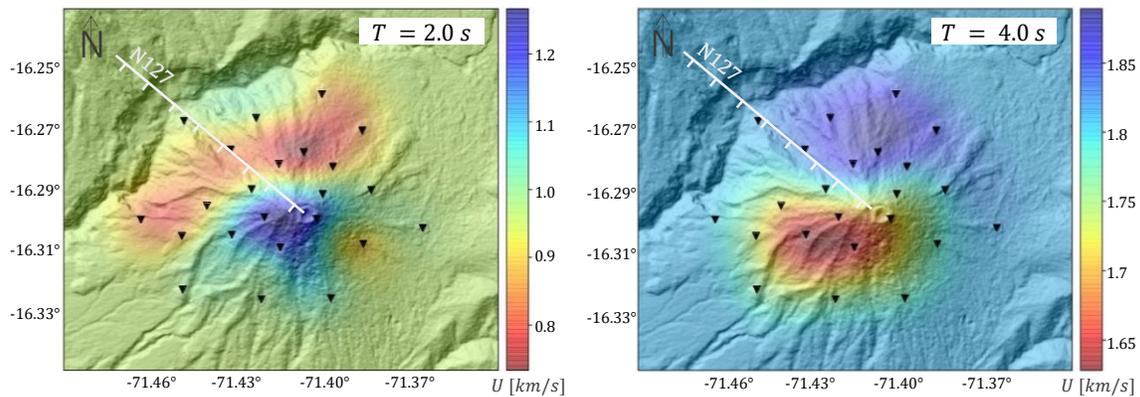


Figura 31. Mapas tomográficos que muestran la variación de velocidad de grupo absoluta, para los periodos 2.0 s y 4.0 s.

Finizola *et al.* (2004) hicieron estudios sobre el volcán Misti con datos de potencial espontáneo (SP), audio-magnetoteléuricos (AMT) y de concentraciones de CO₂, con los que determinaron el límite entre un sistema hidrotermal y una zona hidrogeológica. Reportaron la presencia del sistema hidrotermal con una extensión más allá de la caldera del cráter, y que probablemente estaría contenido dentro de un colapso de caldera antiguo. De esta caldera se tiene evidencia por observaciones como el cambio morfológico en la pendiente del cono, fallas en el flanco norte, e ignimbritas resultantes de erupciones formadoras de caldera (en los flancos SW, S, y SE del Misti) (Thouret *et al.*, 2001; Finizola *et al.*, 2004). Con la conformación de sus resultados determinaron que el sistema hidrotermal encontrado tiene un diámetro de 6 km alrededor del cráter, equivalente al tamaño de la caldera antigua y es esta estructura lo que estaría limitando la extensión lateral de la región hidrotermal. El estudio de Moussallam *et al.* (2017) es consistente con la definición de un sistema hidrotermal presente en el volcán. El análisis de gases magmáticos muestra una mínima evidencia de interacción hidrotermal, congruente con el sistema hidrotermal sellado por alteración planteado por Finizola *et al.*, 2004.

En la Figura 32 se presenta el resultado obtenido por Finizola *et al.* (2004) con valores del coeficiente Ce que representa la variación del SP en función de la altitud, lo que permite identificar límites estructurales. Los valores negativos indican la zona hidrogeológica, los positivos el sistema

hidrotermal, y la línea roja punteada indica el mínimo valor de SP identificado en cada perfil de estudio, que a su vez delimita la transición de la zona hidrogeológica al sistema hidrotermal alrededor del cráter. Comparando los resultados de ese estudio, con la tomografía de velocidades de ondas Rayleigh obtenidas en este trabajo, encontramos una posible relación con los mapas de periodos ≥ 3.0 s que presentan una anomalía de baja velocidad de 1.1 - 1.6 km/s. En la Figura 33, se muestra el resultado de la tomografía a 4.0 s obtenida en este trabajo, con el límite del inicio del sistema hidrotermal de la Figura 32 (línea punteada roja). En esta tomografía la anomalía de baja velocidad podría corresponder a una zona de este sistema hidrotermal denominada zona convectiva baja.

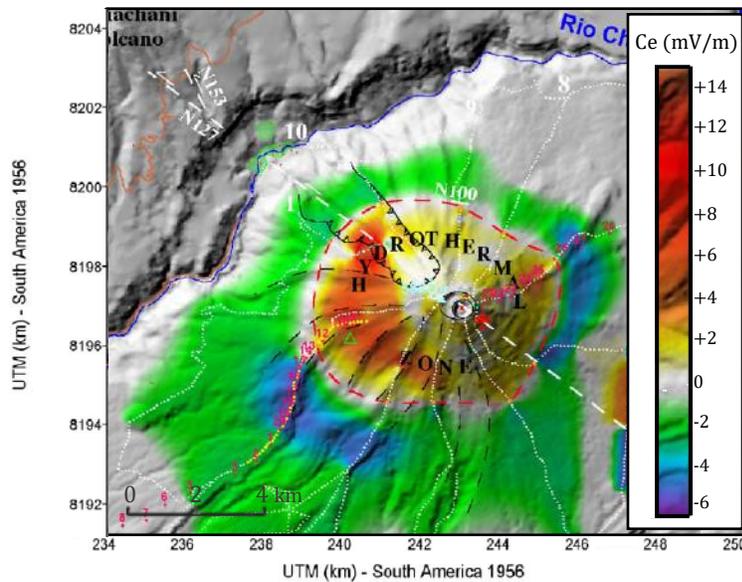


Figura 32. Distribución de los valores de Ce en el volcán Misti. Los valores negativos de Ce indican la zona hidrogeológica, mientras que los positivos el sistema hidrotermal. Modificada de Finizola *et al.* (2004).

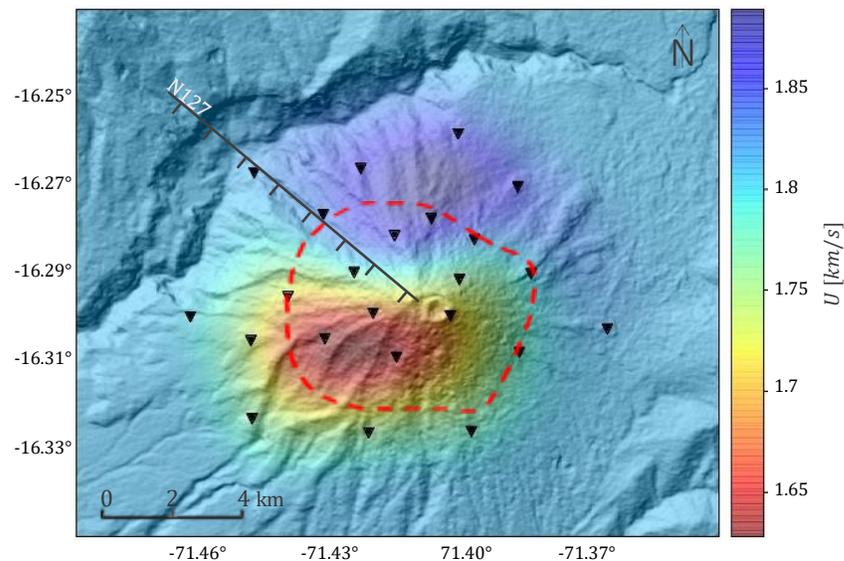


Figura 33. Mapa tomográfico a 4.0 s. La línea roja punteada es el límite de transición entre la zona hidrogeológica y el sistema hidrotermal (alrededor del cráter), tomada del estudio de Finizola *et al.* (2004) como se muestra en la Figura 32. Las estaciones sísmicas están representadas por los triángulos negros.

De manera general, mediante los estudios de SP no es posible estimar cuantitativamente la profundidad de las fuentes eléctricas, no obstante, es posible inferirla cualitativamente porque existe una relación directa entre la longitud de la anomalía SP y su profundidad (Villasante-Marcos *et al.*, 2014). En el caso del Misti, este método muestra que el sistema hidrotermal tiene un diámetro de 6 km, es decir que debería tener una profundidad entre 3 y 6 km aproximadamente, con una mayor probabilidad en el rango de 4 a 6 km. Difícilmente su profundidad sería menor de 3 km, o mayor a 6 km (A. Finizola, comunicación personal, 7 de junio de 2018).

Por otro lado, disponemos de un mapa de localizaciones de VTs (sismos volcanotectónicos) del periodo 2001-2016, con magnitudes locales de 1.0 a 3.0, publicado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) (Instituto Geofísico del Perú, *s.f.*). Esa sismicidad se sobrepuso sobre nuestros resultados en mapas junto con la distribución de los eventos en profundidad en las secciones Norte-Sur y Este-Oeste (Figura 34). Las profundidades máximas que alcanzan las localizaciones, desde el cráter, son de alrededor de 5 km. Sin embargo, la sismicidad se concentra principalmente bajo los primeros 2 km del cráter, casi directamente bajo éste. Las localizaciones tienen una orientación predominante hacia el noroeste, que se acentúa más conforme aumenta la profundidad (>2 km). La orientación de la sismicidad podría corresponder a la falla NW-SE sobre el volcán identificada por los geólogos Thouret *et al.* (2001). Eso significaría que esta falla todavía está activa y que sigue en profundidad por lo menos hasta donde haya sismos, es decir ~ 4 km. Es posible que esa falla alimente el sistema hidrotermal con agua meteórica más profundo identificado por el estudio de SP (Finizola *et al.* 2004).

Confrontamos las tomografías superficiales a 2.0 s y 3.0 s con los eventos VTs (Figura 34). En la tomografía de 2.0 s (Figura 34a) la sismicidad se ve concentrada en la zona de alta velocidad, correspondiendo a la zona más competente. En la tomografía de 3.0 s (Figura 34b), que corresponde a una mayor profundidad, los sismos se observan entre la zona de alta y baja velocidad, que corresponde a la falla anteriormente mencionada. Los contrastes de velocidad podrían ser la expresión de esa falla. Se observa también una tendencia a la disminución de sismos en el flanco oeste del volcán a mayor profundidad, lo que podría estar delimitando la zona de baja velocidad, donde efectivamente se esperan menos sismos siendo una zona menos frágil.

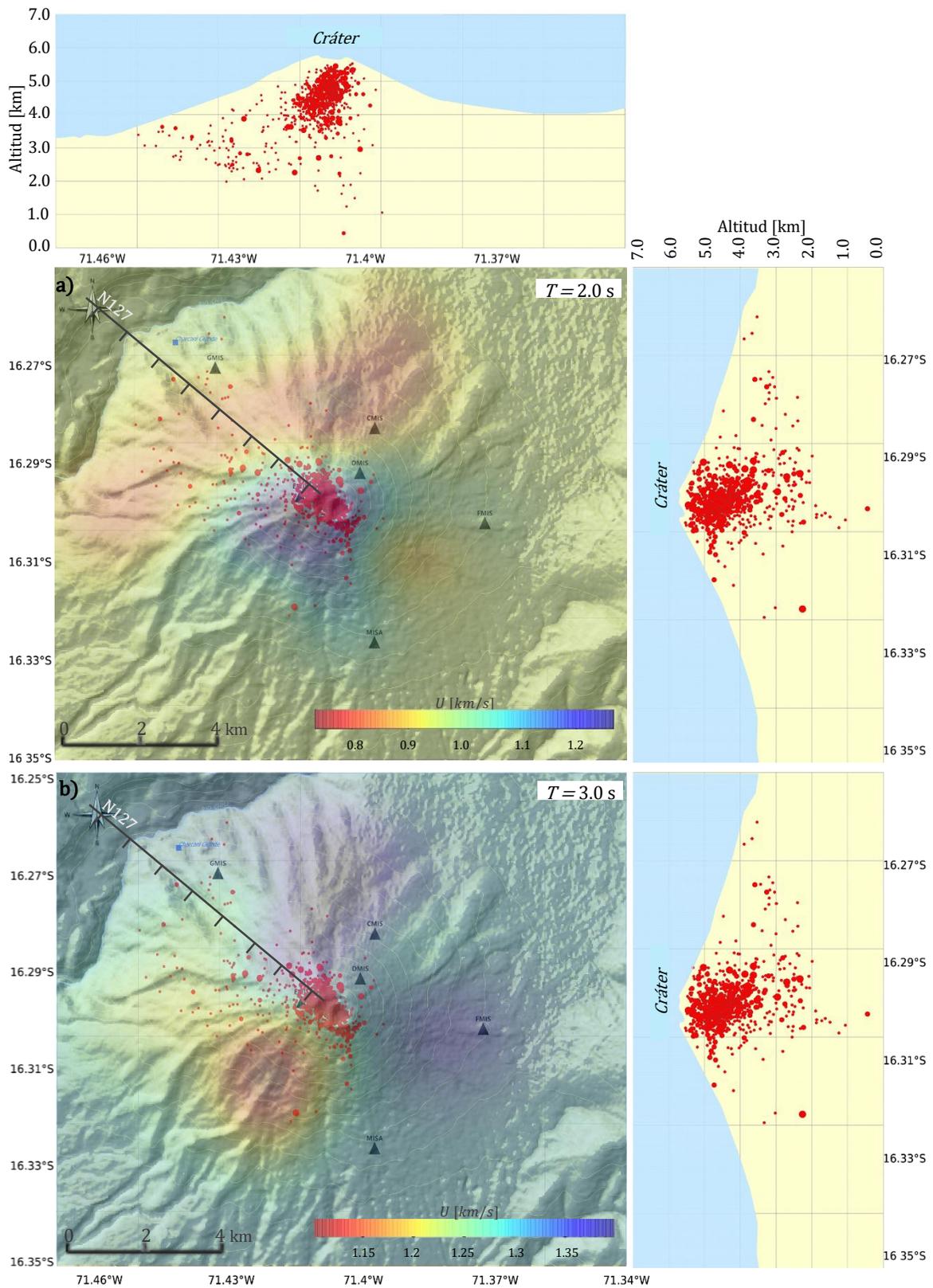


Figura 34. Mapa sísmico de eventos VTs en el Misti superpuesto sobre las tomografías de a) 2.0 s y b) 3.0 s.

Los periodos que pudimos analizar en nuestro estudio (menos de 4.0 s) no corresponderían a una profundidad en la que podríamos distinguir reservorios o una cámara magmática. Las tomografías de 3.0 a 4.0 s, equivaldrían a tomografías a profundidad superficial, inferimos que se alcanzaría una profundidad de alrededor de 5 km, y por lo tanto estaría en el rango equivalente al sistema hidrotermal precisado por Finizola *et al.* (2014). Aunque la localización y tamaño de la zona magmática no se conoce con precisión en el volcán Misti, algunos estudios señalan que se encontraría en la corteza superior entre 6 y 15 km, y se piensa que correspondería a un sistema magmático de gran tamaño, en lugar de pequeños reservorios (*e.g.* Ruprecht, 2004; Ruprecht y Warner, 2007; Rivera 2010).

Para obtener con precisión la profundidad a la que se encuentran las anomalías de velocidad que hemos encontrado en las tomografías en periodos, es necesario hacer una inversión de las curvas de dispersión en profundidad para obtener una tomografía en 3D, lo cual está fuera de los alcances de este trabajo. Sin embargo, consideramos que la tomografía puede corresponder adecuadamente con el sistema hidrotermal reportado por los estudios ya realizados en la zona, y que el contraste observado en la localización entre la anomalía de baja y alta velocidad estaría demarcado por la falla NW-SE.

Capítulo 6. CONCLUSIONES.

A través de este trabajo, pudimos obtener la estructura del volcán Misti realizando tomografías sísmicas 2D a diferentes periodos utilizando registros de ruido sísmico. El método se ha podido implementar con pocos meses de datos, máximo 6 meses de registros en común entre pares de estaciones, y entre estaciones con poca distancia entre ellas (de 1 a 10 km).

Del tratamiento de los datos podemos destacar la importancia de realizar su pre-procesamiento como la corrección instrumental, sobre todo en los equipos de periodo corto para recuperar bajas frecuencias, y la normalización temporal y el blanqueamiento espectral para mejorar las funciones de Green.

Como resultado principal de este estudio se identificó una anomalía de baja velocidad al suroeste del arreglo (1.1-1.6 km/s), que fue interpretada como parte de un sistema hidrotermal reportado por trabajos geofísicos y geoquímicos realizados con anterioridad en el volcán. Con base en la localización de VTs, la anomalía de baja velocidad identificada estaría restringida al oeste del volcán rodeada en profundidad por la sismicidad. En superficie, la sismicidad confirma la existencia de una falla activa en la dirección noroeste que corta el cráter del volcán. El contraste de velocidades encontradas en la tomografía podría corresponder a la diferencia de materiales entre ambos bloques separados por dicha falla.

La zona de baja velocidad determinada con la tomografía no se relaciona con la cámara magmática puesto que las profundidades inferidas por nuestro trabajo (hasta cerca de 5 km) no corresponderían a las profundidades de esta cámara citadas por algunos estudios, que la colocan entre 6 y 15 km (Ruprecht, 2004; Rivera, 2010).

Para extender los resultados de este trabajo, es conveniente obtener mapas tomográficos en profundidad, para así delimitar la extensión de las anomalías en 3D, y confirmar o no la correspondencia entre la anomalía de baja velocidad encontrada y el sistema hidrotermal presente. Por otro lado, sería adecuado trabajar con los registros de ruido de las componentes horizontales, para hacer un análisis de ondas Love y obtener tomografías de velocidad de fase que complementarían la inversión en profundidad y la validación de los resultados obtenidos con ondas Rayleigh.

También se considera conveniente ampliar la red sísmica, utilizando los sensores permanentes ubicados en la región sur de Perú, de manera que se cuente con estaciones a distancias mayores, con la posibilidad de incrementar el rango de periodos para su análisis incrementando la escala del estudio. De esta forma, podría identificarse la cámara magmática del volcán, y estudiar en sí la cadena volcánica potencialmente activa a la que pertenece el Misti.

El uso de ruido sísmico para obtener mapas de velocidades puede ser implementado en muchos volcanes del mundo y es de particular interés para los observatorios volcanológicos que necesitan conocer no sólo un modelo de velocidad para localizar sismos volcánicos, sino también para conocer la profundidad a la que se encuentran los reservorios o cámara magmática e identificar su forma y comportamiento. El empleo de ruido sísmico permite lograr este propósito si se cuenta con una red sísmica y tiempo de registros adecuados.

BIBLIOGRAFÍA

- Ancasi, R. (2016). Análisis de la sismicidad distal del volcán Misti para el periodo 2011. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín. Facultad de Geología, Geofísica y Minas. Arequipa, Perú.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with spectral reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456.
- Aki, K., y Lee, W. H. K. (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model, *Journal of Geophysical Research*, **81**(23), 4381-4399.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., ... Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, **169**, 1239–1260.
- Berger, P., Got, J. L., Valdés, C., y Monteiller, V. (2011). Seismic tomography at Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **200**, 234-244, doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.12.016.
- Birnie, R.W., Hall, J. H. (1974). The geochemistry of El Misti volcano, Peru fumaroles. *Bull. Volcanol.*, **38**(1).
- Bois, P., La Porte, M., Lavergne, M., y Thomas, G. (1972). Well-to-well seismic measurements. *Geophysics*, **37**(3), 471-480.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., y Bard, P. Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Review*, **79**(3-4), 205-227.
- Brenguier, F., Countant, O., Baudon, H., Doré, F., y Dietrich, M. (2006). High resolution seismic tomography of a Strombolian volcanic cone. *Geophysical Research Letters*, **33**, L16314, doi:10.1029/2006GL026902.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., y Ferrazzini, V. (2007). 3-d surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*, **34**(2), L02305.
- Cacya, L. (2006). Volcán Misti: sedimentología, geoquímica y correlación tefro-estratigráfica del depósito de caída de pómez “autopista” ~14000 años. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín. Facultad de Geología, Geofísica y Minas. Arequipa, Perú.
- Cacya, L., y Mamani, M. (2009). Variaciones geoquímicas de los depósitos del volcán Misti: control de la asimilación somera y profunda. *Bol. Soc. Geol. Perú*, **103**, 91:107.
- Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N. M., Pacheco, J., y Herrmann R. (1996). Crustal structure of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geofísica Internacional*, **35**(4), 1408-1418.

- Campillo, M., y Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, **299**, 547–549.
- Campillo, M. (2006). Phase and correlation in ‘random’ seismic fields and the reconstruction of the Green function. *Pure and Applied Geophysics*, **163**, 475-502.
- Campillo, M., Roux, P., y Shapiro, N. M. (2011). Using seismic noise to image and to monitor the solid Earth. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Gupta, Harsh K. (Ed.), 1230-1235, Springer.
- Centeno, R. (2012). Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti entre octubre 2005 a diciembre 2008 y su dinámica interna actual. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín. Arequipa, Perú.
- Corchete, V. (2014). Shear-wave velocity structure of Australia from Rayleigh-wave analysis. *Earth. Sci. Res. J.* **18**(2), 87-98.
- Delaite, G. (2003). Méthodes pour le diagnostic des risques volcaniques fondées sur les Systèmes d’Information Géographique et le code de simulation LAHARZ. Application au volcan El Misti et á la ville d’Arequipa, Pérou. M.Sc. thesis. Clermont-Ferrand. Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise-Pascal.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., de Rosny, J., Tourin, A., Campillo, M., y Fink, M. (2003). Recovering the Green’s function from field-field correlations in an open scattering medium (L). *The Journal of the Acoustical Society of America*, **113**, 2973.
- de Silva y Francis., y Francis, P. W. (1990). Potentially active volcanoes of Peru – observations using landsat thematic mapper and space shuttle imagery. *Bulletin of Volcanology*, **52**, 286-301.
- Duvall, T. L., Jefferies, S. M., Harvey, J. W., y Pomerantz, M. A. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*, **362**, 430-432, doi:10.1038/362430a0.
- Dziewonski, A. M., Hager, B. H., y O’Connell, R. J. (1977). Large-Scale Heterogeneities in the Lower Mantle. *Journal of Geophysical Research*, **82**(2), 239-255.
- Dziewonski, A. M., Bloch, S., y Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **59**(1), 427-444.
- Fallahi, M. J., Obermann, A., Lupi, M., Karyono, K., y Mazzini, A. (2017). The plumbing system feeding the Lusi eruption revealed by ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **122**, doi:10.1002/2017JB014592.
- Finizola, A., Lénat, J.-F., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J.-C., y Sortino, F. (2004). Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **135**(4), 343-360, doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.03.009.
- Gaite, B. (2013). Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, Golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid.

- Garnier, J. y Papanicolaou, G. (2009). Passive sensor using cross correlations of noisy signals in a scattering medium. *SIAM Journal on Imaging Sciences*, **2**(2), 396-437.
- Gouédard, P. (2008). Techniques de corrélation: aspects méthodologiques et applications à la sub-surface. Tesis doctoral. Université de Grenoble, France.
- Hadziioannou, C. (2011). Ondes sismiques en milieu complexe: mesure des variations temporelles des vitesses. Tesis doctoral. Université de Grenoble, France.
- Instituto Geofísico del Perú. (s.f.). Mapa sísmico del volcán Misti periodo 2001-2016. <http://ovs.igp.gob.pe/mapas-sismovolcanicos-misti>
- Jay, J. A., Pritchard, M. E., West, M. E., Christensen, D., Haney, M., Minaya, E.,...Zabala, M. (2012). Shallow seismicity, triggered seismicity, and ambient noise tomography at the long-dormant Uturuncu volcano. Bolivia. *Bulletin of volcanology*, **74**(4), 817-837.
- Jaxybulatov, K., Shapiro, N. M., Koulakov, I., Mordret, A., Landés, M., y Sens-Schönfelder, C. (2014). A large magmatic sill complex beneath the Toba caldera. *Science*, **364**, 6209.
- Juvigné, E., Thoreth, J.-C., Gilot, E., Gourgaud, A., Graf, K., Leclercq, L.,...Uribe, M. (1997). Étude téphrostratigraphique et bio-climatique du tardiglaciaire et de l'holocène de la Laguna Salinas, Pérou méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, **51**(2), 221-233.
- Kennett, B. L. N., Sambridge, M. S., y Williamson, P. R. (1988). Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes. *Geophysical Journal*, **94**, 237-247.
- Koulakov, I., y Shapiro, N. (2015). Seismic tomography of volcanoes. *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, Springer, doi:10.1007/978-3-642-36197-5_51-1.
- Koulakov, I., Gordeev, E. I., Dobretsov, N. L., Vernikovskiy, V. A., Senyukov, S., y Jakovlev, A. (2011). Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography. *Geophysical Research Letters*, **38**, L09305, doi:10.1029/2011GL046957.
- Kuznetsov, P., y Koulakov, I. Y. (2014). The three-dimensional structure beneath the Popocatepetl volcano (Mexico) based on local earthquake seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **276**, 10-21.
- Lees, J. M. (2007). Seismic tomography of magmatic systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**(1-4), 37-56.
- Lecocq, T., Caudron, C., y Brenguier, F. (2014). MSNoise, a Python Package for monitoring seismic velocity changes using ambient seismic noise. *Seismological Research Letters*, **85**(3), 715-726, doi:10.1785/0220130073.
- Legros, F. (2001). Tephra stratigraphy of Misti volcano, Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, **14** 15-29.
- Leveque, J.-J., Rivera, L., y Wittlinger, G. (1993). On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions. *Geophysical Journal International*, **115**(1), 313-318.

- Levshin, A. L., T. Yanovskaia, B., Lander, A. V., Bukchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I., e
Its, E. N. (1989). Surface waves in vertically inhomogeneous media. *Seismic Surface Waves in a
Laterally Inhomogeneous Earth*, 131-182.
- Li, H., Bernardi, F., y Michelini, A. (2010). Surface wave dispersion measurements from ambient
seismic noise analysis in Italy. *Geophysical Journal International*, **180**, 1242-1252, doi:
10.1111/j.1365-246X.2009.04476.x.
- Li, Z., Ni, S., Zhang, B., Bao, F., Zhang, S., Deng, Y., y Yuen D. A. (2016). Shallow magma chamber
under the Wudalianchi Volcanic Field unveiled by seismic imaging with dense array. *Geophysical
Research Letter*, **43**, 4954-4961, doi:10.1002/2016GL068895.
- Lin, F.-C., Moischetti, M. P., y Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of the western
United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps.
Geophysical Journal International, **173**(1), 281-298.
- Llerena, P. (2004). Características de la sismicidad observada en octubre 2001 en el volcán Misti (Sur
del Perú). Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín.
- Luzón, F., Almendros, J., y García-Jerez, A. (2011). Shallow structure of Deception Island,
Antarctica, from correlations of ambient seismic noise on a set of dense seismic arrays.
Geophysical Journal International, **185**, 737-748.
- Macedo, L. (1994). Peligro volcánico potencial del Misti. Convenio DHA-UNDRO/UNAS. Tesis de
licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín. Arequipa, Perú.
- Macedo, O., y Centeno, R. (2010). Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti para el periodo
2007-2008. *XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos*, Sociedad Geológica del
Perú, **9**, 1124-1127.
- Macedo, O., Masías, P., Palacios, D., Machacca, R., Centeno, R., Ubeda, J. y Arenas, R. (2012).
Aparente influencia de la marea terrestre en la actividad hidrotermal del volcán Misti observada
en datos de temperatura. *XVI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos*, Sociedad
Geológica del Perú.
- Mariño, J., Rivera, M., Cacya, L., Thouret, J.-C., Siebe, C., Tilling, R., y Salas, G. (2006). Mapa
geológico del volcán Misti – Arequipa. E. 1:32000. INGEMMET.
- Mariño, J., Rivera, M., Thouret, J.-C. y Macedo, L. (2014). Geología y mapa de peligros del volcán
Misti, INGEMMET. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, **60**, 170 p., 2 mapas.
- Martelli, K. (2011). The physical vulnerability of urban areas facing the threat of inundation from
lahars and flash floods: application to the case study of Arequipa, Peru. Tesis doctoral, Université
Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- Masías, P. (2007). Estudios geoquímicos de las fuentes termales y frías asociadas al volcán Misti.
Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín. Facultad de ciencias naturales y
formales. Arequipa, Perú.

- Masterlark, T., Haney, M., Dickinson, H., Fournier, T., y Searcy, C. (2010). Rheologic and structural controls on the deformation of Okmok volcano, Alaska: FEMs, InSAR, and ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research*, **115**, doi:10.1029/2009JB006324.
- Menke, W. (2012). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press.
- Mordret, A., Landés, M., Shapiro, N. M., Singh, S. C., Roux, P., y Barkved, O. I. (2013). Near-surface study at the Valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Journal International*. doi:10.1093/gji/ggt061.
- Moschetti, M. P., Ritzwoller, M. H., y Shapiro, N. M. (2007). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8** (8), Q08010, doi:10.1029/2007GC001655.
- Mottaghi, A. A., Rezapour, M., y Korn, M. (2013). Ambient noise surface wave tomography of the Iranian Plateau. *Geophysical Journal International*, **193**, 452-462, doi: 10.1093/gji/ggs134.
- Moussallam, Y., Peters, N., Masias, P., Apaza, F., Barnie, T., Schipper, C.,...Oppenheimer, C. (2017). Magmatic gas percolation through the old lava dome of El Misti volcano. *Bull. Volcanol.*, **79**(46), doi: 10.1007/s00445-017-1129-5.
- Mulargia, F. (2012). The seismic noise wavefield is not diffuse. *Journal Acoust. Soc. Am.*, **131**(4), 2853-2858.
- Nagaoka, Y., Nishida, K., Aoki, Y., Takeo, M. y Ohminato, T. (2012). Seismic imaging of magma chamber beneath an active volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 1-8, doi: 10.1016/j.epsl.2012.03.034.
- Navarro, P. (2000). Cartografía, geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas del estrato-volcán Misti. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín. Arequipa, Perú.
- Obermann, A., Lupi, M., Mordret, A., Jakobsdóttir, S. S., y Miller, S. A. (2016). 3D-ambient noise Rayleigh wave tomography of Snaefellsjokull. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **317**, 42-52, doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.02.013.
- Ramos, V. A. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, **22**(3).
- Ramos, D. (2000). Aplicación del método geofísico del potencial espontáneo para el estudio estructural del volcán Misti. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín. Facultad de Geología, Geofísica y Minas. Arequipa, Perú.
- Rawlinson, N. (2000). Inversion of seismic data for layered crustal structure. Tesis doctoral. Department of Earth Science, Monash University, Australia.
- Rawlinson, N., y Sambridge, M. (2004). Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the Fast Marching Method. *Geophysical Journal International*, **156**(3), 631-647.
- Rawlinson, N., y Sambridge, M. (2005). The Fast Marching Method: an effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media. *Exploration Geophysics*, **36**(4), 341-350.

- Rawlinson, N., Fichtner, A., Sambridge, M., y Young, M. K. (2014). Seismic tomography and the assesment of uncertainty. *Advances in Geophysics*, **55**, doi:10.1016/bs.agph.2014.08.001.
- Rivera, M. (2010). Genése et évolution des magmas andésitiques á thyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (sud du Pérou). Tesis doctoral. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Romanowicz, B. A. (1979). Seismic structure of the upper mantle beneath the United States by three-dimensional inversion of body waves arrival times. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **57**, 479-506. doi: 10.1111/j.1365-246X.1979.tb04790.x.
- Roux, P., Kuperman, W. A., y NPAL Group, (2004). Extracting coherent wave fronts from acoustic ambient noise in the ocean. *J. Acoust. Soc. Am.* **116**(4), doi:10.1121/1.1797754.
- Ruprecht, P. (2004). Zoned plagioclase in lavas from El Misti volcano (S. Peru): Implications for changing regimes in the magma chamber. Tesis doctoral. Georg-August-Universitat, Gottingen.
- Ruprecht P., y Worner, G. (2007). Variable régimen in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **165**, 142-162, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.06.002.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., y Fehler, M. C. (2005). Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 32(3), L03310, doi:10.1029/2004GL021862.
- Sambridge, M. S. (1990). Non-linear arrival time inversion: constraining velocity anomalies by seeking smooth models in 3-D. *Geophysical J. Int.* **102**, 653-677.
- Sandri, L., Thouret, J.-C., Constantinescu, R., Biass, S., y Tonini, R. (2014). Long-term multi-hazard assessment for El Misti volcano (Peru). *Bulletin of Volcanology*, **76**(2), doi:10.1007/s00445-013-0771-9.
- Sánchez-Sesma, F. J., Pérez-Ruiz, J. A., Campillo, M., y Luzón, F. (2006). Elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: Canonical inclusion problem. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(13), L13305, doi:10.1029/2006GL026454.
- Saygin, E. (2007). Seismic receiver and noise correlation based studies in Australia. Tesis doctoral. The Australian National University.
- Sethian, J. A. (1996). A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **93**(94), 1591-1595.
- Sethian, J. A., y Popovici, M. (1999). 3-D travelttime computation using the fast marching method. *Geophysics*, **64**(2), 516-523.
- Shapiro, N.M., y 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.

- Snieder, R., (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase. *Phys. Rev. E.*, 69(046610), 1-8, doi:10.1103/PhysRevE.69.046610.
- Snieder, R., Wapenaar, K., y Wegler, U. (2007). Unified Green's function retrieval by cross-correlation; connection with energy principles. *Phys. Rev. E.*, **75**.
- Snieder, R. y Wapenaar, K. (2010). Imaging with ambient noise. *Physics Today*, **6**.
- Spica, Z., Legrand, D., Iglesias, A., Walter, T. R., Heimann, S., Dahm, T.,... Pardo, M. (2015). Hydrothermal and magmatic reservoirs at Lazufre volcanic area, revealed by a high-resolution seismic noise tomography, *Earth and Planetary Science Letters*, **421**, 27-38, doi:10.1016/j.epsl.2015.03.042.
- Spica, Z., Pertou, M., y Legrand, D. (2017). Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico. *Earth and Planetary Science Letter*, **459**, 1-13, doi:10.1016/j.epsl.2016.11.010.
- Spakman, W., y Nolet, G. (1988). Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography, *Mathematical Geophysics*, 155 – 187, Springer, New York.
- Stankiewicz, J., Ryberg, T., Haberland, C., Fauzi, y Natawidjaja, D. (2010). Lake toba volcano magma chamber imaged by ambient seismic noise tomography. *Geophysical Research Letters*, **37**(17).
- Stehly, L., Campillo, M., y Shapiro, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *J. Geophys. Res.*, **111**(B10), B10306, doi:10.1029/2005JB004237.
- Stein, S. y Wysession, M. (2003). An Introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. Blackwell Publishing, 1a Edición, EUA.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Andean Geology*, **31**(2), 161-206.
- Suni, J. (1999). Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores. Tesis de licenciatura. Facultad de Geología, Geofísica y Minas. Arequipa, Perú.
- Thouret, J.-C., Suni, J., Eissen, J.-P., y Navarro, P. (1999). Assesment of volcanic hazards in the area of Arequipa City, based on the eruptive history of the Misti volcano, Southern Peru. *Geomorph. N. E.*, 89-112.
- Thouret, J.-C., Finizola, A., Fornari, M., Legely-Padovani, A., Suni, J., y Frechen, M. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *GSA Bulletin*, **113**(12), 1593-1610.
- Tsai, V. C. (2010). The relationship between noise correlation and the Green's fuction in the presence of degeneracy and the absence of equipartition. *Geophys. J. Int.*, **182**, 1509-1514, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04693.x.
- Udías, A. (1999). Principles of Seismology. Cambridge University Press. Cambridge.
- Vargas-Franco, R. D., Thouret, J.-C., Delaite, G., van Westen, C., Sheridan, M. F., Siebe, C.,... Stinton, A. (2010). Mapping and assessing volcanic and flood hazards and risks, with emphasis on lahars, in Arequipa, Peru. *Geological Society of America*, 265-280,doi:10.1130/2010.2464(13).

- Villasante-Marcos, V., Finizola, A., Abella, R., Barde-Cabusson, S., Blanco, M. J., Brenes, B.,... Trigo, P. (2014). Hydrothermal system of Central Tenerife volcanic complex, Canary Islands (Spain), inferred from self-potential measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **272**, 59-77.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., y Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry; Part 1-Basic principles and applications. *Geophysics*, **75**(5), 75A195-75A209, doi: 10.1190/1.3457445.
- Weaver, R. L. (1982). On diffuse waves in solid media. *J. Acoust. Soc. Am.* **71**(6).
- Weaver, R. L. (1986). Laboratory studies of diffuse waves in plates. *J. Acoust. Soc. Am.* **79**(4).
- Weaver, R. L., y Lobkis, O. I. (2001). Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Phys. Rev. Lett.* **87**, 134301.
- Weaver, R. L. (2005). Information from seismic noise. *Science*, **307**, 1568–1569.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., y Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, **168**(1), 259–274, doi:10.1111/j.1365-246X.