



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

SISMOLOGÍA

**ESTRUCTURA DE VELOCIDADES DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL A PARTIR DEL
ANÁLISIS DE CAMPOS DIFUSOS**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

LEONARDA ISABEL ESQUIVEL MENDIOLA

TUTOR PRINCIPAL:

DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA

Instituto de Geofísica, UNAM.

COMITÉ TUTOR:

DR. MARCO CALÒ
Instituto de Geofísica, UNAM.

DR. JOSUÉ TAGO
PACHECO
Facultad de Ingeniería,
UNAM.

DR. JOSÉ LUIS MACIAS
VÁZQUEZ
Instituto de Geofísica, UNAM.

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., ENERO DEL 2025



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

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geofísica, por ser un pilar en mi formación académica y personal, y por ayudarme a formular y concretar un sueño que parecía imposible.

A mi tutor, el Dr. Arturo Iglesias, y mi comité tutor, el Dr. Marco Calò, Dr. Josué Tago y el Dr. José Luis Macías, por apoyarme, orientarme, enseñarme y guiarme durante todo este proceso, y por alentarme a perseverar a pesar de lo sinuoso que pudo resultar el camino. Al Dr. Martin Schimmel por su colaboración en el cálculo y análisis de funciones de autocorrelación para definir las discontinuidades en la estructura de velocidades del volcán Popocatepetl.

Al CONAHCYT por brindarme el apoyo económico dentro del Programa Nacional de Posgrados de Excelencia, y al Posgrado UNAM por brindarme apoyo económico dentro del Programa de Apoyo a los Estudios de Posgrado (PAEP) de la UNAM para la asistencia a congresos y realizar actividades de movilidad de larga duración.

Al FOPREDEN por el proyecto para fortalecer la red de monitoreo sísmico, la cual financió el despliegue de la red BEST. Al proyecto UNAM-PAPIIT IN103823 por el cual es posible la instalación y monitoreo de la red MC. A la Dra. Arciniega-Ceballos, cuyo proyecto de tesis doctoral fomentó la instalación de la red ZG instalada en colaboración con GFZ Potsdam.

Al equipo de monitoreo e instrumentación del CENAPRED, especialmente a la M.C. Gema Victoria Caballero Jiménez, por brindarnos el catálogo de sismicidad del Popocatepetl, y al equipo del Servicio Sismológico Nacional. A los investigadores y equipo técnico del Instituto de Geofísica, especialmente al técnico académico Mario Alberto Díaz Cruz por su trabajo desempeñado en la instalación, mantenimiento y recopilación de los datos de la red MC, y a la M.C. Karina Bernal-Manzanilla por su contribución en la construcción de la base de datos de la red MC.

A todos los investigadores y compañeros que me han brindado sus opiniones, observaciones y comentarios para enriquecer este trabajo. Tengan por seguro que todos estos fueron bienvenidos y considerados.

DEDICATORIA

A mi mamá, Rufina, gracias por apoyarme siempre y creer siempre en mí, incluso cuando yo no lo hago. Nunca podré expresar en palabras el gran ejemplo y motivación que eres.

A mi familia, tías, tíos, primos y primas, que han sido más que hermanos y que no se aburren de escuchar lo que tengo que decir.

A mis amigas y amigos, compañeros de vida y ejemplos a seguir. Gracias por siempre tener palabras de aliento, ser una motivación y ejemplo.

A mis profesores.

RESUMEN

El volcán Popocatépetl, desde la reactivación de su actividad en diciembre de 1994, ha sido objeto de estudio para comprender su historia eruptiva, actividad volcánica y peligros asociados. Aunque en el pasado se han calculado algunos modelos de velocidades a partir del uso de sismicidad e interferometría sísmica, sus resultados no han logrado resolver la estructura de velocidades para un área extensa o a grandes profundidades dadas las limitaciones de las redes de monitoreo utilizadas y la distribución de la sismicidad.

En este trabajo se aprovechan las propiedades del ruido sísmico ambiental, como campo difuso, y se calculan funciones de correlación cruzada (CC) y autocorrelación (AC) para mapear la estructura de velocidades y definir discontinuidades de interés en el subsuelo del volcán Popocatépetl, respectivamente. Además, se hace una evaluación preliminar del efecto de la topografía en las velocidades de grupo de la onda Rayleigh.

En este trabajo se propone el primer modelo de velocidades 3D que describe el subsuelo del edificio completo del volcán a partir de la inversión de curvas de dispersión de velocidad de grupo utilizando CC calculadas a partir de dos métodos diferentes. Se emplearon registros de ruido de 39 estaciones sísmicas pertenecientes a redes de monitoreo, permanentes y temporales, instaladas en diferentes épocas. Los resultados muestran la existencia de un sistema magmático representado como una anomalía positiva en forma de champiñón compuesta por tres regiones de alta velocidad de onda de corte (V_s). R1 se localiza entre 0 y 5 km s.n.m., R3 ubicada entre 4 y 7 km b.n.m. y ambas están conectadas por conducto (R2) similar a una tubería. La región de alta velocidad más somera (R1) está directamente relacionada con las viejas y nuevas estructuras volcánicas, además del incremento de la viscosidad del magma y contenido cristalino como resultado de la mezcla de materiales magmáticos y un intenso proceso de desgasificación. La región de alta velocidad más profunda (R3) se interpreta como un reservorio de material magmático confinado a una profundidad de ~9 km por debajo de la cima (entre 4 y 7 km b.n.m.) como resultado de la presión litostática. Además, el modelo

presentado revela evidencia del efecto de paleo estructuras y material remanente de antiguos colapsos y deslizamientos que han tenido lugar en el flanco sur del edificio volcánico.

El análisis de las AC a lo largo de tres perfiles que cruzan el cono del volcán, en direcciones Norte-Sur, Noroeste-Sureste y Suroeste-Noreste, muestra evidencia de una zona de alta velocidad a una profundidad de 3 km con respecto de la cima, es decir, entre 0 y 2 km s.n.m., que se interpreta como una interfaz entre materiales con diferente grado de consolidación y que tiene una correlación directa con la topografía por lo que puede ser la expresión, en la estructura de velocidades, de las paleo estructuras de los edificios volcánicos precedentes.

Además, a profundidades intermedias entre 0 y 4 km b.n.m. se logró identificar una zona de baja velocidad que se correlaciona con el material que rodea el conducto R2, y que se sugiere está relacionado con el basamento sedimentario y metamórfico del volcán. A profundidades entre 4 y 7 km b.n.m. la estructura muestra un incremento de velocidades que se correlaciona con el límite superior del reservorio más profundo.

Finalmente, se evaluó el efecto de la topografía en las velocidades de grupo de la onda Rayleigh utilizando las distancias reales entre pares de estaciones. Los resultados muestran que las velocidades de grupo pueden aumentar hasta en un 14% para $T < 3$ s en curvas de dispersión cuyos trayectos teóricos entre pares de estaciones cruzan o están más próximas a la cima del volcán. Los incrementos de velocidades intermedios se ubican en la zona entre los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl, y los incrementos menores en la zona cercana al Valle de México. Estas observaciones se correlacionan muy bien con el gradiente topográfico en las diferentes regiones. Por lo tanto, para arreglos de estaciones densos, cuya distancia entre estaciones sea corta y cuyos trayectos teóricos crucen por grandes gradientes topográficos, se recomienda que la topografía sea considerada en la inversión tomográfica, ya que la morfología y profundidad de anomalías de interés se puede ver afectada dado la capacidad de recuperar estructuras más pequeñas.

ABSTRACT

Since its reactivation in 1994, several geophysical studies have been performed to understand the eruptive history, volcanic activity, and associated hazards of the Popocatépetl volcano. Many studies characterized the volcano-tectonic seismicity that has been used to generate velocity models of the volcano. However, the proposed models are not sufficiently resolved to describe patterns in a large area or depth range because of the spatial distribution of the seismicity and stations used.

In this work, we used ambient seismic noise and computes cross-correlation (CC) and autocorrelation (AC) functions to image its seismic internal structure and mapping discontinuities, respectively. We also make a preliminary evaluation of the topography effect in the group velocities of Rayleigh waves.

We propose the first 3D velocity model of Popocatépetl volcano describing the whole edifice inverting group velocity dispersion curves obtained from ambient noise cross-correlations (CC) using data recorded at 39 broadband seismic stations installed in different epochs. To increase the information for the modeling, we computed the cross-correlation function using two methods. Our results suggest the presence of a mushroom-shaped Popocatépetl's magmatic system composed of two high V_s regions at 0-5 km a.s.l. (R1) and 4-7 km b.s.l. (R3) connected by a narrow 'pipe-like' conduit (R2). The shallow high V_s region is directly related to old and young volcanic structures as a result of mixed magmatic materials that are affected by an intense degassing process that increases the magma viscosity and crystal content. The deepest high V_s region is interpreted as magmatic material stagnated by lithostatic pressure. Moreover, the model presented here reveals evidence of buried volcanic paleo-structures and the remains of ancient collapses of the volcano.

AC functions were analyzed in three different sections in N-S, NW-SE and SW-NE directions. We observed three discontinuity zones of interest. We observed a high velocity zone (0-2 km a.s.l.) that is correlated with topography and could be related with solid magmatic rocks of the volcano. Positive reflectors were located between 0 and 4 km b.s.l. and were correlated with the top edge of the low velocity zone that surrounded the 'pipe-like' conduit (R2) and could be related with a

basement layer. Finally, negative reflectors located between 4 and 7 km b.s.l. indicated a velocity increase which is correlated with the deepest magmatic reservoir.

We evaluated the topography effect in group velocity of Rayleigh waves using real distances between pairs of stations. The results showed a velocity increase of up to 14% to $T < 3$ seconds in dispersions curves which ray paths cross the top of the volcano. Intermediate increments were founded in region between Iztaccíhuatl and Popocatépetl volcanoes, and low increments are located near to Mexico basin. Therefore, we recommend that to dense seismic arrays, with short interstation distances and ray path crossing a large topographic gradient, consider the topography in the tomographic inversion because shape and depth anomalies could be affected given the improvement of the resolution.

Contenido

Capítulo 1	1
1. Introducción	1
1.1 Justificación	3
1.2 Hipótesis	4
1.3 Objetivo	4
1.4 Objetivos específicos	4
Capítulo 2	6
2. El volcán Popocatepetl	6
2.1 Geología	7
2.1.1 Historia eruptiva.....	7
2.1.2 Modelos teóricos del reservorio magmático	9
2.2 Geofísica.....	11
2.2.1 Estudios potenciales.....	11
2.2.2 Estudios sísmicos.....	13
Capítulo 3.....	17
3. Marco teórico	17
3.1 Ruido sísmico ambiental	17
3.2 Cálculo de la función de correlación cruzada (CC)	20
3.2.1 Método convencional para el cálculo de la función de correlación cruzada (MB)	20
3.2.2 Método de ponderación de fase para el cálculo de la función de correlación cruzada (PCC).....	22
3.3 Cálculo de funciones de autocorrelación	25
3.4 Efecto de la topografía en la dispersión de ondas superficiales	29
Capítulo 4.....	32
4. Base de datos y metodología	32
4.1 Base de datos	32
4.2 Metodología	35
4.2.1 Uso de interferometría sísmica para caracterizar la estructura de velocidades del volcán Popocatepetl.....	35

4.2.2	Identificación de discontinuidades a partir de funciones de autocorrelación	47
4.2.3	Cálculo del efecto de la topografía en velocidades de grupo de la onda Rayleigh.....	53
Capítulo 5	56
5.	Resultados.....	56
5.1	Modelo de velocidades de onda de corte.....	56
5.2	Mapeo de discontinuidades a partir de funciones de autocorrelación.....	60
5.3	Evaluación del efecto de la topografía en las velocidades de grupo de la onda Rayleigh.....	65
Capítulo 6	71
6.	Discusión	71
Capítulo 7	78
7.	Conclusiones y recomendaciones	78
8.	Referencias.....	82
Apéndices	96
A1.	Optimización de factores de amortiguado y suavizado	96
A2.	Mapeo de discontinuidades a partir de funciones de autocorrelación.....	98
A3.	Efecto de la topografía en las velocidades de grupo de la onda Rayleigh	112
A4.	Paper: Seismic velocity structure of Popocatepetl volcano, Mexico from diffusive fields.....	114

Capítulo 1

1. Introducción

El volcán Popocatepetl es uno de los volcanes, junto con el Tacaná y Colima, que representa mayor riesgo en México. Debido a su proximidad con ciudades como Tapachula, Colima, México y Puebla. Además, a menos de 15 km del cráter del Popocatepetl se encuentran ubicadas poblaciones, con comunidades como Santiago Xalizintla, San Nicolás de los Ranchos, San Pedro Benito Juárez y Guadalupe Huxocoapan (Martin Del Pozzo et al., 2017). Se estima que, en un radio menor a 100 km del cráter, habitan aproximadamente 25 millones de personas (Espinasa Pereña, 2014). En diciembre de 1994, después de aproximadamente 70 años de inactividad, el Popocatepetl renovó su actividad (De la Cruz y Siebe, 1997). Desde entonces se estableció un comité científico, una red de monitoreo, un mapa de peligros volcánicos y actividades de información tanto a las autoridades como a la población que han sido imprescindibles hasta la fecha.

El monitoreo sísmico ha sido muy importante para comprender la actividad presente y futura, e interpretar su estructura volcánica. Se han estudiado los procesos hidrotermales y de desgasificación a partir señales de periodo largo (0.2-2 s) y muy largo ($T > 2$ s) (p. ej. Chouet et al., 2005; Arciniega-Ceballos et al., 2003; 2008; 2012). Arámbula-Mendoza et al. (2010) caracterizaron el estado de esfuerzos de las dos regiones principales donde se concentra la sismicidad. Las soluciones normales del plano de falla de la sismicidad localizada por debajo del cráter mostraron que son consistentes con el estado de esfuerzos regional. Sin embargo, las soluciones mostraron variabilidad a profundidad, entre 0 y 3 km b.n.m., ya que observaron un incremento en el número de soluciones inversas y sugieren está relacionado con la intrusión de magma dentro del volcán. Cruz-Atienza et al. (2001) propusieron el primer modelo de velocidad 1D de onda de corte utilizando funciones de receptor y encontraron una zona de baja velocidad ($V_p \approx 2.5$ km/s) localizada aproximadamente a 8 km por debajo de la cima. Berger et al. (2011) utilizaron 1500 eventos volcano-tectónicos, registrados en estaciones locales, y generaron un

modelo de velocidades de onda P, encontrando tres zonas de baja velocidad (~ 3 km/s). La primera se localiza entre 4 y 7 km al norte, la segunda está localizada entre 4 y 9 km al sureste del cráter, donde sugieren la existencia de una zona muy fracturada, y la tercera localizada por debajo del cráter. Por otra parte, Kuznetsov y Koulakov (2014), utilizando arribos de onda P y S de eventos localizados dentro de un radio de 50 km, encontraron resultados diferentes a los reportados por Berger et al. (2011). Sus resultados mostraron altas velocidades ($V_p \approx 4.1$ km/s) sugiriendo la presencia de una anomalía en forma de champiñón, la cual infieren como el efecto de rocas magmáticas solidificadas que conforman el cono volcánico; además, bajo el cráter observaron altos valores de la relación V_p/V_s que interpretaron como fracturas y poros rellenos con fluidos y material parcialmente fundido. Recientemente, Cárdenas-Soto et al. (2021), utilizando cuatro estaciones, calcularon un modelo de velocidades 3D de onda de corte a partir de interferometría sísmica y observaron la presencia de altos valores de onda S (2.0-3.2 km/s) en el norte del volcán y correlacionaron sus observaciones con la zona de baja velocidad documentada por Cruz-Atienza et al. (2001). Sin embargo, la reducida cantidad de estaciones sísmicas sólo les permitió resolver una región de $\sim 10 \times 10$ km².

Por otra parte, la interferometría sísmica es una herramienta que nos permite obtener una imagen del subsuelo a partir de funciones de correlación cruzada (CC) de ruido sísmico ambiental. Adicionalmente, las CC de offset cero o funciones de autocorrelación (AC) permiten definir discontinuidades en la estructura de velocidades (p. ej. Romero y Schimmel, 2018; Heath et al., 2018; Castro-Artola et al., 2022), haciendo posible correlacionar los reflectores de interés con modelos de velocidades y delimitar así la estructura. Por su parte, la tomografía de sismicidad local (LET, por sus siglas en inglés) es una herramienta poderosa para obtener imágenes del interior de los volcanes (p. ej. Cardaci et al., 1993; Berger et al., 2011; Kuznetsov y Koulakov, 2014; Koulakov et al., 2023). Sin embargo, su resolución espacial está sesgada por la distribución de fuentes (sismos) y receptores. Además, las incertidumbres en la localización de las fuentes se propagan como incertidumbre global en la tomografía resultante. Por otra parte, la limitada cobertura de rayos entre fuentes y receptores, generalmente, produce la aparición de artefactos o

“manchas”. Por ello, la interferometría hace posible mapear la estructura de un volcán utilizando curvas de dispersión de ondas superficiales calculadas a partir de funciones de correlación cruzada, entre pares de estaciones, utilizando registros de ruido. Si la geometría de la red es apropiada, los modelos de velocidad obtenidos son menos sensibles a las limitaciones antes mencionadas (p. ej. Nicolson et al., 2012; Das y Rai, 2016).

En este proyecto se construyó una robusta base de datos a partir de 39 estaciones de redes de monitoreo sísmico permanentes (CN) y temporales (ZG, BEST y MC), que operaron en diferentes épocas (1999-2000, 2015-2016 y 2019-2020), y se calculó el primer modelo de velocidades 3D de ondas de corte del edificio completo del volcán Popocatepetl. A partir de los registros de ruido sísmico se calcularon funciones de CC, curvas de dispersión de velocidad de grupo y los correspondientes mapas de dispersión, o tomogramas, a diferentes periodos, estos últimos se utilizaron para construir curvas de dispersión locales y estas fueron invertidas para obtener modelos de velocidad 1D. El modelo de velocidad 3D resultante es interpretado considerando estudios petrológicos y geofísicos previos. Por su parte, las funciones de autocorrelación permitieron corroborar la existencia de discontinuidades de interés en la estructura de velocidades del volcán. Además, con la evaluación preliminar del efecto de la topografía se realizan una serie de sugerencias para su consideración en casos específicos de tomografías de ruido ambiental.

1.1 Justificación

El Popocatepetl ha sido objeto de estudios geofísicos, geológicos, geoquímicos y petrológicos; mismos que han permitido sugerir la estructura del reservorio magmático y su profundidad (p.ej. Urrutia-Fucugauchi et al., 2002; Schaaf et al., 2005; Atlas et al., 2006; Roberge et al., 2009; Sosa-Ceballos et al., 2014; Macías et al., 2020; Arango-Galván et al., 2020; López-Loera et al., 2022). También se han desarrollado algunos estudios sismológicos utilizando la sismicidad de tipo volcano-tectónica o la interferometría sísmica para incrementar el conocimiento de su estructura (p. ej., Berger et al., 2011; Kuznetsov y Koulakov, 2014, Cárdenas-Soto

et al., 2021); sin embargo, sus resultados han mostrado notables diferencias. Aunque estas diferencias podrían estar relacionadas con los arreglos de estaciones y la sismicidad utilizada, y en el caso de la interferometría, con el uso de sólo cuatro estaciones ubicadas en los sectores centro, norte y este del volcán. Por esa razón hasta ese momento no se contaba con un modelo de velocidades del edificio completo que logre reconciliar las observaciones previas o estudios de otros métodos geofísicos.

1.2 Hipótesis

Aprovechando las propiedades del ruido sísmico ambiental, como campo difuso, es posible utilizar los registros de ruido de redes sísmicas temporales y permanentes que han operado en distintas épocas para describir con detalle la estructura de velocidades del Popocatepetl a partir de funciones de correlación cruzada, curvas de dispersión de ondas superficiales y funciones de autocorrelación. La mejor cobertura de rayos teóricos entre pares de estaciones mejora sustancialmente la resolución e incrementa el área de estudio en planta y a profundidad. Además, el cálculo de funciones de autocorrelación hace posible definir discontinuidades en la estructura de velocidades y correlacionarlas con el modelo de velocidades resultante de la inversión tomográfica.

1.3 Objetivo

- Obtener una imagen de la distribución de velocidades en el interior del edificio completo del volcán Popocatepetl, mapear el reservorio magmático a profundidades intermedias y, con ello, identificar zonas de interés para el peligro y riesgo volcánico.

1.4 Objetivos específicos

- Obtener un modelo de velocidades 3D de onda de corte del volcán Popocatepetl a partir del uso de ruido ambiental.
- Definir discontinuidades en la estructura de velocidades del volcán y correlacionarlas con el modelo de velocidades previamente calculado.

- Realizar una evaluación preliminar del efecto de la topografía en las velocidades de ondas superficiales.

Capítulo 2

2. El volcán Popocatépetl

El volcán Popocatépetl se encuentra en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Figura 1a), entre los estados de México, Puebla y Morelos. Tiene una elevación de aproximadamente 5452 m sobre el nivel del mar, en su parte más alta, y el cráter tiene una elongación de ~800 x 600 m en diámetro con paredes interiores casi verticales de hasta 270 m de altura (Macías y Siebe, 2005).

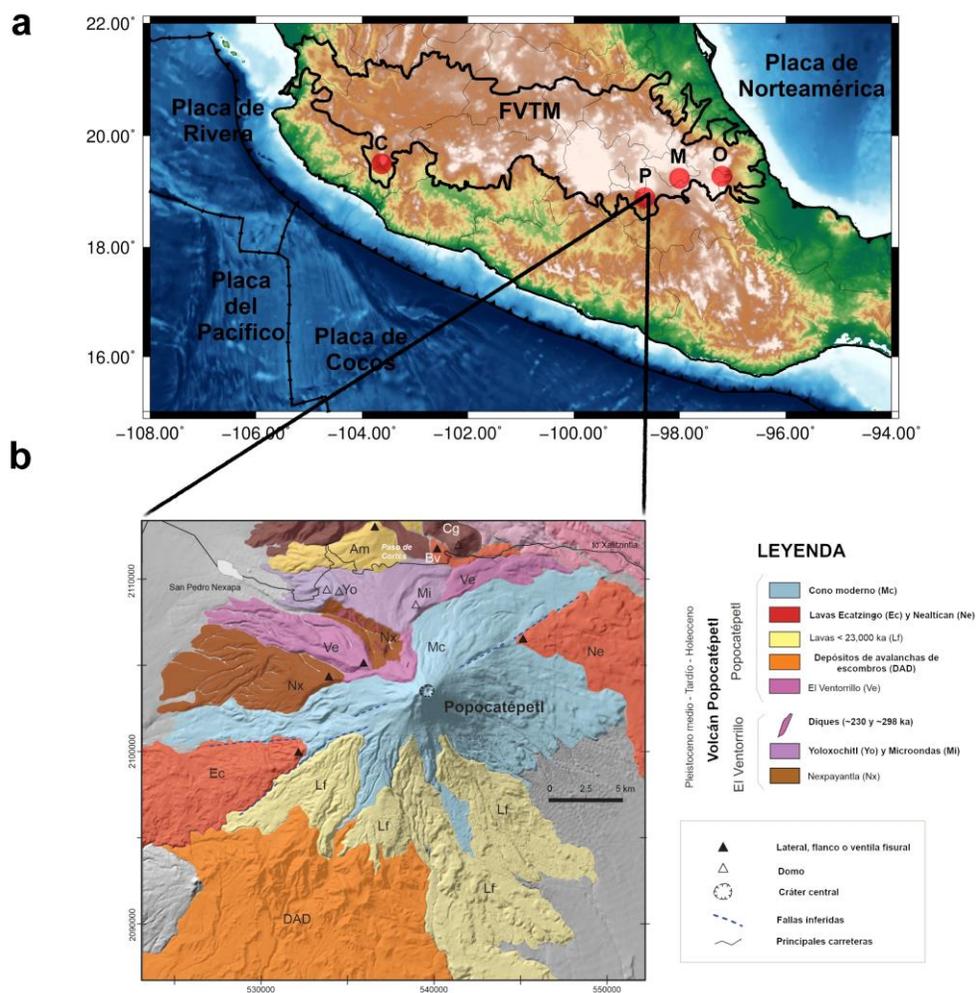


Figura 1. a) Marco tectónico de México (Pardo y Suárez, 1995). La localización de la FVTM está marcada con contorno negro. Los principales volcanes activos e inactivos localizados dentro de la FVTM son: volcán Popocatépetl (P), volcán de Colima (C), la Malinche (M) y el Pico de Orizaba (O) (modificado de Capra et al., 2006). b) Mapa geológico del volcán Popocatépetl (modificado de López-Loera et al., 2022) mostrando el edificio actual (en azul) y al sur los remanentes de depósitos de avalanchas de escombros (DAD) y depósitos de lahar (Lf) según Siebe y Macías (2004), que son producto de antiguos colapsos del anterior cono.

El Popocatepetl, y todo el vulcanismo de la FVTM, debe su origen al proceso de subducción entre la Placa Norteamericana y la placa de Cocos, donde la peculiaridad de su geometría de subducción genera vulcanismo con una distribución no paralela a la zona de subducción. Este volcán es uno de los estratovolcanes, junto con el Iztaccíhuatl, Telapón y Tláloc, que conforman Sierra Nevada (SN) (Arce et al., 2019). Estudios geológicos (p. ej., Fries, 1965; Arce et al., 2019) de la Sierra Nevada indican que tiene un basamento de rocas cretácicas compuestas por las formaciones Mexcala y Morelos, las cuales se encuentran localizadas a ~ 0 km b.n.m. (Arce et al., 2019). Estudios geoquímicos sugieren que las elevadas cantidades de CO₂ en las columnas de gas son explicadas por la asimilación de calizas en el magma ascendente (Schaaf et al., 2005; Witter et al., 2005) y por la posibilidad de que diques del sistema volcánico intercepten estas rocas (Goff et al., 2001)

En diciembre de 1994, después de aproximadamente 70 años de inactividad, el volcán Popocatepetl despertó con un incremento en su actividad y emisión de gas a partir de fumarolas (De la Cruz y Siebe, 1997). Desde este momento las actividades de monitoreo y estudio se convirtieron en una necesidad inmediata.

2.1 Geología

2.1.1 Historia eruptiva

El volcán Popocatepetl es el edificio volcánico actual; sin embargo, diversos estudios (p. ej. Siebe et al., 1996a, 1996b; Siebe y Macías, 2004, Macías y Siebe, 2005; Sosa-Ceballos et al., 2012; Sosa-Ceballos et al., 2015) demuestran la existencia previa de al menos dos estructuras volcánicas anteriores. Espinasa-Pereña y Martín-Del Pozzo (2006) muestran que en el complejo volcánico han existido varios ciclos sucesivos de construcción de edificios volcánicos seguidos de su destrucción parcial por colapsos sectoriales que generaron grandes depósitos de avalancha principalmente en el sector sur. Los ciclos anteriores consideran la construcción y destrucción de dos edificios previos al actual, que reciben los nombres Tlamacas, Nexpayantla y Ventorillo (Figura 1a) (Martín-Del Pozzo et al., 2017).

Las evidencias geológicas demuestran que el complejo volcánico en los últimos 23,000 años ha tenido erupciones realmente grandes. Hace aproximadamente 23,000 años ocurrió una erupción extremadamente violenta, de tipo Santa Elena. El cono existente en esa época tenía una altura similar al cono actual, cuando comenzó el ascenso de un cuerpo magmático muy viscoso y se emplazó en el edificio volcánico. Esto provocó que uno de sus flancos colapsara, seguido de un decremento súbito en la presión, lo que generó una gran explosión y la formación de una enorme columna eruptiva de más de 30 km de altura (Siebe et al., 1996b).

El volcán Popocatepetl ha generado erupciones explosivas de estilo pliniano en al menos cinco ocasiones en los últimos 23,000 años (Sosa-Ceballos et al., 2014). La erupción pliniana más explosiva ocurrió en el flanco noroeste, donde actualmente se localiza la falla Nexpayantla. Siebe et al. (1996b) identificaron las tres erupciones de estilo pliniano ocurridas entre 3,195-2,830 a.C. (periodo precerámico superior), 800-215 a.C. (periodo cerámico inferior) y 675-1095 d.C. (periodo cerámico superior). Esta última erupción ocurrió en el periodo donde existían asentamientos humanos y como evidencia se tienen las ruinas arqueológicas cubiertas por ceniza y cerámicos incorporados en flujos de ceniza (Siebe et al., 1996b; Siebe y Macías, 2004).

Volcán Tlamacas

Propusieron la existencia de este volcán debido al fechamiento de muestras obtenidas en el domo Tlamacas, motivo por el cual recibe su nombre. Estas muestras son mayores a las obtenidas en depósitos del volcán Nexpayantla y del flanco norte del Cerro Ventorrillo. El fechamiento radiométrico reveló una edad de 538 ka (Martin-Del Pozzo et al., 2017).

Volcán Nexpayantla

El volcán Nexpayantla creció sobre los restos del flanco Suroeste del volcán Tlamacas y recibe su nombre de la Barranca Nexpayantla, donde se hallan sus afloramientos más destacables (Martin-Del Pozzo et al., 2017). El volcán Nexpayantla fue destruido por colapso sectorial, esto generó una caldera de colapso

de por lo menos 4 km de diámetro. Existe una zona de contacto entre los materiales del volcán Nexpayantla y los del Ventorrillo en la zona baja de El Abanico (Martin-Del Pozzo et al., 2017).

Volcán Ventorrillo

El volcán Ventorrillo es el edificio volcánico anterior al actual, el Popocatépetl. El comienzo del vulcanismo en el Ventorrillo ocurrió hace 331 ± 10 ka con la emisión de lavas andesíticas en Nexpayantla. Posteriormente, emitió las lavas que construyeron el escarpe El Abanico (193 ± 29 ka) y continuó hasta la erupción Tutti Frutti que destruyó el cono hace aproximadamente 14.1 ka (Sosa-Ceballos et al., 2015).

Sosa-Ceballos et al. (2012) estudiaron la secuencia de depósitos generada por la erupción Tutti Frutti. Para la cual, basados en su composición mineral y componentes líticos, determinan la existencia de dos unidades principales, la pómez gris (GT, por sus siglas en inglés) y la pómez Milky y Tutti Frutti (MT). Ellos sugieren que los magmas silícicos que conforman las dos unidades evolucionaron por separado en dos reservorios a distintas profundidades, ~ 5 km para MT y > 8 km para GT, y, posteriormente, se mezclaron para generar los depósitos observados.

Volcán Popocatépetl

El volcán Popocatépetl es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica y actualmente es un edificio activo. Su formación comenzó después de la destrucción del Ventorrillo, aproximadamente hace 14.1 ka (Sosa-Ceballos et al., 2015). Se caracteriza por el crecimiento de un cono a partir de un conducto central desde el que se han emitido numerosas coladas de lava, de hasta 22 km de longitud, y diversas erupciones plinianas, así como por una significativa actividad de flanco a partir de centros emisores alineados con el conducto central siguiendo una dirección Noreste-Suroeste (Martin-Del Pozzo et al., 2017).

2.1.2 Modelos teóricos del reservorio magmático

A partir del reinicio de la actividad del volcán Popocatépetl se han implementado distintas redes de monitoreo, estudios y proyectos con el objetivo de mejorar el

conocimiento de la estructura interna del volcán. Desde el punto de vista geológico se han empleado herramientas como la geoquímica, composición mineral, isotópica y de gases, entre otras, para intentar formular modelos teóricos del reservorio magmático. Algunos de los estudios se han concentrado en las grandes erupciones plinianas de los pasados 23,000 años y, otros más, en los eventos eruptivos recientes a partir de 1994.

Schaaf et al. (2005) muestran evidencia geoquímica sobre que la generación de magma, en el volcán y conos de escoria que lo rodean, está fuertemente ligada con la actividad del régimen de subducción en el sur. El Popocatepetl ha producido un magma homogéneo a partir de someras y longevas cámaras magmáticas que periódicamente son reemplazadas por magmas basálticos primitivos. Esta cámara se ha alojado en calizas del Cretácico, lo que ha fomentado su interacción con rocas sedimentarias (Schaaf et al., 2005). Posteriormente, mediante un análisis de inclusiones fundidas en fenocristales del volcán Popocatepetl y sus concentraciones de agua, Atlas et al. (2006) sugirieron que, a partir de la presión de equilibrio de fusión de vapor calculadas en inclusiones de fusión, la profundidad de entrapamiento del magma es de máximo 12 km. Además, dado que los análisis muestran una cristalización de vapor de saturación durante el ascenso del magma y una mezcla de la desgasificación, sugieren que la evolución de la fusión ocurrió en conductos o diques interconectados y no en una gran cámara magmática estratificada.

Por otra parte, a partir de análisis texturales-composicionales en plagioclasas Sosa-Ceballos et al. (2014) encontraron que la mezcla de magmas es el proceso que más afecta al sistema magmáticos. Demostraron que las erupciones plinianas de los pasados 23,000 años han extraído magmas de dos reservorios, el primero localizado a los 200 MPa (~8 km) y otro localizado entre 110-130 MPa (~4-5 km). Del mismo modo, Mangler et al. (2019), utilizando lavas y depósitos de erupciones plinianas del volcán, hicieron una caracterización geoquímica de la dinámica y evolución de su sistema magmático. Sus resultados indican que en el sistema magmático somero coexisten magmas geoquímicamente diferentes y que se

mezclan antes de la erupción. Además, sugieren la existencia de un sistema de conductos por debajo del complejo volcánico que es previsto como una red de depósitos de fusión transitorios de composición variada.

Witter et al. (2005) demostraron que el magma eyectado durante 1997 y 1998 es una mezcla de dacita y andesita basáltica, la cual ocurre entre presiones de 1-1.5 kbar, es decir, entre aproximadamente 4-6 km de profundidad. Por otra parte, utilizando muestras de ceniza de las dos principales erupciones de 1997 y midiendo el CO₂ disuelto en el magma, Roberge et al. (2009) sugieren que el material fue atrapado a presiones superiores a ~400 MPa, es decir, una profundidad de hasta ~15 km, y que la erupción actual es esencialmente un evento intrusivo, ya que la intrusión y desgasificación profunda explica los altos flujos de gas más que la convección de magma en partes someras de los conductos subvolcánicos.

Recientemente, Macías et al. (2020) analizaron la granulometría, componentes, vesicularidad y petrología de secciones estratigráficas de depósitos generados por el evento de 2001, el último de mayor importancia. Proponen que las erupciones volcánicas en el Popocatépetl ocurren donde volúmenes discretos de magma félsico comienzan a ser atrapados a profundidades entre 2 y 4 km por debajo de la cima (~50-100 MPa). Este es un almacén somero que podría ser representado por un enjambre de diques y el tiempo de residencia de los magmas félsicos puede ser del orden de años. Por lo tanto, es posible que después de cada erupción la zona de dique es prontamente reinyectado con magma máfico.

2.2 Geofísica

Al igual que la geología, los estudios geofísicos son una poderosa herramienta para explorar las características del subsuelo. A partir de mediciones indirectas realizadas con distintos instrumentos es posible obtener información de ciertas propiedades del medio. A continuación, se mencionan algunos de los estudios geofísicos realizados en el volcán Popocatépetl.

2.2.1 Estudios potenciales

La gravimetría, magnetometría, estudios eléctricos y magnetotelúricos son conocidos como estudios geofísicos potenciales. El primer estudio fue realizado por

Cifuentes-Nava et al. (1998) donde no encontraron una correlación directa entre las anomalías magnéticas, eventos explosivos y efusivos, y sismicidad. En contraste, Martin-Del Pozzo et al. (2002) y Flores-Márquez et al. (2012), mediante análisis en dominios diferentes, encontraron una correlación de anomalías magnéticas, sismicidad, actividad geoquímica y monitoreo visual. Por otra parte, Kotsarenko et al. (2008) adicionaron el análisis de la componente horizontal y encontraron cierta anisotropía y, por lo tanto, supusieron una geometría de la fuente diferente. Propusieron la existencia de una cámara magmática lateral adicional, o un canal ancho, además del reservorio principal. Este debería tener una geometría plana y estar orientado perpendicularmente a la línea S-N.

Urrutia-Fucugauchi et al. (2002) analizaron datos aeromagnéticos y encontraron que el volcán Popocatepetl está caracterizado por una anomalía dipolar de gran amplitud y polarización centrada sobre el cono. La anomalía mostró una correlación con la topografía y los lineamientos mayores (zonas de falla).

Arango-Galván et al. (2020) desarrollaron y analizaron en conjunto datos magnetotelúricos, gravimétricos y magnéticos del flanco norte del volcán. Con su análisis de los distintos perfiles, identificaron un conjunto de fallas asociadas al antiguo volcán Tlamacas, que está fallado conforme a la tendencia NE-SW y confirmaron la existencia de las fallas Tlamacas y Nexpayantla. Además, observaron que otras discontinuidades observadas también se correlacionan con la orientación de los respiraderos ubicados al noreste del cráter actual, lo que asocian a la presencia de un control estructural dominante, no sólo del sistema de alimentación sino también de áreas de inestabilidad.

Recientemente, López-Loera et al. (2022), utilizando datos aeromagnéticos, encontraron que grandes cuerpos se alojan debajo los volcanes Popocatepetl ($\sim 54.5 \text{ km}^3$) e Iztaccíhuatl ($\sim 4.4 \text{ km}^3$). La anomalía positiva más grande está localizada directamente bajo la cima del volcán, lo que sugieren como cuerpos intrusivos máficos. Esta anomalía tiene una forma de tubería y debido a su susceptibilidad magnética la asocian como un enjambre de diques y sills máficos.

Por otra parte, las anomalías con menor susceptibilidad magnética fueron explicados como magmas máficos cristalizados.

2.2.2 Estudios sísmicos

El monitoreo sísmico es un volcán es una actividad imprescindible y con distintas aplicaciones. Se registran distintos eventos, entre ellos: ruido sísmico ambiental, sismos volcanotectónicos, regionales, telesismos, eventos de periodo largo y periodo muy largo. Con los cuales es posible realizar análisis del estado de esfuerzos, estructura, movimiento de fluidos, desgasificación, de tipo sismo-acústico, entre otros.

El análisis de señales de periodo largo y muy largo resulta útil para estudiar procesos de desgasificación e hidrotermales (p. ej. Chouet et al., 2005; Arciniega-Ceballos et al., 2008; Arciniega-Ceballos et al., 2012).

Por otra parte, la sismicidad de tipo volcanotectónica, sismos regionales y telesismos son utilizados para otro tipo de estudios. Novelo-Casanova et al. (2006) correlacionaron variaciones temporales de atenuación de coda y valores de b con cambios en presión y saturación de fluidos en el poro que tienen lugar antes de una erupción. Estudios de atenuación sísmica como los desarrollados por Shapiro et al. (2000), utilizando registros en la Ciudad de México de sismos regionales, muestran evidencia de que por debajo del Popocatepetl hay una alta atenuación sísmica de las ondas en un factor de alrededor de un tercio para frecuencias mayores a 1 Hz, en comparación de aquellos trayectos que no cruzaban el volcán. Además, Novelo-Casanova y Martínez-Bringas (2005), utilizando ondas de coda de sismicidad local, reportaron que profundidades entre 6 y 8 km, por debajo de la cima del volcán, hay una zona de alta atenuación sísmica relacionada con la acumulación de magma a estas profundidades. De Barros et al. (2008) invirtieron curvas de dispersión de ondas superficiales e identificaron que las velocidades en la corteza inferior son relativamente bajas. Además, el análisis de las curvas de forma individual reveló una difracción importante para periodos entre 6 a 12 s que podrían corresponder a fuertes variaciones laterales a profundidades entre 5 y 10 km. Posteriormente, Arámbula-Mendoza et al. (2010), mediante las variaciones temporales y espaciales

del estado de esfuerzo, demostraron que los ejes de presión y tensión son consistentes con el estado de esfuerzos regional y observaron que para profundidades entre 0 y 3 km b.n.m. los ejes de presión sufren una ligera rotación o inclinación lo que sugieren que es una consecuencia de la compresión generada por la inflación del magma ascendente a esas profundidades. Recientemente, mediante la caracterización temporal y espacial del valor b en el volcán, Rodríguez-Pérez et al. (2021) observaron un comportamiento diferente del valor de b a partir de los 2 km b.n.m. y sugieren que está relacionado con una variación en el estado de esfuerzos debido a la compensación de la presión litostática con el empuje del material magmático ascendente.

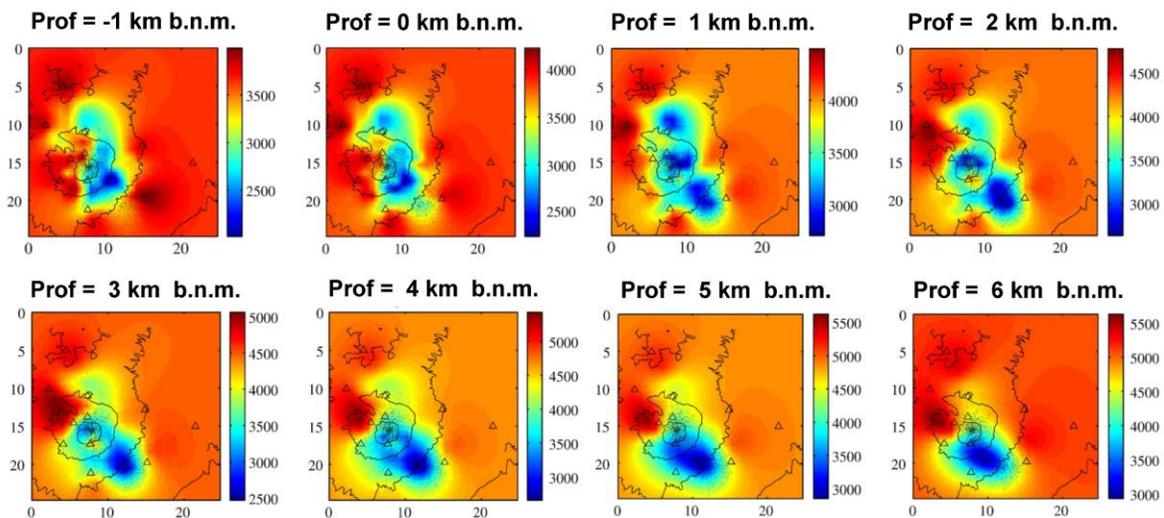


Figura 2. Secciones horizontales del modelo de velocidades de onda P calculado por Berger et al. 2011. Los puntos negros y triángulos representan la sismicidad y la localización de las estaciones, respectivamente. Figura modificada de Berger et al. (2011).

Los estudios de tomografía sísmica han sido limitados, ya que sólo se han calculado tres. Berger et al. (2011) calcularon la primera tomografía tridimensional del volcán Popocatepetl (Figura 2), ellos invirtieron tiempos de arribo de onda P de cerca de 1500 eventos volcanotectónicos. Encontraron que entre 4 a 7 km al norte del cráter hay una zona de baja velocidad con un volumen de 80 km^3 . Esta se correlaciona con las observaciones de Cruz-Atienza et al. (2001) ya que sugieren la existencia de una zona de baja velocidad entre 3 a 7 km bajo el nivel del mar. Describen otra zona de baja velocidad entre 4 y 9 km al sureste de la cima, donde se infiere la existencia de una región con gran fracturamiento y una falla de

corrimiento de rumbo. Además, identificaron un cuerpo de baja velocidad a 4 km bajo el nivel del mar por debajo de la cima.

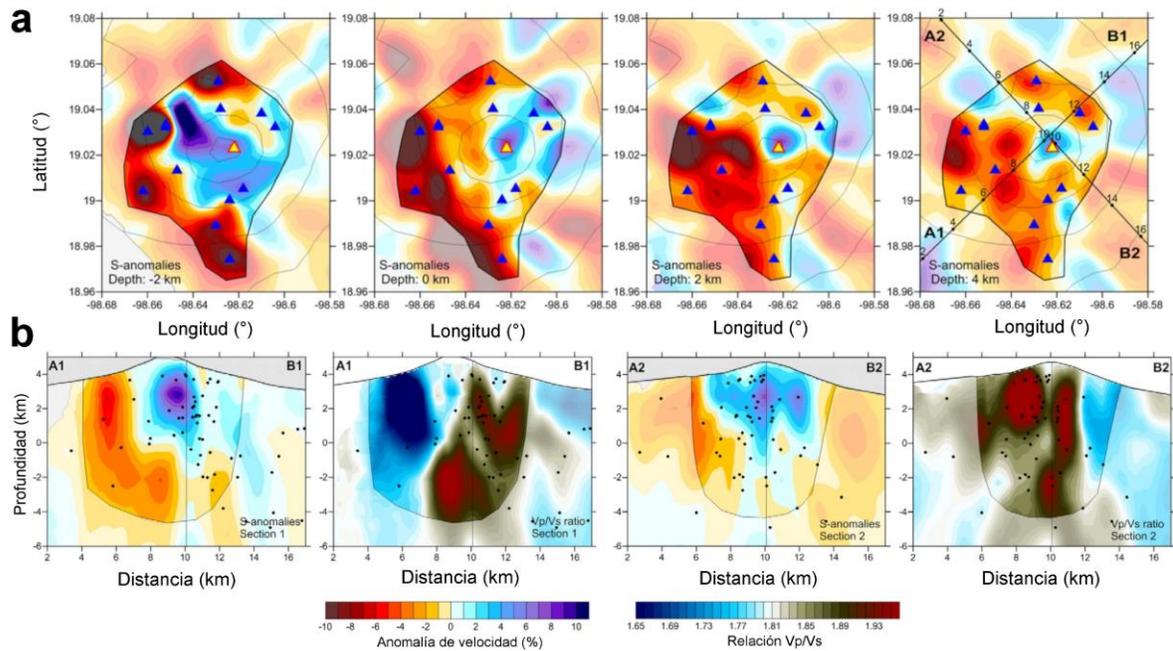


Figura 3. Secciones horizontales (a) y verticales (b) del modelo de velocidades de onda S y relación Vp/Vs calculado por Kuznetsov y Koulakov (2014). Los puntos negros y triángulos azules representan la sismicidad y ubicación de las estaciones, respectivamente.

Kuznetsov y Koulakov (2014) calcularon una tomografía sísmica (Figura 3) utilizando un arreglo de estaciones diferente al empleado por Berger et al. (2011), usaron en conjunto tiempos de arribo de onda P y S de 504 eventos localizados en un área con un radio de 50 km con respecto al cráter. Sus resultados mostraron que el edificio volcánico principal está asociado con altas velocidades (Figura 3a) que delimitan una anomalía en forma de champiñón, que atribuyen a la presencia de rocas magmáticas sólidas que conforman el cono. Por debajo de la cima observaron una anomalía prominente de Vp/Vs (Figura 3b), misma que asocian con la existencia de fracturas y poros rellenos con fluidos y material fundido. Las anomalías de baja velocidad a profundidades someras que rodean el volcán las asocian a depósitos piroclásticos acumulados por la actividad eruptiva del volcán.

Recientemente, Cárdenas-Soto et al. (2021), utilizando interferometría sísmica y cuatro estaciones, calcularon un modelo de velocidades 3D de onda de corte. Sus resultados mostraron una anomalía positiva de onda S (2.5 – 3.0 km/s) localizada

al norte del cráter a profundidades menores a 6 km. La sismicidad ocurrida durante 2012-2013 y el borde de esta anomalía la correlacionan con la interacción entre un cuerpo sólido y material suelto. Aunque el reducido número de estaciones sísmicas empleadas no les permitió obtener una imagen del edificio completo.

Capítulo 3

3. Marco teórico

3.1 Ruido sísmico ambiental

El ruido ambiental o ruido sísmico es el campo de ondas registrado en un sismómetro, en esencia, es la grabación continua de todas las vibraciones generadas por distintos fenómenos y propagadas por el suelo. Por otra parte, un campo difuso es aquel que se refleja en todas direcciones con la misma probabilidad y cuya energía se distribuye de manera homogénea.

El ruido sísmico puede ser considerado como un campo difuso, si cumple con tres principios dictados por la acústica: 1) sus fases son aleatorias, 2) es un campo acimutalmente isótropo, es decir, las ondas inciden con la misma intensidad desde diferentes direcciones; y 3) es un campo espacialmente homogéneo, es decir, la amplitud de las ondas es igual en cualquier punto del espacio (Mulargia, 2012).

En el campo de la sismología, Keiiti Aki (1957) es considerado el pionero en el estudio del ruido sísmico, dándole aplicaciones en ingeniería sísmica con el desarrollo y uso de SPAC (*Spatial AutoCorrelation*). Posteriormente, interpretó las ondas de la coda sísmica como producto de las heterogeneidades en la Tierra. Lo que lo condujo a la primera descripción matemática de la coda Q (Aki y Chouet, 1975), donde describen su decaimiento exponencial mediante dos posibles modelos: el modelo de dispersión única y el modelo de difusión o dispersión múltiple. Ambos modelos están basados en la idea que de las ondas que componen la coda son ondas de retrodispersión generadas a partir de numerosas heterogeneidades distribuidas uniformemente en la corteza (Aki y Chouet, 1975). El modelo de dispersión única considera que cada onda es generada por un único dispersor en la ausencia de otras fuentes. No obstante, este es un modelo débil, es decir, utiliza una aproximación y una sobre simplificación, por la cual no se respeta el principio de conservación de la energía. Por su parte, el modelo de dispersión múltiple considera que la energía sísmica se transfiere como un proceso de difusión.

En este caso, la energía se conserva pero la interpretación del coeficiente de difusión para un medio heterogéneo de ondas resulta ser difícil.

La resolución sobre qué modelo, dispersión única o múltiple, explica la dispersión de las ondas fue abordada a partir del principio de equipartición por Hennino et al. (2001). El principio de equipartición indica que la dispersión múltiple tiende a homogeneizar la fase espacial, es decir, la densidad espectral de energía, que en un inicio depende de la fuente sísmica, se vuelve uniforme en el espacio. Hennino et al. (2001) identificaron que la coda consiste en una mezcla de equipartición de ondas Rayleigh y ondas de cuerpo. En sismogramas registrados en México observaron que las ondas de coda son generadas a partir de un proceso de dispersión múltiple y con ello se descarta el modelo de dispersión única. Posteriormente, Lobkis y Weaver (2001b) basados en el supuesto que la fase instantánea de un campo difuso no está espacialmente correlacionada diseñaron un experimento en laboratorio, desde el punto de vista de la acústica, en el cual observaron que la correlación cruzada, entre señales recibidas simultáneamente en un par de transductores, es la señal que uno de los transductores recibiría si se emite una excitación impulsiva en la posición del otro transductor. Por lo tanto, demostraron que es posible reconstruir la función de Green (FG) con correlaciones cruzadas (CC) de campos difusos.

Basados en los trabajos anteriores, Campillo y Paul (2003) utilizaron la coda de sismos registrados en México y demostraron que las ondas difusas, que componen la coda sísmica y que son generadas por fuentes distantes, son suficiente para recuperar ondas directas entre dos puntos en la superficie; ya que la distribución de los sismos no puede ser considerada homogénea, entonces se asume que al menos los dispersores en el medio si la tienen. Considerando codas de sismos lo suficientemente alejadas de los arribos principales, como ondas de cuerpo, se puede considerar que se trabaja con un campo difuso resultado de la dispersión múltiple (Campillo y Paul, 2003). Por lo tanto, la correlación cruzada de los desplazamientos registrados en dos diferentes puntos, en promedio tiende a converger a la FG entre estos puntos o estaciones.

La coda sísmica se considera un campo difuso ya que se asume que el medio tiene una distribución aleatoria de dispersores, aunque la distribución de las fuentes no lo sea. Sin embargo, en el caso del ruido sísmico la aleatoriedad proviene de la distribución aleatoria de las fuentes de ruido y de los difractores del medio; por lo tanto, el ruido sísmico puede ser considerado un campo difuso. Una vez demostrado que es posible extraer la FG a partir de la correlación cruzada entre codas de sismos. Shapiro y Campillo (2004) demostraron, de manera práctica, que es posible extraer la FG utilizando otro campo difuso, el ruido sísmico. Para ello, calcularon las correlaciones cruzadas de registros de varios días entre diferentes pares de estaciones con separación entre cientos y miles de kilómetros. Los resultados demostraron que es posible extraer fases sísmicas correspondientes a ondas Rayleigh, mismas que han demostrado ser útiles para obtener información de la Tierra a diferentes escalas espaciales.

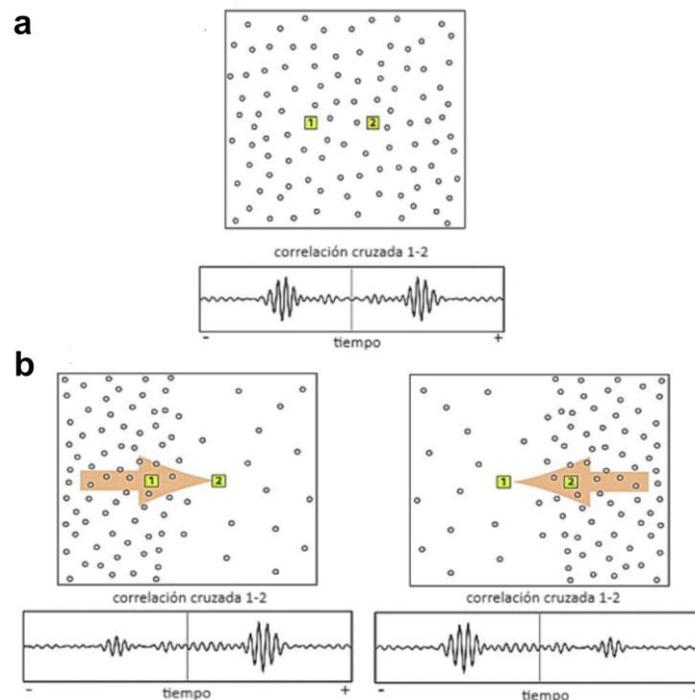


Figura 4. Esquema teórico del efecto de la distribución de las fuentes de ruido en el grado de simetría de la función de correlación cruzada. a) Distribución homogénea de las fuentes de ruido y correlación cruzada simétrica. b) Distribución no homogénea de las fuentes de ruido y correlación cruzada asimétrica (Figura modificada de Stehly et al., 2006).

Stehly et al. (2006) realizaron un análisis de las propiedades del ruido sísmico y se enfocaron especialmente en su origen. Establecieron que la morfología de la

señal de correlación cruzada denota algunas características de las fuentes de ruido. Teóricamente, en el caso de una distribución isotrópica de las fuentes, el flujo de energía entre las dos estaciones es el mismo en ambas direcciones; por lo tanto, la función de correlación es simétrica (Figura 4a). Por otra parte, si la densidad de fuentes es diferente en alguna dirección preferencial el resultado es una correlación asimétrica en amplitud (Figura 4b). Además, identificaron que el origen del primer y segundo pico microsísmico es diferente. El origen del primero muestra una notable variabilidad estacional, mientras que el origen del segundo indica que es estable en tiempo y está asociada con las costas, lo que confirma que es generado por una interacción no lineal del oleaje del océano con la costa (Stehly et al., 2006).

3.2 Cálculo de la función de correlación cruzada (CC)

La correlación cruzada de una señal temporal registrada en dos estaciones converge a la Función de Green representativa del medio entre estas, incluyendo ondas directas, dispersión (*scattering*) y todas las reflexiones (Waver, 2005).

En los distintos estudios realizados para verificar la obtención de la función de correlación cruzada (CC) o función de Green empírica (FGE) a partir de campos difusos, como la coda y ruido sísmico, se han utilizado diferentes metodologías de procesamiento de las señales para que la correlación cruzada de las señales converja a la FGE. Sin embargo, independientemente del método electo, para la mayoría de las metodologías propuestas para su cálculo, la señal necesita un preprocesamiento, el cual involucra remover la media, tendencia y respuesta instrumental.

No obstante, parámetros como la longitud de la ventana de tiempo de las señales, la cantidad de correlaciones cruzadas y las características del apilado de la señal, dictaminan la convergencia a la FGE; por lo tanto, es indispensable realizar un análisis robusto de la calidad de las funciones resultantes.

3.2.1 Método convencional para el cálculo de la función de correlación cruzada (MB)

Bensen et al. (2007) fueron los primeros en resumir la metodología utilizada anteriormente por varios autores. Mostraron una serie de pasos sugeridos para el

procesamiento de señales aleatorias, o campos difusos, y obtener la FGE que represente el medio entre dos puntos de registro. Las principales etapas son: 1) preprocesamiento individual de las señales de cada estación, 2) cálculo de la correlación cruzada, y 3) apilado de las correlaciones cruzadas (ver Figura 5).

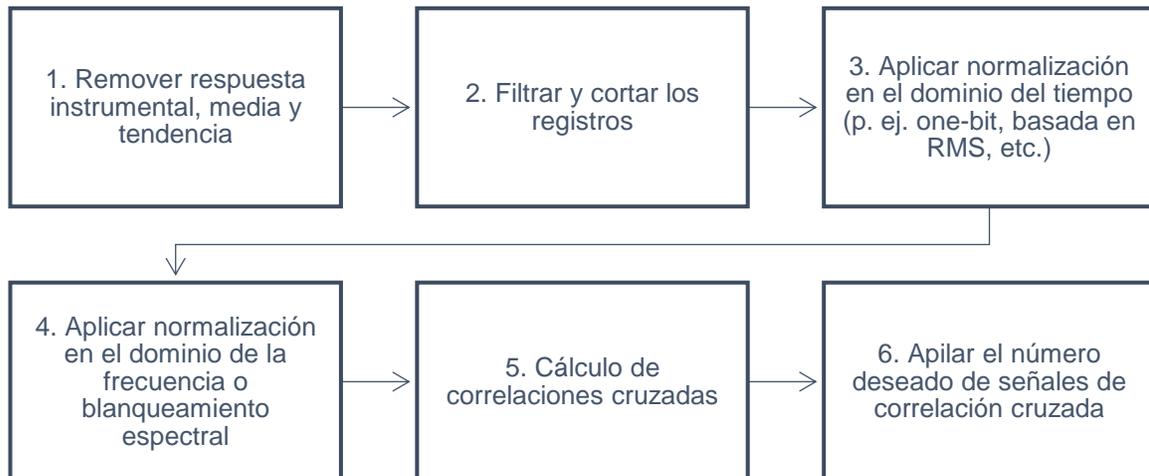


Figura 5. Esquema del procesamiento de datos de ruido sísmico para la extracción de la Función de Correlación Cruzada (Figura modificada de Bensen et al., 2007)

Una parte importante de este método es el cálculo de normalizaciones temporales y espectrales. El objetivo de estas operaciones es acentuar el ancho de banda del ruido sísmico, remover la influencia de fuentes de ruido estacionales, disminuir el efecto de sismos e irregularidades instrumentales. La normalización temporal ‘one-bit’, que consiste en cambiar las amplitudes positivas por uno y los valores de amplitudes negativas por menos uno, ha sido utilizada usualmente (p.ej. Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004; Bensen et al., 2007)., ya que ha demostrado tener un incremento en la relación señal-ruido. Sin embargo, existen otras normalizaciones como la basada en la amplitud RMS, y en la detección y remoción de registros de sismos.

La normalización o blanqueamiento espectral hacen que el espectro de amplitud de las señales sea plano, ya que en el ruido ambiente existen el primer ($T \approx 15$ s) y segundo ($T \approx 7.5$ s) picos microsísmicos; además de que a periodos muy largos ($T > 50$ s) se observa la influencia de la oscilación continua de la Tierra que consiste principalmente de ondas superficiales (Bensen et al., 2007). Por lo tanto, con la

normalización espectral se busca eliminar la presencia de estos picos microsísmicos, y las vibraciones asociadas a fenómenos meteorológicos y corrientes oceánicas.

Posteriormente a las normalizaciones temporal y espectral, se calcula la correlación cruzada $C(\tau)$, que es una medida cuantitativa de la semejanza entre dos series temporales $f(t)$ y $g(t)$, y está definida como

$$C(\tau) = f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt \quad (1)$$

donde t es el tiempo, τ es el tiempo que se desplaza la función $g(t)$ con relación a $f(t)$.

Finalmente, el conjunto de funciones de cruzada $C(\tau)$ se apila o promedia para obtener una CC promedio representativa del medio entre pares de estaciones. El apilado de las señales se utiliza para amplificar la señal coherente en el conjunto de trazas o CC. En este caso, se empleó una apilado lineal que se define como

$$\bar{a}(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N CC_i(t) \quad (2)$$

donde N es el total de trazas y $CC_i(t)$ representa a cada una de las CC calculadas.

En resumen, con el preprocesamiento y las normalizaciones temporales y espectrales, se busca trabajar sólo con ruido aleatorio y así se cumpla con las condiciones de un campo difuso. Mientras que con el apilado de las CC se busca converger a la FGE y resaltar la señal coherente.

3.2.2 Método de ponderación de fase para el cálculo de la función de correlación cruzada (PCC)

La correlación cruzada y apilado de las correlaciones son operaciones, donde la primera mide la similitud entre dos señales y comúnmente se calcula en el dominio de la frecuencia, y la segunda es un promedio común de las señales calculado en el dominio del tiempo y que enfatiza fases en común presentes en estas. Sin embargo, debido a que no siempre resulta fácil converger a la FGE ha sido necesario el desarrollo de otros métodos que permitan destacar otras características

de la señal o hacer el procesamiento más simple y sencillo, pero igualmente eficiente.

Schimmel (1999) desarrolló el método de correlación cruzada de fase (PCC, por sus siglas en inglés), como una alternativa a la correlación cruzada convencional, y la cual se basa en la coherencia de fase de la señal. En este caso, las amplitudes no están involucradas, por lo tanto, la PCC es una medida de similitud no sesgada por la amplitud y pondera de igual manera cada muestra en la ventana de correlación, generando que las señales débiles tengan una mejor capacidad de muestreo (Schimmel, 1999).

La correlación cruzada de fase (PCC) se basa en el concepto de la señal analítica

$$S(t) = s(t) + iH[s(t)] = a(t)e^{i\theta(t)} \quad (3)$$

donde $s(t)$ es la traza sísmica o registro de ruido y representa la parte real de la señal analítica, $H[s(t)]$ es la transformada de Hilbert de la señal sísmica y representa la parte imaginaria de la señal analítica. $a(t)$ es la envolvente, $\theta(t)$ la fase instantánea y t es el tiempo. Con esta representación de la señal, se obtienen fases unitarias que contienen información de la fase instantánea como

$$e^{i\theta(t)} = \frac{s(t)}{|s(t)|} \quad (4)$$

De este modo, la PCC utiliza estas fases unitarias de las señales analíticas $s_1(t) = a_1(t)e^{i\theta_1(t)}$ y $s_2(t) = a_2(t)e^{i\theta_2(t)}$ para calcular la similitud entre estas.

La PCC de secuencias discretas $s_1[n]$ y $s_2[n]$ muestreadas cada $t = t_0 + nT$, en el cual n es el número de muestra y T es el periodo muestreado, puede escribirse como

$$c_{pcc}[m] = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} \left| \frac{e^{i\theta_1[n+m]} + e^{i\theta_2[n]}}{2} \right|^v - \left| \frac{e^{i\theta_1[n+m]} - e^{i\theta_2[n]}}{2} \right|^v \quad (5)$$

En la cual m es número de tiempo de retraso (a partir del tiempo de retraso $\tau = mT$), v es la potencia de la PCC, y N es el número de muestras correlacionadas desde t_0 a $t_0 + (N - 1)T$.

Analizando la ecuación (5), se puede ver que, si las señales están totalmente correlacionadas, el primer término de la suma es igual a 1 y el segundo 0, por lo tanto $c_{pcc} = 1$. Por lo contrario, si éstas están totalmente anti correlacionadas, el primer término es 0 y el segundo es 1; por lo tanto, $c_{pcc} = -1$. Mientras que, si las señales no están correlacionadas, los dos términos son iguales y $c_{pcc} = 0$. En este contexto, el factor de potencia ν controla la intensidad de la transición de valores totalmente correlacionados y anti correlacionados a valores no correlacionados. Los valores por defecto para ν son 1 y 2, donde $\nu = 1$ aumenta los valores de correlación absoluta y establece $\nu > 1$, y particularmente $\nu = 2$ aumenta la relación señal–ruido (Ventosa et al., 2019).

La PCC, al contrario de la correlación convencional, es más sensible a la similitud de la forma de onda, pero menos sensible a la presencia de amplitudes grandes, es decir, señales altamente energéticas (Schimmel, 2011). Debido a que la PCC no está sesgada por la amplitud esta no requiere un robusto preprocesamiento de la señal, como la normalización temporal ‘one-bit’ (p.ej. Campillo y Paul, 2003; Bensen, 2007) utilizada para disminuir el efecto de señales muy energéticas como los sismos o la presencia de picos microsísmicos. Por lo tanto, la CC se calcula de manera directa utilizando los datos crudos.

La correlación cruzada de fase es una extensión de la técnica de apilado ponderado de fase (PWS, por sus siglas en inglés) desarrollado por Schimmel y Paulssen (1997). PWS es un apilado no lineal donde cada muestra del apilado lineal es ponderado por una medida de coherencia de fase no sesgada por la amplitud (Schimmel, 2011). La coherencia de fase se expresa como

$$c_{ps}(t) = \left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N e^{i\theta_j(t)} \right|^\nu \quad (6)$$

y se basa en la similitud de las fases instantáneas $\theta_j(t)$ de las N trazas. ν es el parámetro que determina la intensidad de la transición entre la suma de señales coherentes y menos coherentes.

El apilado de la señal reduce la influencia de ruido incoherente y permite identificar con mayor claridad las fases reconstruidas. tf-PWS es una de las variantes de este método y fue desarrollado por Schimmel y Gallart (2007). El núcleo de esta propuesta es la descomposición en el dominio tiempo-frecuencia (tf) a partir de la transformada S de cada una de las trazas a apilar, o en este caso, correlaciones cruzadas calculadas. Por lo tanto, la transformada S del apilado en el dominio tiempo-frecuencia es

$$S_{pws}(\tau, f) = c_{ps}(\tau, f)S_{ls}(\tau, f) \quad (7)$$

donde $c_{ps}(\tau, f)$ es la coherencia de fase en el dominio tiempo-frecuencia, que es empleada para asignar menos peso a las partes incoherentes del apilado lineal en el dominio tiempo-frecuencia, y $S_{ls}(\tau, f)$ es la transformada S del apilado lineal de todas las N correlaciones cruzadas (Schimmel et al., 2011).

Sin embargo, el costo computacional de efectuar la transformada S para cada una de las trazas resulta ser muy alto. Por ello, Ventosa et al. (2017) desarrolló el apilado ponderado en fase en tiempo-escala (ts-PWS), una extensión del apilado en fase ponderada. Dziewonski et al. (1969) formalizó la expansión de tiempo-frecuencia bajo el concepto de filtrado múltiple. Con ello Ventosa et al. (2017) implementaron la técnica de filtrado múltiple utilizando expresiones analíticas de ondículas, como la ondícula de Morlet, la cual utiliza una ventana Gaussiana modulada. Por lo tanto, empleando la técnica de filtrado múltiple la redundancia de operaciones se reduce sustancialmente, reduciendo así el costo computacional en el cálculo del apilado de fase ponderada.

3.3 Cálculo de funciones de autocorrelación

La autocorrelación (AC) es una medida de la similitud de una señal entre una versión retrasada de sí misma. Esta operación usualmente es normalizada por su energía lo que la limita a valores entre -1 y 1 (Schimmel et al., 2018). Claerbout (1968) demostró que en un medio de capas horizontales y asumiendo la incidencia de una onda plana, la autocorrelación de la componente vertical de un registro sísmico genera una reflexión como producto de una fuente localizada en la posición de la estación. Se habla de la autocorrelación de ruido sísmico, como una variante

de la correlación cruzada de ruido sísmico, cuando la separación entre estaciones es cero. Por lo tanto, la autocorrelación expresa la FGE representativa del medio por debajo de la estación. Lo que permite obtener información de superficies reflectantes por debajo de la localización de la cada estación, según el rango de frecuencias estudiado.

Tibuleac y von Seggern (2012) desarrollaron y aplicaron un método para el cálculo de autocorrelaciones y estimar la componente de reflexión de onda P de doble trayecto de la FGE. El preprocesamiento, autocorrelación y apilado de las señales se basaron en trabajo de Bensen et al. (2007). Sus resultados mostraron la presencia de una superficie reflectora en los límites de corteza manto y se correlacionaron con estudios y modelos de velocidades previos.

A partir de un análisis de las autocorrelaciones de baja frecuencia, Schimmel et al. (2018) demostraron que la autocorrelación de fase, método que se basa en el concepto de coherencia de fase (Schimmel, 1999), resultó ser útil para extraer información de ondas de Rayleigh y modos normales de la Tierra. Su estudio se basó en la comparación de tres técnicas en el cálculo de la autocorrelación: la correlación convencional, la correlación geoméricamente normalizada y la correlación de fase.

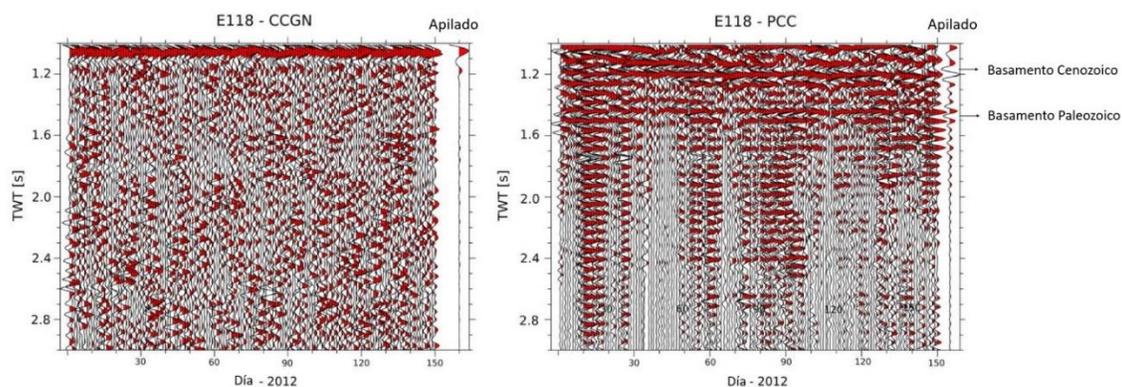


Figura 6. Uso de la autocorrelación en la identificación de superficies reflectoras. Gráfico de la sección de un día de funciones de autocorrelación calculadas con correlación cruzada geoméricamente normalizada (CCGN, izquierda) y correlación cruzada de fase (PCC, derecha). La traza en cada panel de la derecha es el apilado total de las autocorrelaciones. Todos los apilados fueron calculados con el apilado ponderado por fase en el dominio tiempo-frecuencia. TWT = doble tiempo de viaje (Figura modificada de Romero y Schimmel, 2018).

Romero y Schimmel (2018) se basaron en el análisis de autocorrelaciones de alta frecuencia para mapear el basamento de una cuenca sedimentaria en España

(Figura 6), logrando correlacionar significativamente sus resultados con estudios geofísicos y geológicos previos, e identificando horizontes de interés.

La técnica de autocorrelación de campos difusos ha sido aplicada y modificada por varios autores, con el objetivo de robustecer sus análisis y mejorar la resolución de los resultados aplicados a distintas áreas de la sismología como: la delimitación de la fuente sísmica, sismología volcánica, inversión de funciones de receptor, tomografía sísmica y como información adicional en el cálculo de relaciones espectrales de H/V. Heath et al. (2018) demostraron que las autocorrelaciones son útiles para identificar contrastes de profundidad en sistemas magmáticos someros, tales como un volcán. Ellos emplean el doble tiempo de trayecto de las ondas de cuerpo presentes en la AC para identificar discontinuidades importantes en el subsuelo. Zhang et al. (2014) propusieron un método para determinar la profundidad de la fuente sísmica a partir del apilado de autocorrelogramas de datos sísmicos de múltiples estaciones (SMAC, por sus siglas en inglés). El concepto básico es mejorar la energía coherente reflejada en la discontinuidad mediante la autocorrelación y apilado. Del mismo modo, Delph et al. (2019) involucran información de tiempos de arribo de ondas de cuerpo extraídas de autocorrelaciones para limitar el problema de la información previa requerida en la inversión de funciones de receptor. Clayton (2020), en el caso de arreglos sísmicos densos, propone el apilado de autocorrelaciones de *offset* cercano para mejora la resolución de la imagen de la corteza media y somera. Tchawe et al. (2020) incorpora la información de autocorrelaciones al método convencional para el cálculo de relaciones espectrales de H/V; un método que ha demostrado ser eficiente para caracterizar la frecuencia de resonancia del subsuelo a escala local y unidimensional.

Una de las aportaciones más recientes en el método de cálculo de la función de autocorrelación, con respecto a identificación de discontinuidades sísmicas en el subsuelo, se presenta en el trabajo de Castro-Artola et al. (2022). El método consiste en pre-filtrar los registros de ruido sísmico en diferentes bandas de frecuencia, cada uno de ellos definido por una frecuencia central. Posteriormente

se calcula la función de autocorrelación aplicando la técnica desarrollada por Ventosa et al. (2019) y se apilan las señales, utilizando el método de apilado de ponderación de tiempo-frecuencia desarrollado por Schimmel et al. (2007) y optimizado por Ventosa et al. (2017), para cada frecuencia central y finalmente se apilan las frecuencias de interés, es decir, se aplica la ecuación

$$A'(t) = \frac{1}{n} \sum_n \bar{A}_{bpn}(t) \quad (8)$$

donde $\bar{A}_{bpn}(t)$ es la autocorrelación para cada banda de frecuencia, n es el número de filtros pasa banda involucrados en el apilado, y A' es la función de autocorrelación auto normalizada (entre t_1 y t_2 , donde t_i indica el intervalo de tiempo de interés para observar las discontinuidades) de los registros de ruido filtrados por el n -ésimo filtro.

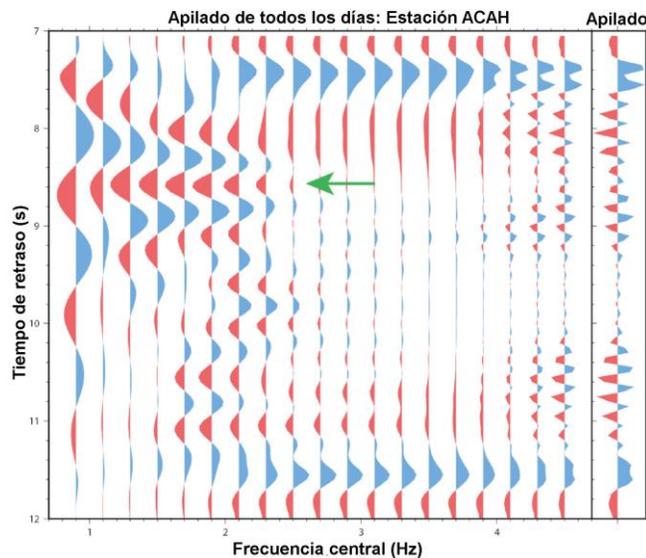


Figura 7. Apilado de funciones de autocorrelación para la estación ACAH. La flecha verde indica el doble tiempo de viaje asociado con la reflexión del Moho. Figura modificada de Castro-Artola et al. (2022).

Las pruebas con datos sintéticos mostraron una fase clara y continua en todas las frecuencias centrales asociadas a una discontinuidad con un determinado doble tiempo de viaje (TWT, por sus siglas en inglés), como en el caso de la discontinuidad asociada al Moho (Figura 7). Mientras que los lóbulos centrales de la autocorrelación muestran un desfase en el tiempo dependiente de la frecuencia central (Castro-Artola et al., 2022).

3.4 Efecto de la topografía en la dispersión de ondas superficiales

El ruido sísmico ambiental está compuesto esencialmente por ondas superficiales. Por ello, uno de los factores importantes por analizar es el efecto de la topografía en la dispersión de ondas superficiales y sus correspondientes velocidades de grupo o fase.

El cambio en la dispersión de las ondas superficiales a partir de pequeños cambios en la topografía, como la existencia de un escalón, ha sido estudiada con fines de aplicación de la ingeniería civil (p. ej. Boore et al., 1981). Por otra parte, Zhou y Chen (2007) analizaron el carácter de la propagación de la onda Rayleigh al cruzar o atravesar un cañón, compararon los cambios de su energía y frecuencia antes y después de cruzarlo. Sus observaciones ilustraron que en cuanto mayor sea la pendiente más ondas superficiales se bloquean, es especial aquellas de alta frecuencia. Además, cuando las ondas Rayleigh pasan por una topografía irregular, no sólo cambia su energía sino también se producen conversiones de onda y cambia la respuesta en frecuencia.

Específicamente, en el caso del ruido sísmico ambiental, Köhler et al. (2012), utilizaron datos sintéticos y analizaron el efecto de la topografía en la propagación de ondas Rayleigh de periodo corto, demostrando que la topografía a lo largo de un perfil a través de un área de estudio puede resultar en una subestimación de las velocidades de fase hasta en un 0.7% para periodos cortos de investigación (~3s) y puede ser considerado relevante para periodos menores a 5 s. Ellos proponen que contrario a lo esperado de que el sesgo sea resultado del incremento en la distancia a lo largo de la topografía, dicho error puede estar relacionado con la presencia de un gran contraste topográfico en la vecindad del receptor. Sus observaciones los llevaron a concluir que el sesgo topográfico en las velocidades de fase en general no es considerablemente grande para afectar significativamente las variaciones de velocidad recuperada en el rango de frecuencia del ruido ambiental. Además, encontraron una relación lineal entre el error de la velocidad de fase y el gradiente topográfico local promedio; sin embargo, no establecen una clara razón física de dicha relación.

Finalmente, se han observado distintos efectos de la topografía en el cálculo de tomografías sísmicas. Haney y Douma (2012) observaron una correlación inversa entre la topografía con los rasgos de velocidad de una tomografía de velocidad de grupo de onda Rayleigh, es decir, en altos topográficos observaron valores bajos de velocidad; mientras que en valles observaron valores altos de velocidad. La explicación que ofrecieron es que en un medio estratificado erosionado donde la velocidad incrementa con la profundidad, en las colinas el modo fundamental de la onda Rayleigh interactúa principalmente con material de menor velocidad, mientras que, en regiones de valle, teóricamente, el modo fundamental interactúa o está más cerca de materiales con mayor velocidad, lo que provoca que se extienda a mayor profundidad dada la velocidad del material. Sin embargo, observaron regiones donde existe una falta de correlación, mismas que explican como zonas de ultra baja velocidad que provocan una disminución en velocidad. Aunque estas observaciones bien pueden deberse a que en las zonas de valle, la cantidad de sedimentos blandos es mayor, lo que se traduce en un decremento de la velocidad de propagación. Por su parte, Wang y Sun (2018) investigaron el efecto de la topografía en el cálculo de tomografía de ondas superficiales de ruido sísmico utilizando datos sintéticos a partir de diferentes modelos topográficos. Ellos supusieron 400 estaciones distribuidas en un área de 10 km x 10 km, con una distancia entre estaciones de 500 m. Sus inversiones resultantes sugieren que la topografía afecta la inversión de ondas de corte (V_s) en el subsuelo. Observaron que, si la topografía no es considerada, el patrón horizontal de las estructuras se recupera razonablemente bien; sin embargo, la distribución en profundidad de la estructura de velocidades puede ser distorsionada. La máxima distorsión en profundidad está generalmente correlacionada con el relieve de la topografía y la amplitud de las anomalías de velocidad. Recientemente, Li et al. (2019) invirtieron curvas de dispersión para obtener un modelo de V_s . Utilizaron el método de dispersión de ecuación de onda (WD, por sus siglas en inglés) y lo compararon con el método WD modificado para considerar la topografía (TWD, por sus siglas en inglés). Los resultados mostraron que el modelo de velocidades calculado a partir

de considerar la topografía (TWD) es más coherente con la geología que el calculado con el método original (WD).

Particularmente, en el caso de tomografías de ruido ambiental aplicadas al estudio de volcanes algunos estudios consideran que es un efecto que no debe ser ignorado como en el caso donde el gradiente de velocidades en la zona somera es muy grande, lo cual afecta la naturaleza dispersiva de las ondas superficiales (Benediktsdóttir et al., 2017). Sin embargo, existen otros casos donde el efecto de la topografía es considerado como mínimo y, por lo tanto, no es tomado en cuenta, ya que se dan diferentes casos donde se puede considerar: un gradiente topográfico pequeño (Obermann et al., 2016), que se trabaja con paquetes de ondas promedio y que los desfases de ondas no constituyen un sesgo sistemático (Jeddi et al., 2017), los periodos involucrados en los estudios y el efecto de la consideración de la distancia real entre estaciones (Wang et al., 2017), o las variaciones en las velocidades de grupo observadas son mayores que los errores producto del efecto de la topografía (<5%) (Brenquier et al, 2007).

Capítulo 4

4. Base de datos y metodología

4.1 Base de datos

A partir de la reactivación del volcán Popocatepetl, este ha sido vigilado y monitoreado continuamente. El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) opera la red de monitoreo sísmico permanente (CN); además, con distintos propósitos de estudio, se han implementado una serie de redes temporales. Con el objetivo de mejorar la resolución de la tomografía de ruido sísmico ambiental se construyó una robusta base de datos que incluye la red permanente actual (CN) y tres redes temporales (ZG, BEST y MC) (Figura 8) que han operado en diferentes épocas.

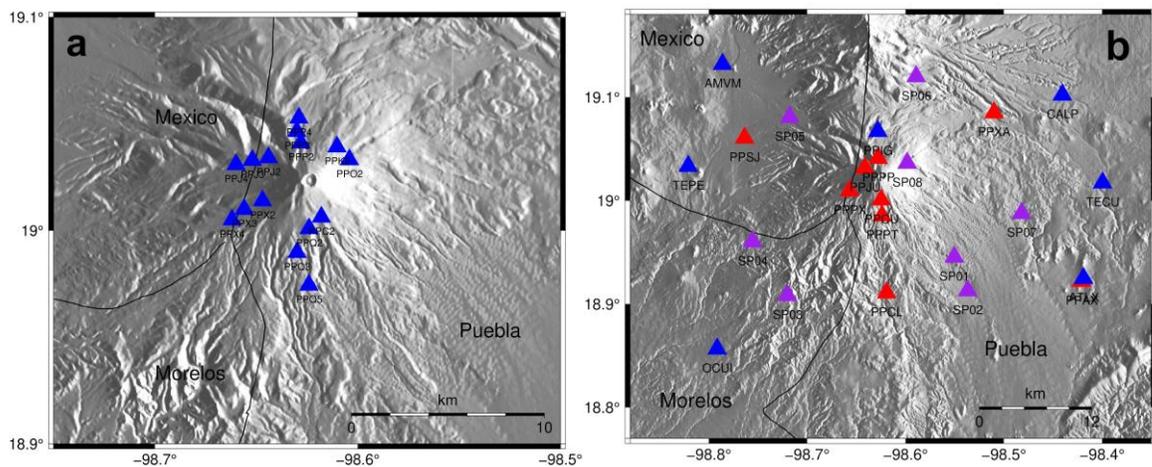


Figura 8. Redes de monitoreo sísmico, temporal y permanentes, del volcán Popocatepetl. a) Red temporal ZG instalada entre 1999-2000 (triángulos azules). b) Red permanente CN operada por el CENAPRED desde 2018 (triángulos rojos), red temporal BEST instalada entre 2015-2016 (triángulos azules), y red temporal MC instalada entre 2018-actualidad (aún en operación y representada por triángulos púrpuras).

La red CN (Figura 8b) consta de 11 estaciones compuestas por sismómetros *Trillium post-hole* de banda ancha de 120 s y digitalizadores *Taurus*. La red temporal MC es más reciente y corresponde al experimento desarrollado por Calò e investigadores del departamento de vulcanología del Instituto de Geofísica (Figura 8b). Dicha red se encuentra en funcionamiento desde 2018 a la fecha y está compuesta por ocho sismómetros *Trillium Compact post-hole* de 120 s o *Guralp 40T*, y digitalizadores *Data Cube 3*. La disponibilidad de datos para ambas redes puede

consultarse en Figura 9. Dado que ambas redes han operado en un periodo de tiempo similar, se conjuntaron los datos de ambas redes para el periodo de 2019 a 2020.

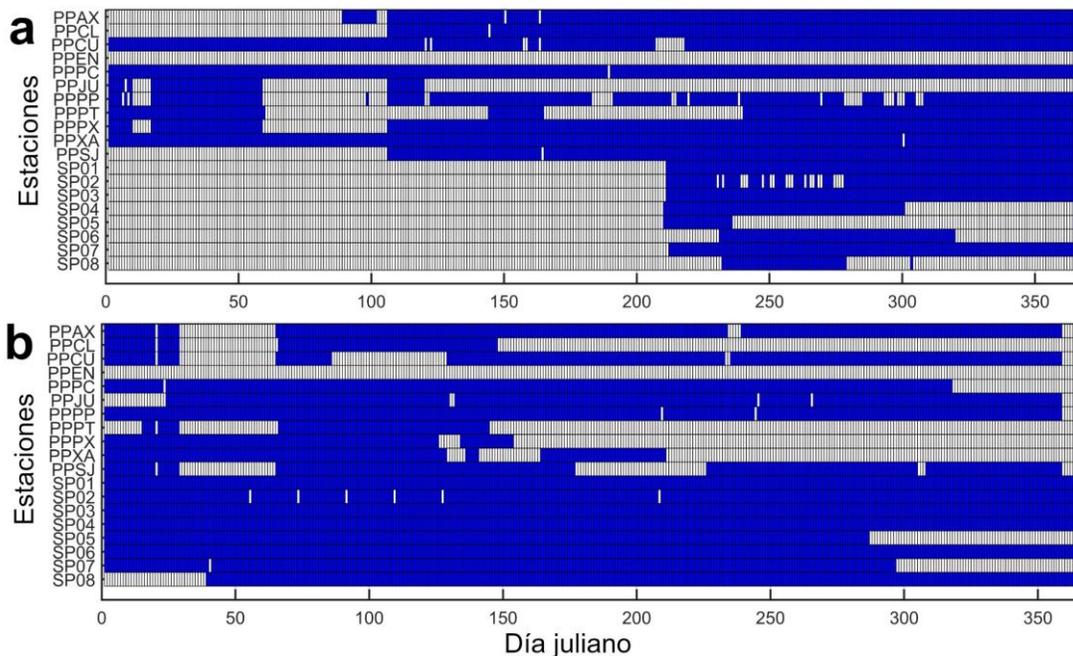


Figura 9. Disponibilidad de datos de las redes CN y MC para los años 2019 (a) y 2020 (b). Los segmentos azules representan el periodo en el cual se dispone de registros.

La red temporal más antigua ZG (Figura 8a) fue operada por GFZ Potsdam (GeoForschungsZentrum-Potsdam) entre 1999-2000 (Figura 10) y estuvo compuesta por 15 estaciones con sismómetros CMG-3ESP/120, STS-2/N y CMG-40T/30.

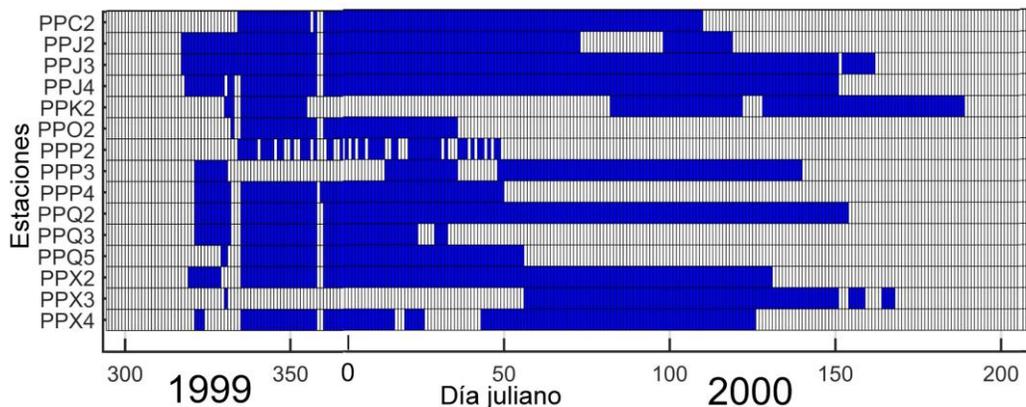


Figura 10. Disponibilidad de datos de la red ZG en el periodo de operación entre 1999 y 2000. Los segmentos azules representan el periodo en el cual se dispone de registros.

Como parte del experimento Banco de Estaciones Sísmica Temporales (BEST) (Figura 8b), se instalaron cinco estaciones entre 2015-2016 (Figura 11), y ésta estuvo compuesta por sismómetros *Reftek* y *Guralp* de 120 s. No obstante, se decidió complementar el arreglo BEST con dos estaciones más, las estaciones PPIG y AMVM, operadas por el Servicio Sismológico Nacional (SSN).

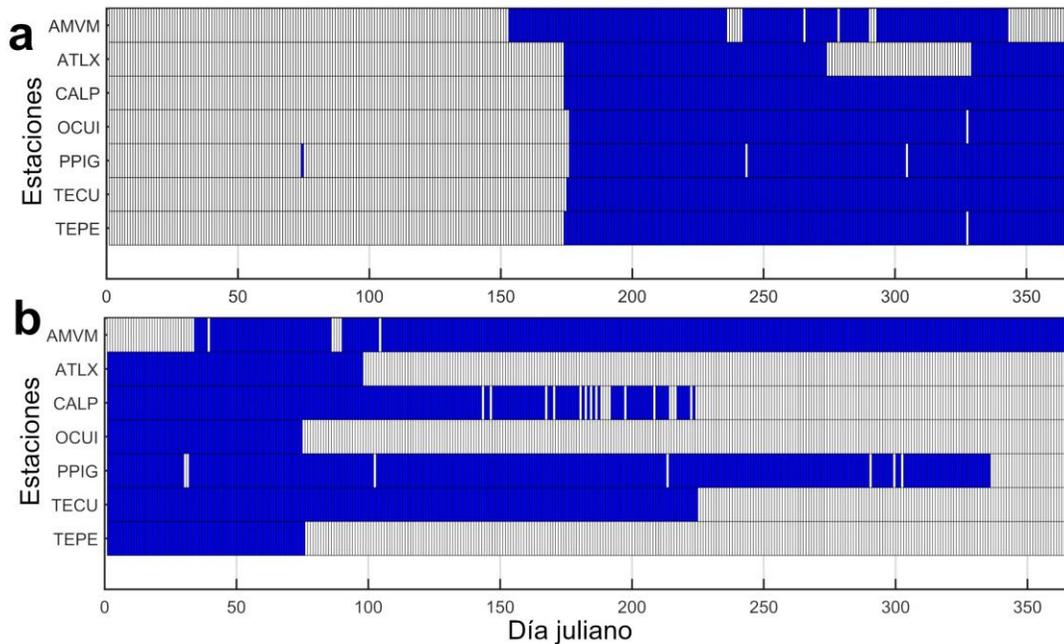


Figura 11. Disponibilidad de datos de la red BEST y las estaciones AMVM y PPIG del SSN para los años 2015 (a) y 2016 (b). Los segmentos azules representan el periodo en el cual se dispone de registros.

La red CN tiene como fin monitorear la sismicidad del volcán; mientras que los arreglos de estaciones ZG y MC fueron diseñados principalmente para estudiar la estructura somera del volcán; motivos por los cuales los sismómetros fueron desplegados más cerca el Popocatepetl. Por otra parte, la red BEST se configuró con el fin de estudiar la estructura profunda y los sensores se ubicaron más lejos del edificio volcánico. Con el objetivo de aprovechar ambos atributos, es decir, estudios de la estructura somera y profunda del volcán, en total se utilizaron 39 estaciones (15 de la red ZG, 7 de la red BEST y del SSN, 8 de la red MC y 9 de la red CN) para implementar las técnicas de interferometría sísmica.

4.2 Metodología

4.2.1 Uso de interferometría sísmica para caracterizar la estructura de velocidades del volcán Popocatépetl

4.2.1.1 Cálculo de funciones de correlación cruzada

Las funciones de CC se calcularon a partir de dos métodos distintos; el método seguido por los autores de Bensen et al. (2007), y a partir de aquí denominado MB, y el método *Phase Cross-Correlation* (PCC) desarrollado por Shimmel en 1999.

Los registros crudos fueron preparados retirando las respuestas instrumentales, y quitando la media y tendencia; además, se aplicó un filtro pasa bandas. Sin embargo, la diferencia entre los métodos radica en que en el caso del método MB se requiere aplicar normalizaciones en tiempo y frecuencia, con el objetivo de minimizar el efecto de estacionalidad de las fuentes y presencia de sismos. Mientras que el método PCC emplea el principio de coherencia en fase y estas normalizaciones no son necesarias. Además, otra diferencia incide en el método de apilado de la señal. El método MB emplea un apilado estándar donde se calcula un promedio convencional. En cambio, el método PCC emplea una serie de pesos estimados a partir de la coherencia en fase y da prioridad a los segmentos donde las señales se encuentran en fase.

En el caso de MB se empleó una normalización *one-bit* y normalización espectral. Los registros diarios fueron segmentados en ventanas de 30 minutos, con un traslape entre ventanas del 50%, y se calculó la CC correspondiente. Finalmente, las CC fueron sumadas utilizando un apilado normalizado lineal. Por otro lado, para el cálculo de las CC a partir del método PCC se emplearon registros de una hora de duración y se utilizó el algoritmo desarrollado por Ventosa et al. (2017; 2019). Mientras que para el apilado se empleó el método de fase ponderada en el dominio tiempo-escala (Ventosa et al., 2017). Dada la disponibilidad de registros, el tiempo mínimo de apilado fue de ~20 días y el tiempo máximo fue de ~550 días.

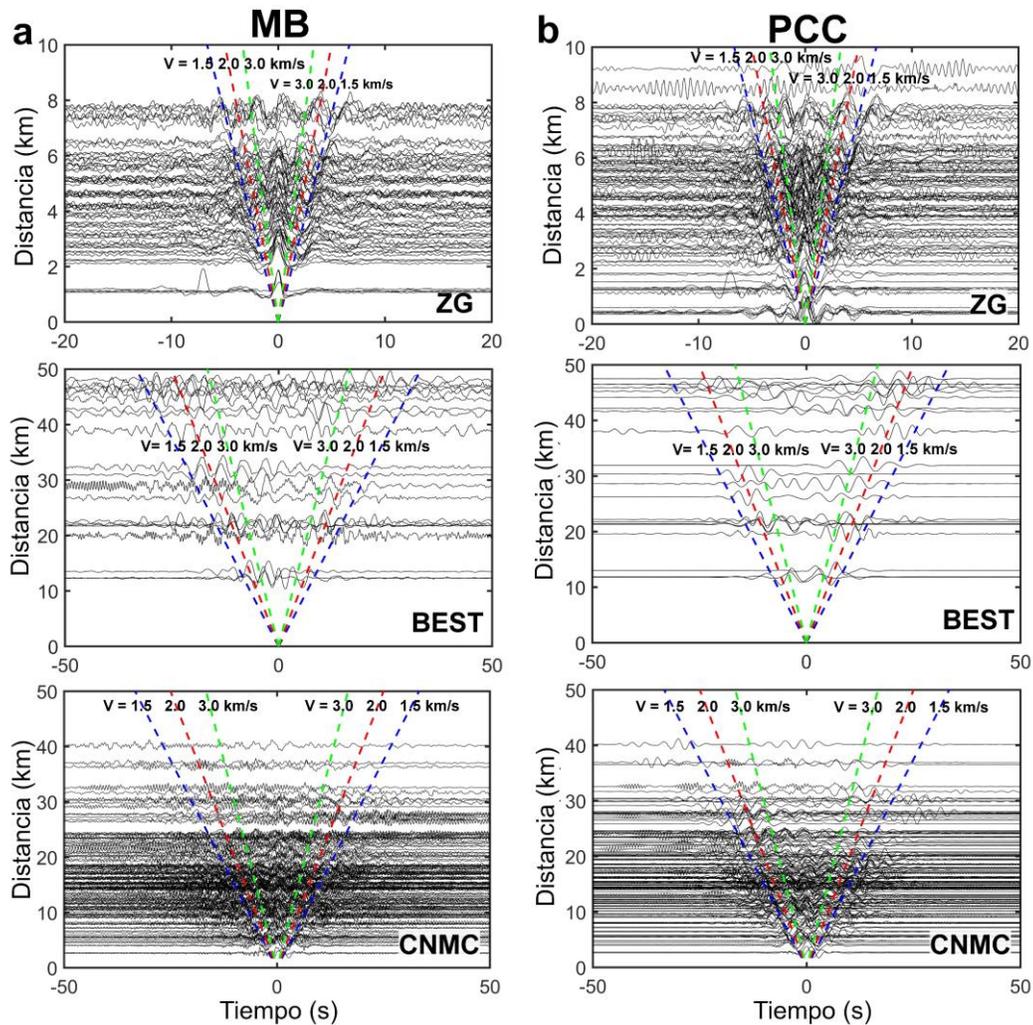


Figura 12. Funciones de correlación cruzada (CC) o de Green empíricas (FGE) calculadas utilizando la componente vertical de las distintas redes y los métodos MB (a) y PCC (b). Las líneas punteadas representan los tiempos de arribo teóricos dadas distintas velocidades.

Las funciones CC fueron calculadas con registros de las componentes verticales, obteniendo así información de ondas superficiales tipo Rayleigh. La Figura 12 muestra las funciones CC calculadas en este trabajo a partir ambos métodos. Se observa como el rango de distancias entre estaciones es uno de los principales factores que diferencia las CC calculadas. En el caso de las CC calculadas a partir de los datos de la red ZG se observa que la energía se concentra en valores cercanos a cero y esto se debe a que el rango de distancia toma valores entre 0.7 y 8 km. Por esta razón, y como se verá en la siguiente sección, las CC con distancias mayores a ~4 km brindan un mejor resultado al momento de calcular las curvas de dispersión de velocidad de grupo. Las CC calculadas a partir del arreglo de

estaciones BEST muestra una mejor dispersión de las ondas, ya que la distancia entre estaciones toma valores entre 10.4 y 46 km. Sin embargo, las CC calculadas son asimétricas y no muestran una tendencia preferencial. Las CC calculadas a partir de las redes CN-MC muestran un efecto de la dispersión del medio más significativo, y esto bien puede deberse a la gran variación de la distancia entre estaciones, la cual toma valores entre 1.7 y 39.2 km. Una característica en común de todos los conjuntos de CC calculadas, es el efecto de las fuentes anisótropas y la distribución no homogénea de las fuentes, es decir, las amplitudes de las partes causales y acausales es diferente. Dicho efecto es más significativo en las CC calculadas a partir de las redes CN y MC, donde la amplitud de la parte acausal es más grande que la de la parte causal.

4.2.1.2 Cálculo de las curvas de dispersión

Las curvas de dispersión de velocidad de grupo (CDVG) fueron calculadas a partir del análisis de frecuencia-tiempo (FTAN, por sus siglas en inglés) y se utilizó el algoritmo *Noisy Dispersion Curve Picking (NDCP)* desarrollado por Granados et al. (2019), que a su vez se basa en la teoría propuesta por Dziewonski et al. (1969). Utilizando cada uno de los conjuntos de CC, estimadas a partir de los métodos MB y PPC, se calcularon CDVG para las redes ZG, BEST, y CN-MC (Figura 13a). En función de la distancia entre estaciones, se estimaron los niveles de confianza para cada una de las curvas. Debido a la asimetría de las CC, se calcularon las CDVG para cada una de las partes de la CC y se conservó la curva suave con crecimiento monótono o, bien, que pudiera ser calculada.

El análisis FTAN generó curvas de dispersión en un rango entre 0.2 y 8 s con patrones similares para los dos conjuntos de datos (Figura 13). Sin embargo, se observaron valores de velocidad de grupo muy altos para los periodos más largos. Además, en el caso de las CDVG de la red ZG se observó concentración de la energía en valores cercanos a cero, lo que dificultó hacer el “picado” de las CDVG. Por ello, se decidió calcular las CC utilizando los métodos MB y PCC, y a partir de estas estimar las CDVG. Para este caso, resultó que el carácter dispersivo de las ondas fue más fácil de seguir al realizar el “picado” manual utilizando las CC

calculadas a partir del método MB. Con el objetivo de realizar la misma comparación con el resto de las redes disponibles, se calcularon las CDVG para las redes BEST y CNMC; con lo que se observó que para algunos pares de estaciones la CDVG no podía ser estimada a partir de alguna de las CC estimadas desde alguno de los dos métodos, pero utilizando las CC calculadas a partir del otro método fue posible estimarlas. Por lo tanto, con el objetivo de aprovechar todas las CC calculadas, se empleó una comparación de CDVG calculadas a partir de ambos métodos y se creó un conjunto combinado basado en la comparación de las curvas promedio y la reducción su correspondiente varianza.

Por ello, para minimizar el efecto de valores de velocidad muy altos para periodos más largo, que puede deberse a una baja calidad en la visualización de las curvas durante su picado, y la falta de claridad durante el “picado” manual de las CDVG, se aplicaron los siguientes pasos: 1) para ambos conjuntos de CDVG, se estimó la curva de dispersión promedio y se calculó la varianza para cada periodo, 2) manualmente se compararon cada una de las curvas calculadas utilizando los métodos MB y PCC y se seleccionó aquellas cuyos valores estuvieran entre 0.5 y 3.5 km/s, ya que velocidades por encima de este intervalo están por encima de los criterios de confianza y son poco realistas para las profundidades estudiadas, de esta manera se generó un subconjunto de CDVG, y 3) para éste se calculó de nuevo la curva de dispersión promedio y la varianza para cada periodo, y lo comparamos con los del paso 1) para verificar que este conjunto de datos final resultante tenga valores de varianza más razonables.

Las CDVG calculadas a partir de la red ZG (Figura 13a) toman valores de velocidad de grupo entre 0.5-4 km/s en un rango entre $0.2 < T < 3.5$ s. Las CDVG calculadas a partir de MB toman un rango de periodos más reducido que aquellas calculadas a partir del método PCC, y muestran una varianza mayor ($\sigma^2=0.29$) que las calculadas a partir del método PCC ($\sigma^2=0.24$). No obstante, cuando combinamos los conjuntos de curvas (Figura 13b) la varianza se reduce en aproximadamente 51.72% y se incrementa el rango de periodos calculados. En el caso de las CDVG calculadas a partir de la red BEST (Figura 13a) los valores de velocidad de grupo

toman valores entre 0.7-5 km/s y un rango de periodos entre $0.5 < T < 7$ s. La diferencia en los valores de varianza es más significativa, ya que en el caso de la CDVG calculadas utilizando el MB ($\sigma^2=0.064$) es significativamente menor a la estimada para las curvas calculadas utilizando el método PCC ($\sigma^2=0.83$). La combinación de los conjuntos (Figura 13b) redujo la varianza en aproximadamente 87%, con un valor de 0.1. Finalmente, las curvas calculadas a partir de las redes CN-MC (Figura 13a) toman valores de velocidad de grupo entre 0.4-5 km/s en un rango de periodos entre $0.5 < T < 8$ s. Los valores de varianza son más cercanos con 0.097 utilizando el método PCC y 0.066 para el método MB. De manera similar a las rede anteriores, la combinación de los conjuntos (Figura 13b) redujo la varianza en aproximadamente 9%, con un valor de 0.088. Las observaciones y valores antes mencionados se resumen en la Tabla 1.

Tabla 1. Rangos de periodo, velocidad y valores de varianza para las CDVG calculadas a partir de las CC estimadas utilizando los métodos MB y PCC, y las varianzas resultantes al unir los dos conjuntos de CDVG.

Red	Periodo (s)	Velocidad (km/s)	Varianza (σ^2)		
			MB	PCC	MB+PCC
ZG	0.2 - 3.5	0.5 - 4	0.29	0.24	0.14
BEST	0.5 - 7	0.7 - 5	0.064	0.083	0.1
CNMC	0.5 - 8	0.4 - 5	0.066	0.097	0.088
ZG-BEST-CNMC	0.5 - 7	0.8 - 3.6			

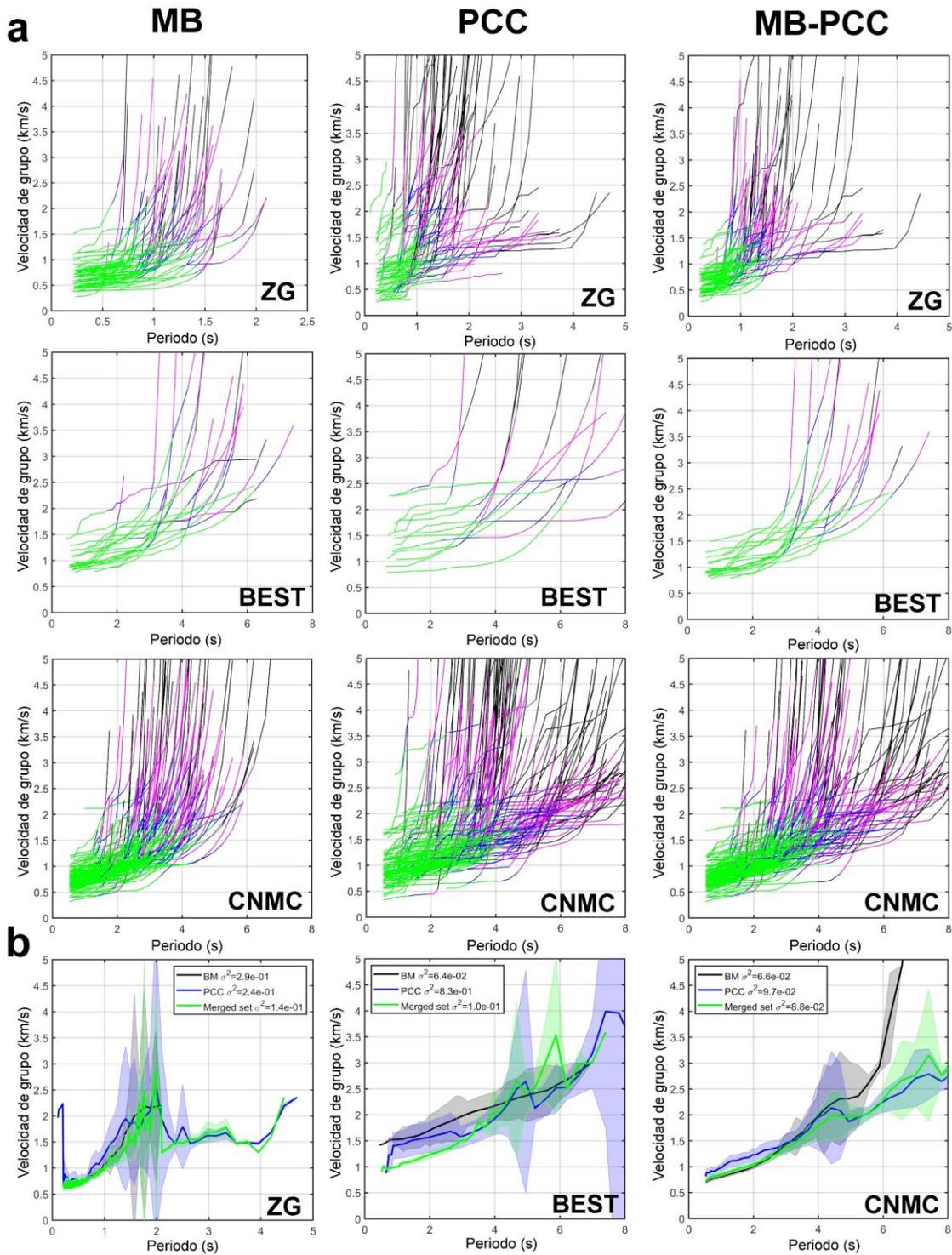


Figura 13. a) Curvas de dispersión de velocidad de grupo (CDVG) calculadas a partir de los registros de ruido de las componentes verticales de las redes ZG, BEST y CN-MC. La primera columna ilustra las CDVG calculadas utilizando el MB. La segunda columna son las CDVG calculadas a partir del método PCC. La tercera columna son las CDVG seleccionadas manualmente para la inversión de la estructura de velocidades. Los tramos verdes, azul y magenta representan los diferentes niveles de confianza, $V=T/3D$, $V=T/2D$ y $V=T/D$, respectivamente, donde D es la distancia entre estaciones. b) Curvas de dispersión promedio y su correspondiente varianza para cada periodo para cada una de las redes y el conjunto fusionado.

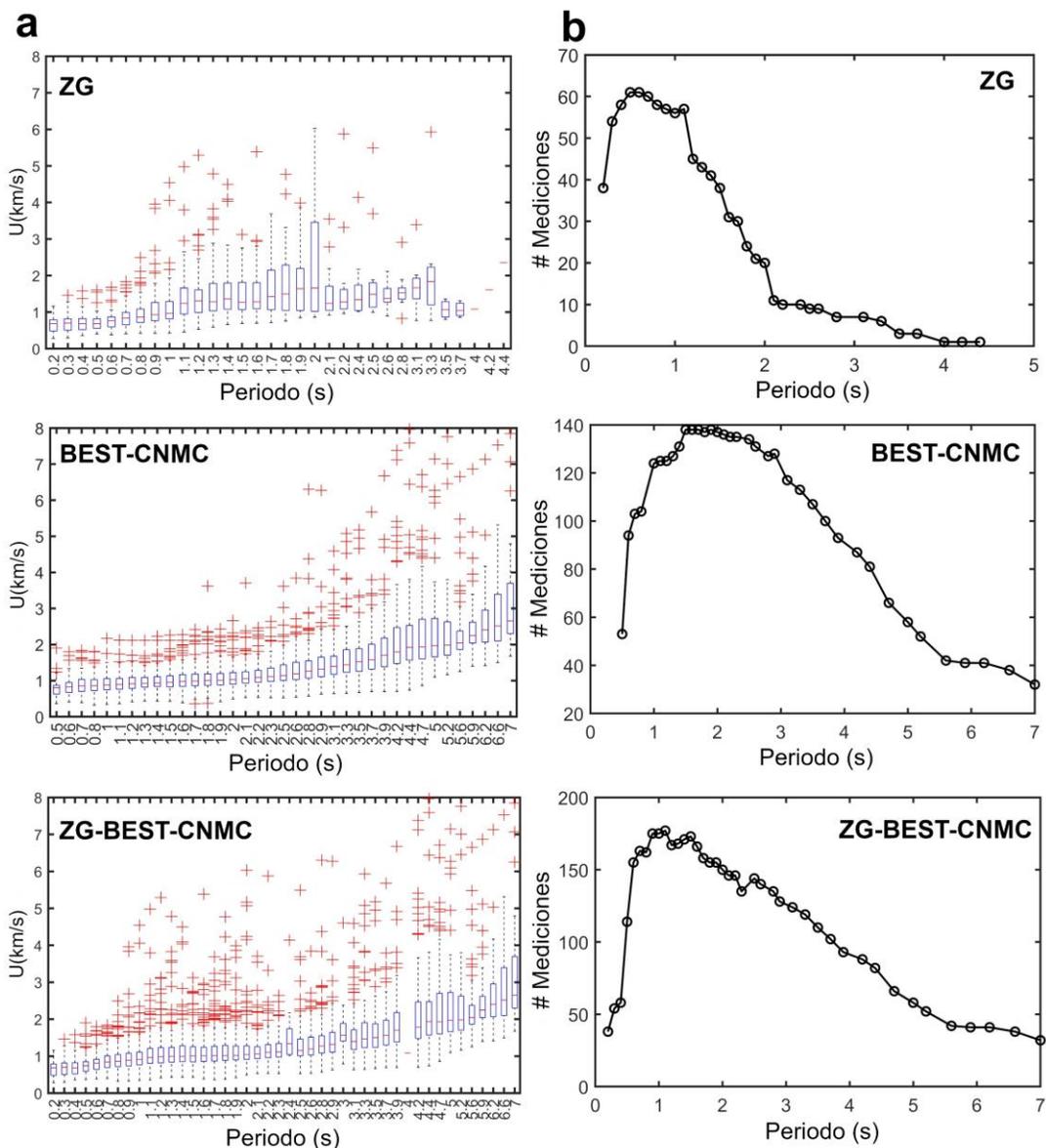


Figura 14. a) Análisis de valores atípicos y b) cantidad de medidas de velocidad de grupo (U , km/s) disponibles a diferentes periodos para cada red de monitoreo. El valor promedio del conjunto de curvas y los valores atípicos están representados por líneas rojas dentro de cajas azules y cruces rojas, respectivamente.

Finalmente, se realizó un análisis de valores atípicos (Figura 14a) de las velocidades de grupo para descartar valores anómalos y se graficaron el número de medidas de velocidad de grupo para cada periodo (Figura 14b) después de eliminar los valores atípicos. En el caso de la red ZG podemos observar que para 0.5 s contamos con un máximo de 60 mediciones. Mientras que en el caso de BEST-CNMC para un periodo de 1.7 s contamos con un máximo de 140 mediciones. Sin embargo, para aprovechar la mayor cantidad de velocidades de grupo se decidió

trabajar con el conjunto completo ZG-BEST-CN-MC. Por lo que el conjunto de datos final consistió en más de 160 mediciones de velocidad de grupo para los periodos 1-2s, mismo que decrecen a un mínimo de 35 mediciones para el periodo de 7s. En particular, el uso de la red ZG permitió incrementar el número de mediciones para $T < 1.5$ s, y redes con distancia entre estaciones mayor permitió mejorar la resolución para periodos largos.

4.2.1.3 Inversión de la estructura de velocidades

La inversión de las CDVG de onda de Rayleigh fue realizada utilizando el esquema de mínimos cuadrados lineales desarrollado por Barmin et al. (2001). El cual se basa en la densidad de trayectorias para cada periodo. Se calcularon pruebas de resolución de tipo *checkerboard* (Figura 15a-d) para identificar el mejor tamaño de celda. Como resultado, se utilizó una malla compuesta por 315 celdas de 2.77×2.77 km², considerando una variación de velocidad en cada celda de 5%. La malla utilizada fue uniforme para todos los periodos a invertir, ya que se prefirió no hacer uso de un método de interpolación para reconstruir curvas de dispersión locales en puntos donde no se tienen datos.

La prueba de resolución de *checkerboard* en $T = 1.0$ s (Figura 15a) muestra que la mejor resolución se encuentra en una región central, de aproximadamente 9×9 km² con una recuperación del 37.5% del *checkerboard* inicial, debido a que la distribución de estaciones de la red ZG tiene mayor influencia en dicha área. En el caso del *checkerboard* a $T = 2.0$ s (Figura 15b) el patrón de tablero de ajedrez inicial se recuperó en un 45.8%, en una región de aproximadamente 27×19 km², debido a la gran cantidad de mediciones (~150 valores de velocidad de grupo). Por otro lado, para periodos con menor cantidad de datos como $T = 3.9$ s (Figura 15c) se obtiene una buena resolución en una región de aproximadamente 16×16 km², con la recuperación de un 19.4% de la estructura inicial; y en el caso de $T = 5.9$ s (Figura 15d) sólo se logró recuperar un 11.6% del tablero de ajedrez inicial, en una pequeña región central de aproximadamente 9×7 km².

En problemas de inversión, además de la prueba de *checkerboard*, para evaluar la incertidumbre de la solución, se calculan las matrices de resolución (R) y

covarianza (C) de los parámetros del modelo. La matriz de resolución indica que los parámetros estimados del modelo son iguales a los parámetros reales cuando $R=I$, es decir, se busca que se acerque a la unidad. En este caso, la matriz de resolución se calculó utilizando los elementos de la diagonal principal utilizando la Descomposición de Valores Singulares (SVD, por sus siglas en inglés). Por ello, se calcularon los niveles de resolución (Figura 15e-h) en cada celda para identificar, para cada periodo, las áreas mejor resueltas en función de la densidad de rayos o trayectos teóricos. En este caso, las celdas centrales para periodos de $T = 1.0$ s y $T = 2.0$ s (Figura 15e-f) se logra la mejor resolución, con valores entre $0.5 < R < 1.0$; sin embargo, para periodos largos como $T = 3.9$ s y $T = 5.9$ s (Figura 15g-h) la resolución en celdas centrales toma valores entre $0.2 < R < 0.9$. Los valores de resolución fueron utilizados para determinar el área de confianza para la interpretación de los mapas tomográficos. Por ello, se decidió realizar las interpretaciones a profundidad considerando el área delimitada por el mapa de resolución a 2 segundos.

También se calcularon y optimizaron los parámetros de *damping* y *smoothing* para cada periodo, es decir, para cada mapa tomográfico, a partir del cálculo de las curvas L (Menke, 1989; Hansen, 2001) (Figura A 1 y Figura A 2).

Mapas tomográficos para diferentes periodos (Figura 16) fueron calculados utilizando las CDVG calculadas a partir de las CC de las redes ZG, BEST y CN-MC. Para $T = 1$ s, se observan valores de baja velocidad ($U \approx 0.85$ km/s) en la región noroeste y otra región de baja velocidad el sureste ($U \approx 0.75$ km/s). A $T = 2$ s, se observa una marcada región de baja velocidad ($U \approx 0.8-1.1$ km/s) localizada en el sureste a aproximadamente 10 km de la cima del volcán. Para periodos largos como $T = 3.9$ s se observan bajos valores de velocidad ($U \approx 1.45-1.6$ km/s) rodeados por altos valores de velocidad. Finalmente, a $T = 5.9$ s la región central de baja velocidad observada en periodos cortos desaparece, pero a ~ 8 km al sur de la cima aparece otra anomalía de baja velocidad.

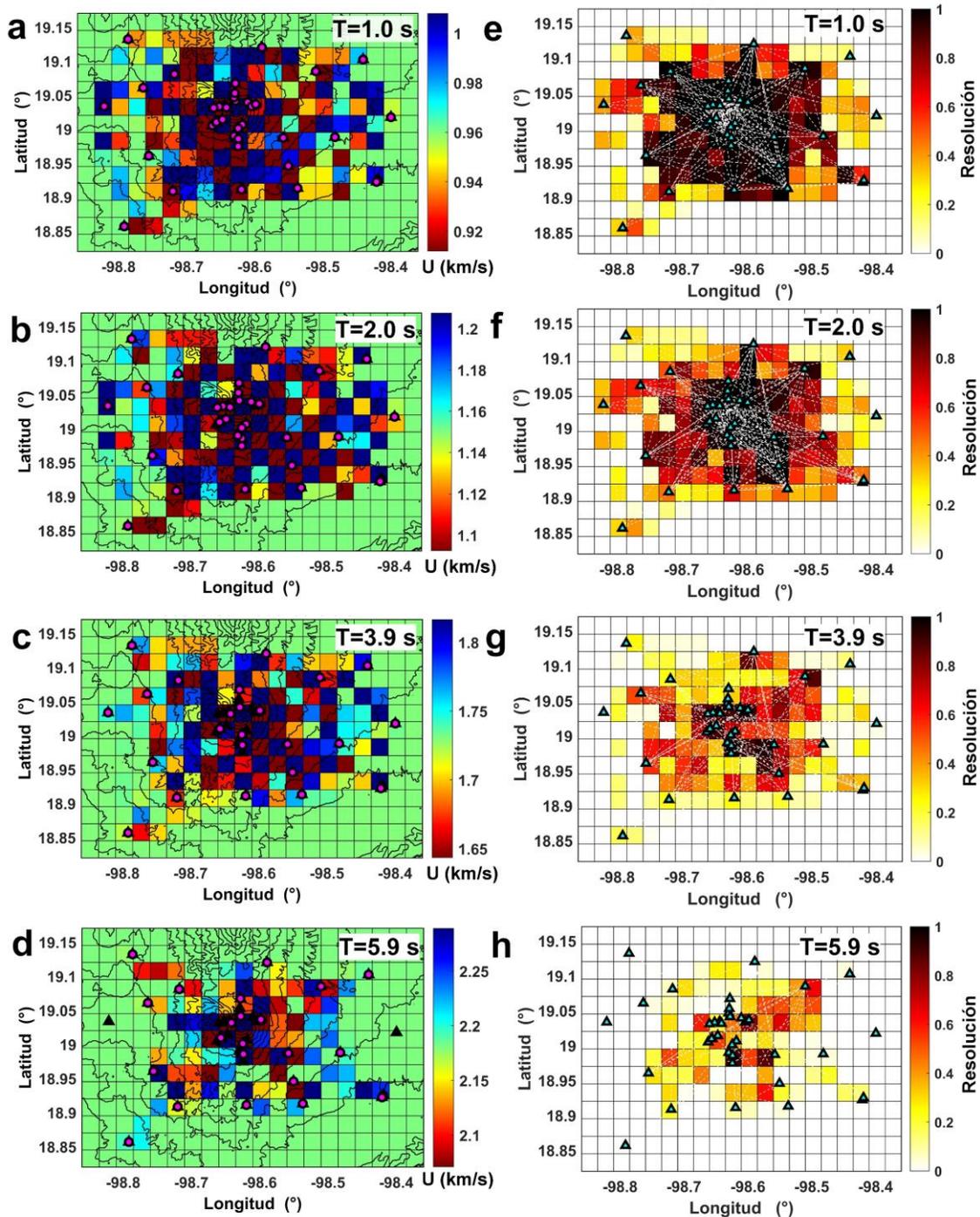


Figura 15. Pruebas de resolución *checkerboard* (primera columna) y mapas de resolución (R) para diferentes periodos (segunda columna). Los triángulos cian y negros representan a las estaciones utilizadas (redes ZG, BEST, MC y CN). Los círculos magenta son los pares de estaciones cuyas trayectorias teóricas están disponibles para cada periodo. En los mapas de resolución los trayectos teóricos entre pares de estaciones están representados por líneas blancas punteadas.

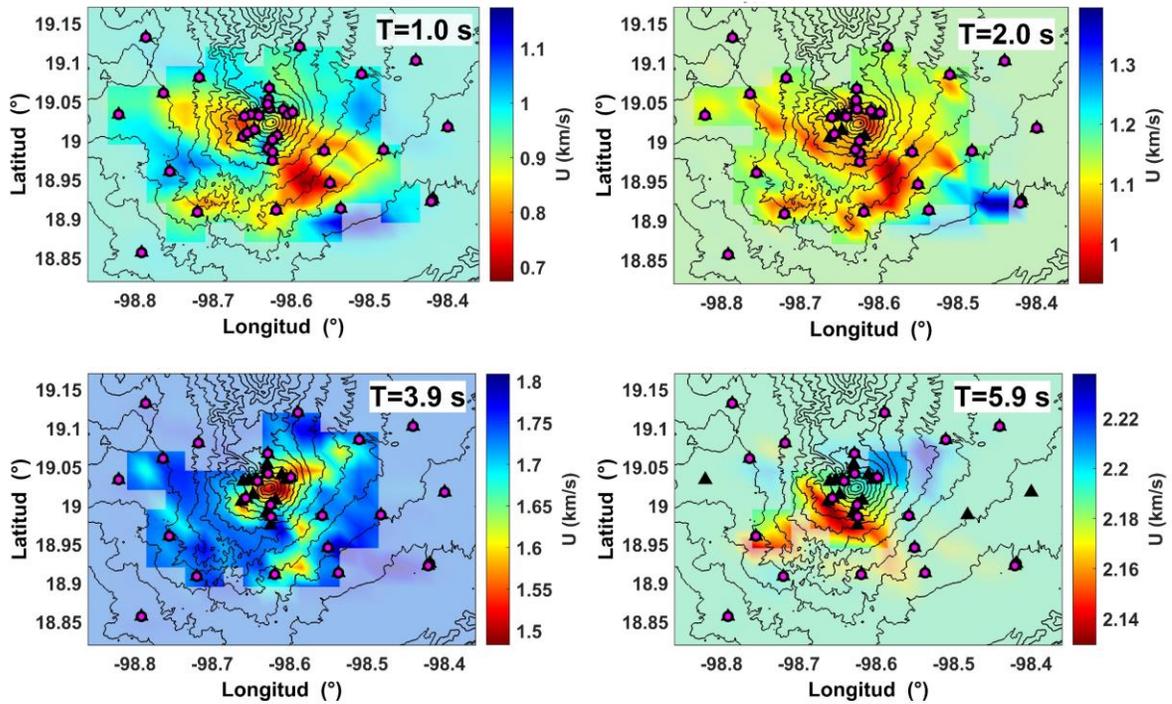


Figura 16. Tomografía de ruido sísmico para diferentes periodos. Las estaciones de las redes ZG, BEST y CN-MC están representadas con triángulos negros. Los círculos magenta son pares estaciones cuyos rayos teóricos están disponibles para cada periodo. La topografía del volcán se representa por líneas de contorno. El área sombreada en blanco indica la región que carece de resolución, en cada periodo, para poder realizar una interpretación.

4.2.1.4 Cálculo de modelos de velocidad 1D

Aunque se calcularon mapas tomográficos a diferentes periodos, las anomalías de velocidad no pueden ser asociados a una profundidad específica. Por ello, se calcularon 315 curvas de dispersión de velocidad de grupo locales (Figura 18a). La construcción de las curvas de dispersión locales se realizó a partir de la discretización de cada uno de los mapas tomográficos en 315 celdas. Cada curva local, la cual está asociada una celda, se construyó considerando los valores de velocidad de grupo de la celda correspondiente en cada uno de los tomogramas a diferentes periodos (Figura 17).

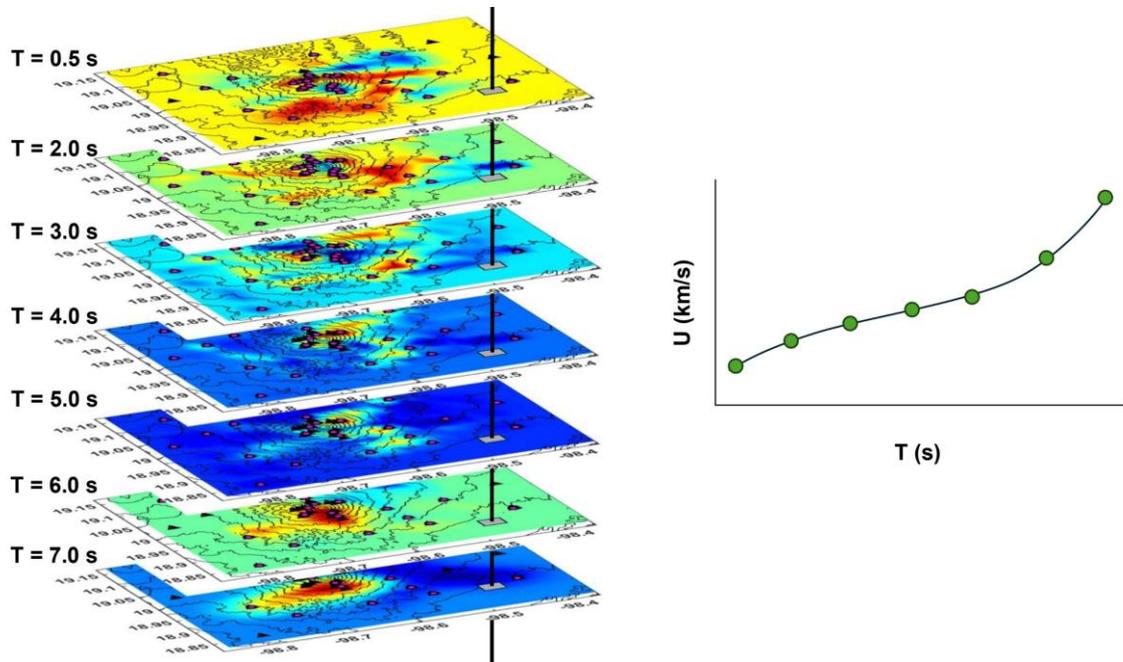


Figura 17. Ilustración de la construcción de las curvas de dispersión locales para la inversión a profundidad y obtención de modelos de velocidades 1D.

De este modo, se obtuvo información para periodos entre $1\text{ s} < T < 7\text{ s}$, con valores de velocidad entre $0.8 < U(\text{km/s}) < 2.4$, dichos valores son ilustrados por la curva de dispersión promedio (Figura 18a). Posteriormente, se invirtieron las curvas locales utilizando una implementación del método de *simulated annealing* (Iglesias et al., 2001), que se basa en el método de optimización global (Goffe et al., 1994) y los *Computer Programs in Seismology* (Herrmann, 2013). Primero, se invirtió la curva de dispersión promedio (Figura 18b) y se obtuvo el modelo 1D promedio, el cual se utilizó como modelo inicial de referencia para la inversión de todas las curvas locales. El modelo V_s promedio (Figura 18c) muestra una región de interés a una profundidad entre 6 y 8.8 km donde la velocidad decrece, esta se correlaciona con las observaciones de Cruz-Atienza et al. (2001). Además, se graficó la variabilidad de la varianza (Figura 18d) obteniendo una variabilidad entre 0.04 y $0.7 \text{ km}^2/\text{s}^2$, lo que indicó un buen nivel de confianza de la inversión a profundidad. Finalmente, los *kernels* de sensibilidad (Figura 18e) muestran que el límite de resolución, dado el periodo máximo de alcance, es de cerca de 9 km de profundidad con respecto a la superficie.

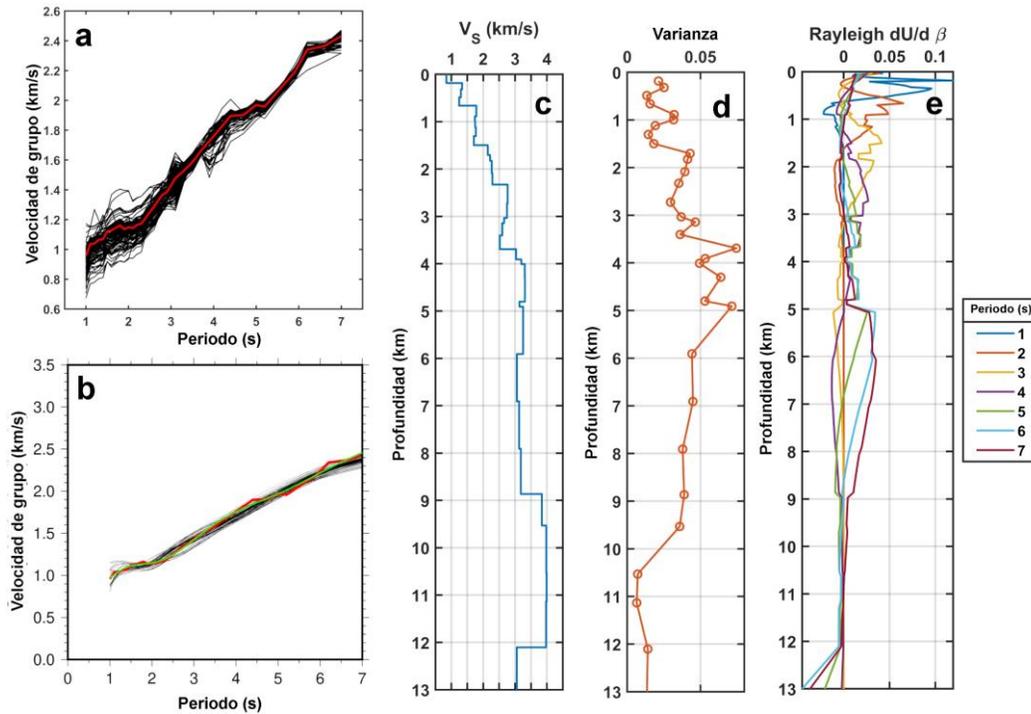


Figura 18. Curvas locales de dispersión de velocidad de grupo (a), curva local promedio y su curva de dispersión invertida (b), modelo 1D promedio de velocidad de onda de corte (c), variabilidad de la varianza del modelo 1D promedio (d), y *kernels* de sensibilidad para diferentes periodos utilizados en la inversión a profundidad (e).

4.2.2 Identificación de discontinuidades a partir de funciones de autocorrelación

Las funciones de autocorrelación (AC) han demostrado ser una herramienta poderosa de la sismica pasiva para identificar o cartografiar discontinuidades en el subsuelo, tanto estructuras someras como profundas (p. ej. Ito y Shiomi, 2012; Tibuleac y von Seggern, 2012; Romero y Schimmel, 2018; Clayton, 2020; Schimmel et al., 2021; Castro-Artola et al., 2022). En este caso, buscamos identificar discontinuidades en la estructura de velocidades del subsuelo del volcán Popocatepetl, y sus correspondientes dobles tiempos de viaje (TWT, por sus siglas en inglés), y correlacionarlas con el modelo de velocidades previamente calculado.

Se aprovechó la distribución radial, con respecto al cono, de algunas de las estaciones por lo que se seleccionaron aquellas estaciones ubicadas aproximadamente en direcciones Norte-Sur, Suroeste-Noreste y Noroeste-Sureste (Figura 19). Aunque las estaciones tienen una distribución que busca cubrir todo el edificio volcánico y sus alrededores, la larga distancia entre estaciones dificulta

realizar un análisis de la coherencia lateral, o continuidad espacial, de los reflectores de interés. Por ello, es que se decidió considerar estaciones distribuidas a lo largo de los perfiles antes mencionados.

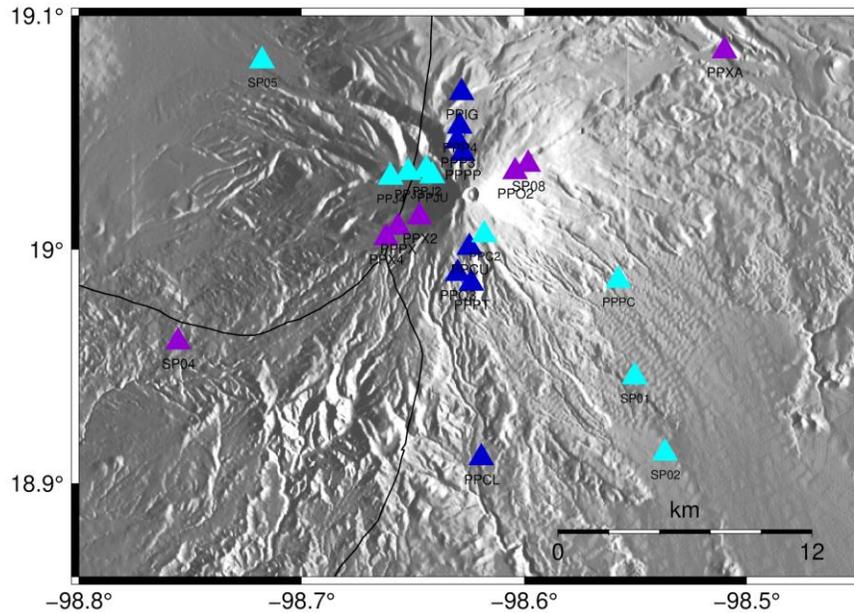


Figura 19. Estaciones cuyos registros fueron empleados para calcular funciones de autocorrelación. El perfil en dirección Norte-Sur está indicado por triángulos color azul. El perfil en dirección Suroeste-Noreste está indicado por triángulos color morado. El perfil en dirección Noroeste-Sureste está indicado por triángulos en color cian.

Tabla 2. Estaciones consideradas en cada perfil para el cálculo de funciones de autocorrelación.

<i>Perfiles</i>		
<i>Norte-Sur</i>	<i>Suroeste-Noreste</i>	<i>Noroeste-Sureste</i>
PPIG	SP04	SP05
PPP4	PPX4	PPJ4
PPP3	PPPX	PPJ2
PPPP	PPX2	PPJU
PPCU	PPO2	PPC2
PPQ3	SP08	PPPC
PPPT	PPXA	SP01
PPCL		SP02

La selección de los días de registro se basó en considerar días sin interrupción en el registro continuo diario y en periodos de relativa quietud en la actividad volcánica, es decir, un número reducido de explosiones, tremores, LP, etc., según lo reportado por el CENAPRED. Para cada estación se contó con datos en periodos 20, 30 y hasta 100 días.

Para todas las metodologías empleadas se utilizaron registros decimados, a 50 muestras por segundo, y cortados, en segmentos de una hora. Las AC fueron calculadas utilizando el algoritmo desarrollado por Ventosa et al. (2017;2019), a partir de los registros de una hora y previamente filtrados con un filtro pasa banda entre 2 y 12 Hz. Rango de frecuencias electo dados estudios previos para la definición de discontinuidades en una cuenca sedimentaria (p. ej. Romero y Schimmel, 2018). Posteriormente, utilizando el método de apilado de ponderación de tiempo-frecuencia desarrollado por Schimmel et al. (2007) y optimizado por Ventosa et al. (2017), apilamos las AC para obtener las funciones diarias y totales, considerando los días de registros disponibles para cada una de las estaciones.

La primera metodología empleada, con el objetivo de identificar el rango de frecuencias óptimo, fue la propuesta por Castro-Artola et al. (2022). En este caso, los registros decimados y cortados filtrados con una banda de paso centrada en frecuencias centrales entre 2 y 12 Hz cada 0.2 Hz con un ancho de filtro de una octava. Posteriormente, se calculó la función de AC y se apilaron las funciones para cada una de las frecuencias. Los resultados de este análisis (Figura 20, Figura A3 y Figura A4) permitieron identificar el rango de frecuencias que muestran interferencia constructiva y facilitan la identificación de reflectores, con amplitudes positivas o negativas, que muestran estabilidad para diferentes frecuencias. Con esto último nos referimos a aquellos reflectores que se mantienen en fase para distintas frecuencias, y cuyo ancho se estrecha conforme la frecuencia incrementa, por ejemplo, los reflectores marcados con estrellas en la Figura 20 para las estaciones PPJ2, PPJU, PPC2 y PPPC, del perfil en dirección Noroeste-Sureste. El análisis de la estabilidad de los pulsos para diferentes frecuencias mostró que para frecuencias menores a 3 Hz los lóbulos de la autocorrelación enmascaran los reflectores con $TWT < 1.5$ s. Mientras que para frecuencias entre 3 y 10 Hz (Figura 20) se observó una interferencia constructiva de las señales, lo que destaca algunos reflectores de interés.

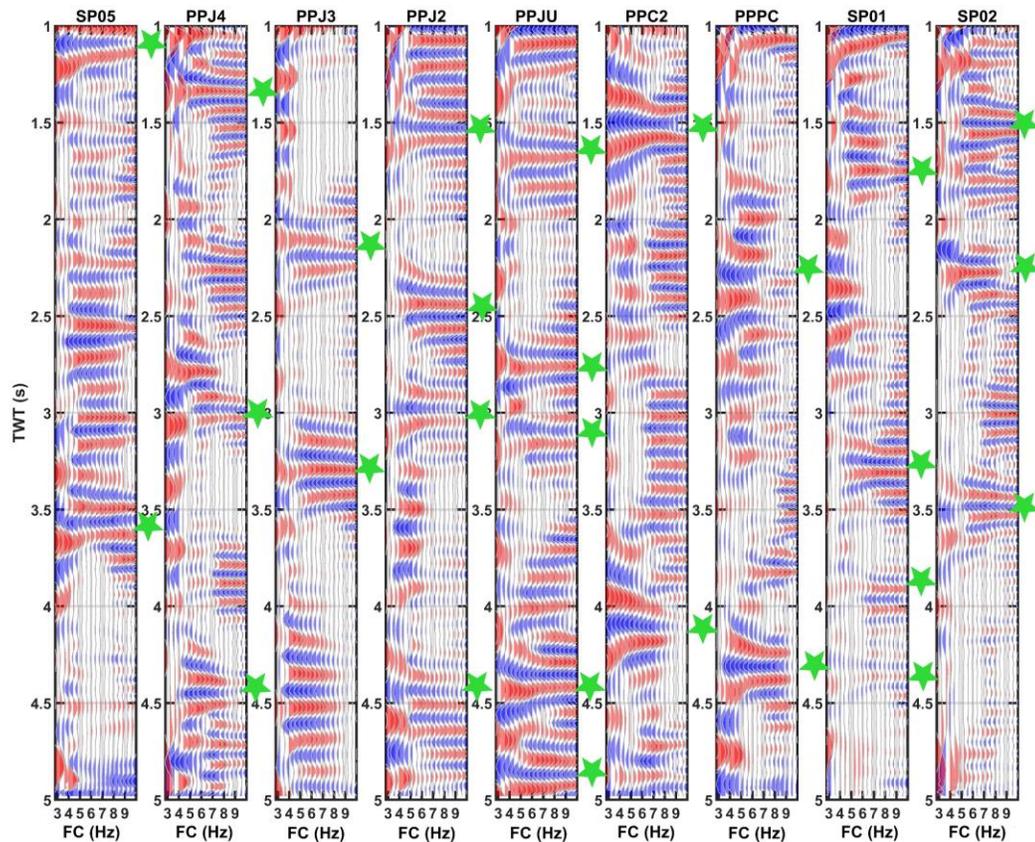


Figura 20. Apilado por frecuencia central de interés de las funciones de autocorrelación de las estaciones del perfil Noroeste-Sureste. Las frecuencias centrales (FC) involucradas toman valores entre 3 y 10 Hz. Las estrellas verdes indican reflectores de interés en las estaciones del perfil Noroeste-Sureste.

Una vez identificado el rango de frecuencias óptimo, se calcularon funciones de autocorrelación diarias, apilando solamente las AC correspondientes a las frecuencias de interés, entre 3 y 10 Hz, y la correspondiente función de autocorrelación total (Figura 21d-e).

La segunda metodología empleada fue el cálculo convencional de la función de autocorrelación. En este caso los registros decimados y cortados fueron filtrados con una banda de paso, en el mismo rango de frecuencias, de 3 a 10 Hz. Posteriormente, se calcularon las funciones de autocorrelación por hora y el apilado total de todos los días disponibles.

De este modo para cada estación, de cada perfil, se realizó un análisis de estabilidad de los pulsos en frecuencia (Figura 21a), el apilado diario de las AC utilizando los filtros estrechos (Figura 21b), la AC total a partir de los filtros estrechos

(Figura 21d), las AC diarias calculadas utilizando el método convencional a partir de los datos filtrados en el rango de frecuencia de interés, 3-10 Hz, (Figura 21c), y su correspondiente AC total (Figura 21e).

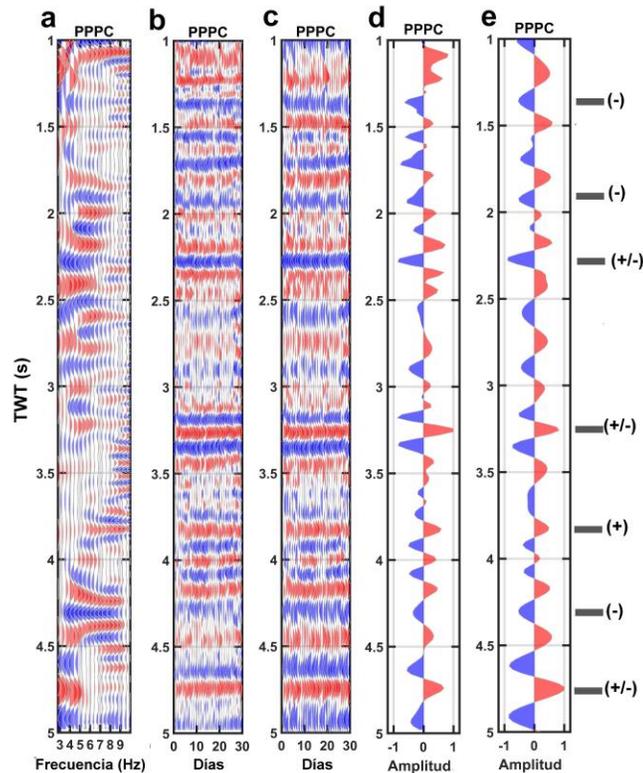


Figura 21. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación PPPC del perfil en dirección Noroeste-Sureste. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las barras horizontales negras indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

La identificación de discontinuidades se realizó de manualmente para cada una de las estaciones de cada perfil. El procedimiento y criterios empleados fueron los siguientes: 1) se identificaron los reflectores estables en frecuencia, es decir, reflectores positivos o negativos que tuvieran un comportamiento recto (estable) para las diferentes frecuencias en las AC apiladas por frecuencia central, por ejemplo, el pulso negativo con TWT = 4.4 s en la Figura 21a, 2) se corroboró la existencia de dichos reflectores en las AC diarias calculadas a partir de cada uno de los métodos y 3) en las AC totales se identificaron tipos de pulsos, positivos o negativos, y sus correspondientes tiempos. Con la correlación de los pulsos de las

AC calculadas a partir de dos métodos y la estabilidad en frecuencia de estos, se buscó hacer un análisis robusto que sustentase que cada reflector es real. Se identificaron pulsos positivos (+ o rojos) y negativos (- o azules), pero existieron casos donde resultó difícil discernir si era positivo o negativo, por lo que se marcó o identificó la existencia de un reflector del que su polaridad es incierta y se usó como nomenclatura (+/-).

La interpretación de la polaridad de los pulsos (Figura 22) nos indica zonas donde aumenta o disminuye la velocidad, mismo que se traduce en un cambio en la polaridad de la onda. Un reflector con polaridad positiva indica una disminución en la velocidad del medio, mientras que un reflector con polaridad negativa indica un aumento en la velocidad.

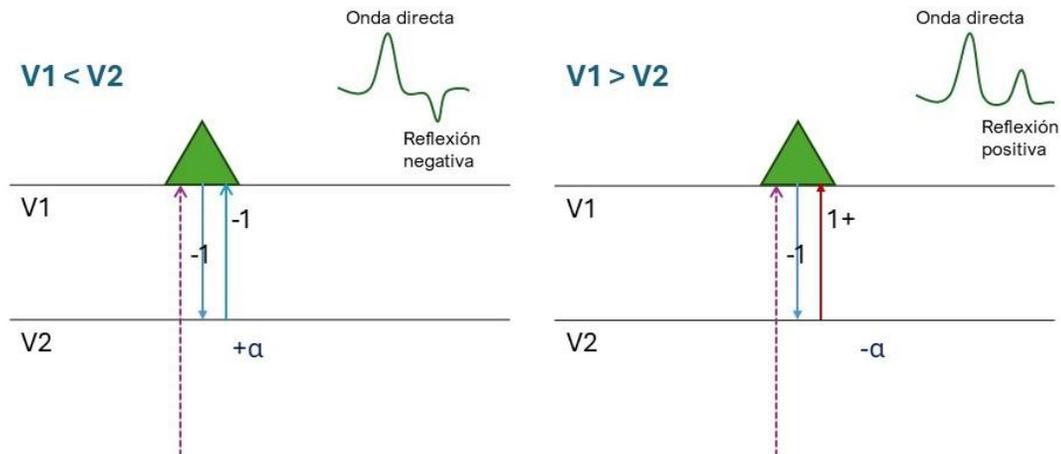


Figura 22. Coeficiente de reflexión (α) y polaridad de las ondas ante el aumento o disminución de la velocidad del medio.

El análisis para la identificación del rango de frecuencia óptimo de todas las estaciones utilizadas, las AC diarias y totales a partir de cada uno de los métodos, para algunas de las estaciones de cada uno de los perfiles estudiados pueden ser consultadas en el material complementario en el Apéndice A2.

Finalmente, para realizar la correlación de las discontinuidades observadas en las AC y el modelo de velocidades previamente calculado fue necesario calcular la migración a profundidad de las funciones de autocorrelación. La migración a profundidad se calculó a partir de los modelos 1D de velocidad de onda de corte (V_s) asociados a cada una de las estaciones. Además, a partir de las V_s se

calcularon las velocidades de onda P (V_p) utilizando las relaciones empíricas entre V_s y V_p propuestas por Brocher et al. (2005). Posteriormente, se calcularon las profundidades asociadas a cada tiempo de retraso o TWT según su correspondiente modelo de velocidades (Figura 23).

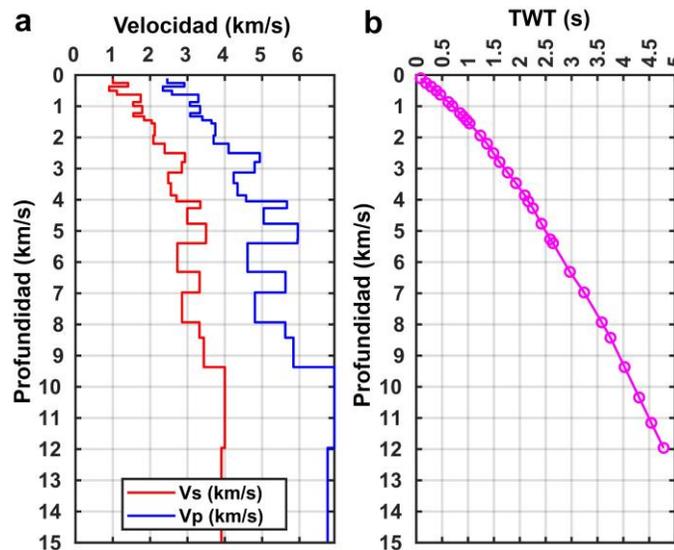


Figura 23. Modelo de velocidades de V_p y V_s (a) y dobles tiempos de viaje (b) asociados a cada una de las capas del modelo de velocidades de la estación SP01.

El cálculo de las profundidades asociadas a los dobles tiempos de viaje (TWT) permitió verificar que el TWT máximo que puede ser correlacionado con el modelo de velocidades es de aproximadamente 5 s (Figura 23b).

4.2.3 Cálculo del efecto de la topografía en velocidades de grupo de la onda Rayleigh

El efecto de la topografía en las velocidades de grupo de la onda Rayleigh extraídas a partir de CC de ruido sísmico puede ser estimado, en una primera aproximación, a partir de la consideración de la distancia real entre pares de estaciones.

La distancia real es aquella que considera la diferencia de elevación de un punto a otro; mientras que la distancia aparente considera una superficie plana, donde el gradiente en la topografía es nulo (Figura 24).

Para el cálculo de la distancia real entre pares de estaciones se realizó lo siguiente: 1) se discretizó el trayecto teórico entre pares de estaciones en pequeños segmentos, 2) para cada segmento se calculó la distancia aparente considerando la diferencia en elevación entre puntos y la Ecuación 9, y 3) se calculó la distancia real total a partir de la suma de la distancia real de todos los segmentos del trayecto.

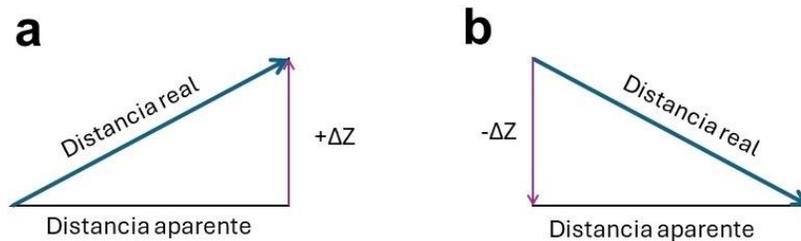


Figura 24. Distancia real y aparente entre puntos con una diferencia en la cota. a) Suposición de un gradiente topográfico positivo (+ ΔZ). b) Suposición de un gradiente topográfico negativo (- ΔZ).

$$D_{real} = \sqrt{D_{aparente}^2 + (\pm\Delta Z)^2} \quad (9)$$

Por lo tanto, la distancia real siempre será mayor a la distancia aparente sin importar un gradiente positivo o negativo.

Posteriormente, la variación en las velocidades de grupo fue estimada considerando las distancias reales entre pares de estaciones. Para ello, a partir de las velocidades de grupo (U) para cada periodo, calculadas considerando una superficie plana, y la distancia aparente se estimaron sus correspondientes tiempos de viaje como $t_{viaje} = \frac{D_{aparente}}{U}$. A continuación, y utilizando esos tiempos de viaje, se calcularon las velocidades de grupo para cada periodo considerando la distancia real como $U_{real} = \frac{D_{real}}{t_{viaje}}$.

Finalmente, la cuantificación del efecto de la topografía se estimó a partir del cálculo de porcentajes de diferencia entre las velocidades de grupo considerando la distancia aparente y las nuevas velocidades de grupo considerando la distancia real entre pares de estaciones. Dicho cálculo se realizó para cada periodo de cada curva de dispersión de velocidad de grupo disponible. Por lo tanto, fue posible realizar una

estimación del efecto de la topografía por periodo y, considerado un valor promedio de dicho efecto, por curva de dispersión.

Capítulo 5

5. Resultados

El uso de las propiedades del ruido sísmico ambiental, como campo difuso, permitió utilizar la interferometría sísmica para obtener el primer modelo de velocidades de onda de corte 3D del edificio completo del volcán Popocatepetl y definir discontinuidades de interés en su estructura de velocidades, utilizando las funciones de AC. Además, como se trabaja con ondas superficiales, se realizó una evaluación preliminar del efecto de la topografía en las velocidades de grupo de onda Rayleigh.

5.1 Modelo de velocidades de onda de corte

Las principales características del modelo de velocidades 3D son descritas utilizando cuatro secciones horizontales (Figura 25) y cuatro secciones verticales (Figura 26) de velocidades absolutas y anomalías con respecto valores de velocidad promedio para cada profundidad. Las regiones del modelo que cuentan con poco poder de resolución, derivado de la prueba de resolución (Figura 15) y los *kernels* de sensibilidad, son mostrados como áreas sombreadas.

Las secciones horizontales (Figura 25) muestran una región de alta velocidad V_s rodeada por bajos valores de V_s . A 2 km s.n.m. se observan valores altos de V_s (~2.5-3.0 km/s) en la parte central del edificio volcánico. A 0 km s.n.m tenemos altos valores de V_s (~3.0-3.5 km/s) que se extienden en dirección noroeste. A 2 km b.n.m. el rasgo central de alta V_s reduce su tamaño y otra región de interés aparece en el sector sureste con valores altos de velocidad (3.2-3.4 km/s), justo en la región donde se observa la sismicidad del sureste, entre 1 y 8 km de profundidad. A 3 km b.n.m. valores altos de V_s (~3.6-4.0 km/s) se concentra en una región de $10 \times 10 \text{ km}^2$ debajo del cráter, y se continúa observando los altos valores (~3.4 km/s) en el sector sureste. Las secciones horizontales del modelo de anomalía (Figura 25b) enfatizan la presencia de una anomalía positiva que comprende la mayor parte del edificio a 2 km s.n.m. y permanece confinado debajo del cráter a mayores profundidades (0 y 2 km b.n.m.).

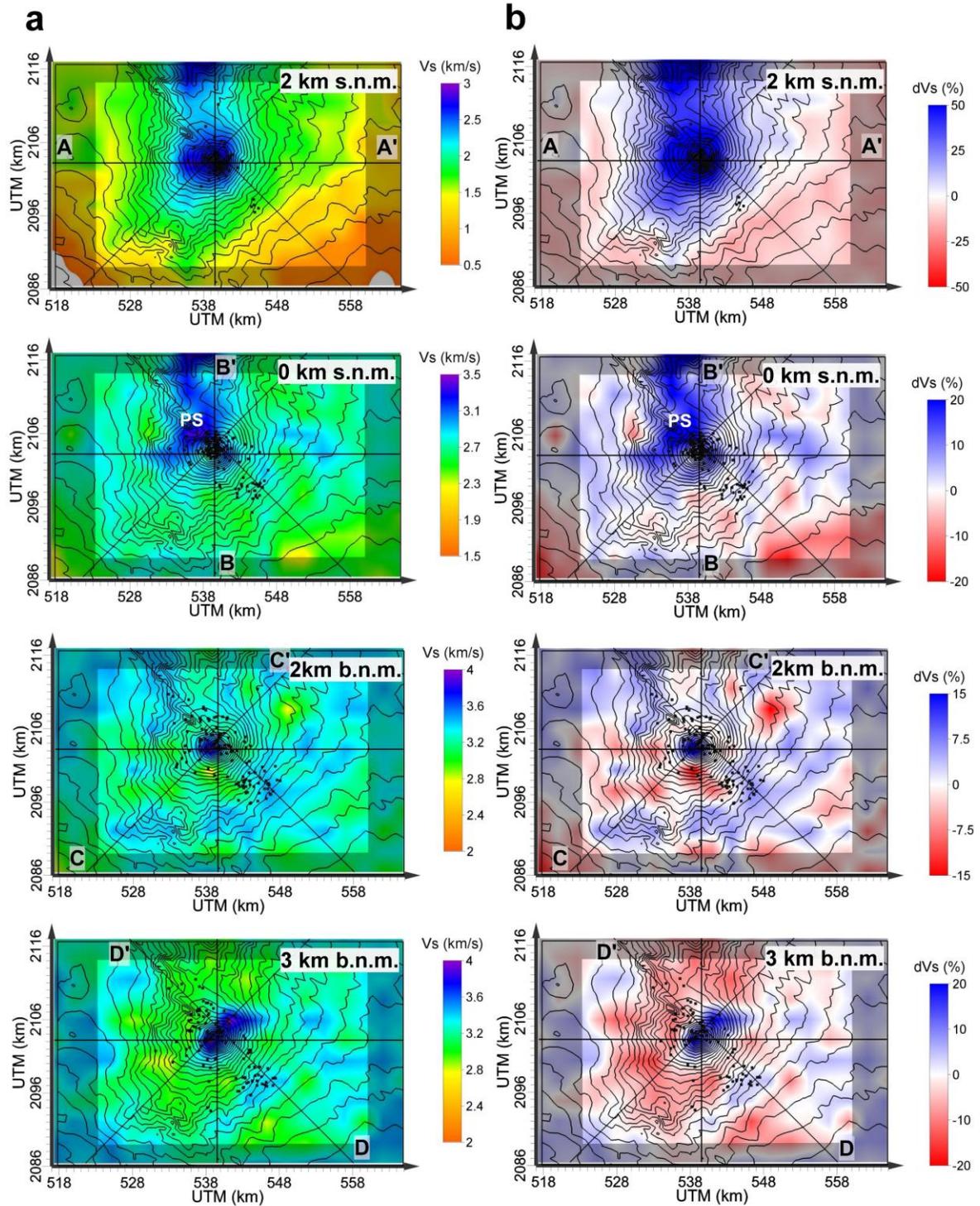


Figura 25. Secciones horizontales de velocidades absolutas (a) y anomalías (b) a las profundidades de 2 km s.n.m., 0 km s.n.m., 2 km b.n.m. y 3 km b.n.m. La sismicidad en cada profundidad está representada por puntos negros. Las líneas indican las direcciones de las secciones verticales. El área de resolución está delimitada con una región sombreada a partir del análisis de resolución de la Figura 15.

En el caso de las secciones verticales de velocidades absolutas (Figura 26), éstas muestran una estructura de velocidades bien definida, donde los valores de V_s incrementan con la profundidad y los valores altos de velocidad están concentrados justo por debajo del cráter. Además, en la región central, a profundidades entre 2 km s.n.m. y 2 km b.n.m., se observan estructuras de alta velocidad, con ancho de hasta 3 km, incrustadas en zonas de baja velocidad más someras. Dichas estructuras son destacadas en la Figura 26 por rectángulos punteados en las secciones de velocidad absoluta. El análisis de resolución de *checkerboard* para cada periodo permite corroborar que tales rasgos son propios del medio ya que, para ese intervalo de profundidades y sus periodos asociados entre 2.5 y 4.5 s, es posible recuperar anomalías con espesor entre 2.7 y 3.3 km. Mientras que la longitud de onda para esos periodos, y su velocidad asociada, es sensible para cuerpos de ~ 3 km.

Las secciones verticales del modelo de anomalía (Figura 26) alcanzan valores entre -30% y +30% con respecto a valores de velocidad promedio, de tal modo que sólo se discutirán las anomalías con un porcentaje de diferencia $>10\%$. La característica principal es una anomalía positiva en forma de champiñón (10 - 30%) centrada en el cono volcánico, la cual está bien correlacionada con la actividad sísmica central en vista de planta y en profundidad. Esta anomalía fue dividida en tres regiones (R1, R2 y R3), R1 está localizada entre 0-5 km s.n.m., R2 está localizada ente 2-4 km b.n.m., y R3 localizada entre 4-7 km b.n.m., dicha profundidad está determinada por el límite de resolución.

R1 es la anomalía positiva más destacable ($\sim 30\%$) con una forma elongada en dirección al norte que comienza en el cono volcánico del Popocatepetl y se extiende hasta Paso de Cortés (ver sección B-B'). Debajo de R1 se observa una capa delgada (TL) de valores positivos (5-10%) entre 1-2 km b.n.m. que también se extiende en dirección norte (ver secciones B-B' y C-C').

R2 es una anomalía positiva ($\sim 10\text{-}20\%$) que puede ser visto como un conducto estrecho (ver secciones A-A' y D-D') que conecta R1 y R2. Finalmente, R3 es la

anomalía positiva (~15-30%) más profunda y cuya estructura sólo es resuelta en su parte más somera dado nuestro límite de resolución.

Por otra parte, caracterizando los flancos del volcán, se observan anomalías negativas (~10-20%) cercanas a la superficie. La sección A-A' muestra una anomalía negativa (~25-30%) en el flanco oeste. Las secciones B-B' y C-C' muestran una capa somera de valores negativos (~10%) de espesor entre 1-3 km en el flanco sur (SVS). En las secciones A-A' y C-C' se muestran una delgada capa somera de valores negativos (~10%) en el flanco este (SVE).

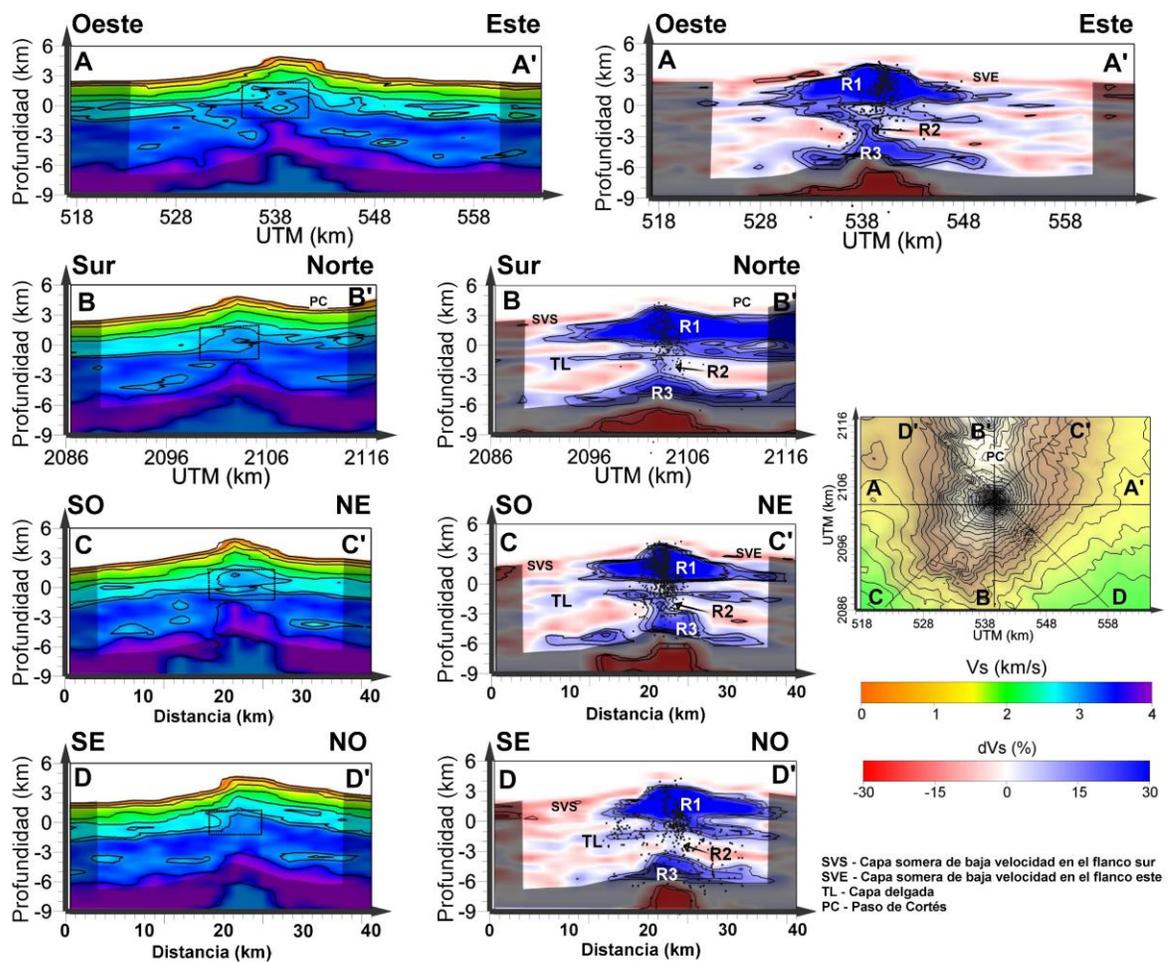


Figura 26. Secciones verticales (A-A', B-B', C-C' y D-D') de velocidades absolutas (Vs) y anomalías. Las líneas solidas indican las direcciones de las secciones verticales. La sismicidad en cada profundidad está representada por puntos negros. El área de resolución, en planta, está delimitada con una región sombreada a partir del análisis de resolución y, a profundidad, por los kernels de sensibilidad.

5.2 Mapeo de discontinuidades a partir de funciones de autocorrelación

La identificación de los reflectores o discontinuidades de interés se realizó a partir de la comparación de las AC diarias y totales utilizando ambos métodos; sin embargo, se utilizaron solamente el apilado total de las AC calculadas utilizando el método convencional para corroborar su coherencia lateral y su correspondiente correlación con el modelo de velocidades previamente calculado. Para ello, cada una de las estaciones, que está sobre cada uno de los perfiles analizados, fue proyectada en el perfil, o línea recta que las representa. De este modo, se obtuvieron las distancias horizontales de las posiciones proyectadas de cada una de las estaciones. Además, siguiendo el mismo perfil, se tomó una sección del modelo de velocidades. Esto con el objetivo de sobreponer las secciones de AC con el corte del modelo de velocidades y así correlacionar ambas observaciones y poder hacer una interpretación.

El perfil en dirección Norte-Sur está compuesto por las estaciones PPIG, PPP4, PPP3, PPPP, PPCU, PPQ3, PPPT y PPCL (ordenadas de acuerdo con su distancia con respecto al primer punto del perfil). Como se muestra en la Figura 27b, los receptores empleados se encuentran ubicados principalmente en el edificio volcánico. Además, las AC permitieron un análisis a profundidades entre 3 km s.n.m. y 8 km b.n.m., y existe una distancia mínima entre estaciones de ~1 km y máxima de ~8 km.

Las AC del perfil Norte-Sur muestran que existe coherencia lateral (Figura 27a) entre los reflectores de interés identificados. Entre el nivel del mar (0 km s.n.m.) y 2 km s.n.m. se ubican un conjunto de reflectores cuya amplitud es negativa, indicando que existe una zona donde la velocidad se incrementa significativamente. Aproximadamente, entre el nivel del mar (0 km s.n.m.) y 3 km b.n.m. se aprecian un conjunto de reflectores con amplitud positiva, es decir, que indican la presencia de una zona de baja velocidad; aunque hay un conjunto de reflectores cuya polaridad es incierta. Finalmente, entre 3 km b.n.m. y 8 km b.n.m. se encuentran un conjunto de reflectores con polaridad negativa.

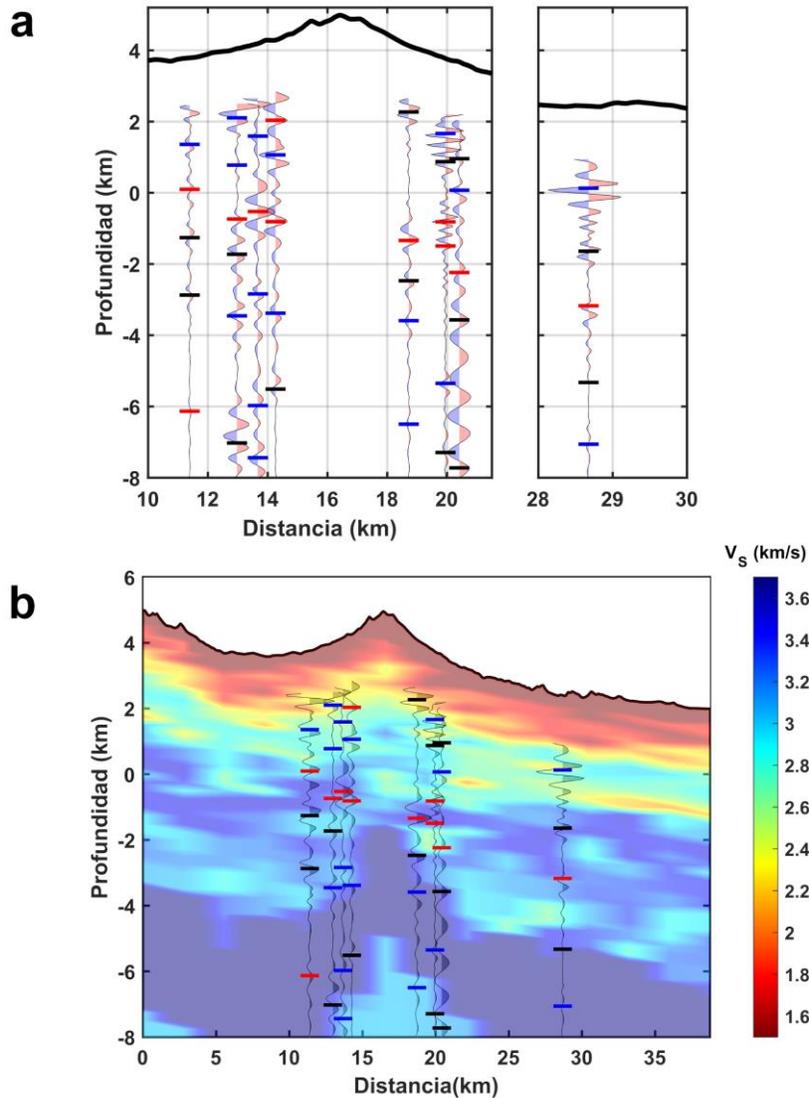


Figura 27. Coherencia lateral (a) y correlación con el modelo de velocidades de onda de corte (b) del perfil en dirección Norte-Sur de las funciones de autocorrelación. Las AC corresponden al apilado total de las autocorrelaciones diarias calculadas utilizando el método convencional de las estaciones PPIG, PPP4, PPP3, PPPP, PPCU, PPQ3, PPPT y PPCL. Las polaridades positivas y negativas son marcadas con rojo y azul, respectivamente. Las barras rojas, azules y negras, señalan los reflectores de interés con polaridad, positiva, negativa e incierta, respectivamente.

La correlación de los reflectores identificados y el corte del modelo de velocidades en el perfil de Norte-Sur (Figura 27b) muestra que los reflectores con polaridad negativa ubicados en la región somera se correlacionan con una región con velocidades de onda de corte de 2.5-3.0 km/s, zona a partir de la cual se observa un gradiente de velocidades mayor. Por otra parte, los reflectores con polaridad positiva concentrados a profundidades intermedias, entre 0 y 3 km b.n.m., indican una tendencia similar a una región de baja velocidad, con velocidades de onda de

corte de 2.8 km/s - 3 km/s, misma que es detectada incluso por la estación más lejana (PPCL) en el flanco sur. Finalmente, los reflectores con polaridad negativa más profundos parecen detectar y delimitar, en cierto grado, la región donde la velocidad incrementa de nuevo, tomando valores de $V_s > 3.4$ km/s. En este caso, se observaron algunos reflectores cuya polaridad no se logra correlacionar con el resto, como el caso del reflector positivo a 6 km b.n.m. de la estación PPIG y el reflector positivo a 2 km s.n.m. de la estación PPPP.

El perfil en dirección Suroeste-Noreste está compuesto por las estaciones SP04, PPX4, PPPX, PPX2, PPO2, SP08 y PPXA (ordenadas de acuerdo con su distancia con respecto al primer punto del perfil). En este caso, las AC se ubican en una región más amplia del propio edificio volcánico, como se observa en la Figura 28, teniendo una distancia mínima entre estaciones de ~ 1 km y máxima de ~ 10 km. El rango de profundidad de análisis toma valores entre aproximadamente 3 km s.n.m. y 8 km b.n.m.

Las funciones de autocorrelación (Figura 28a) muestran que existe coherencia lateral entre los reflectores de interés identificados. Entre 0 km s.n.m. y 2 km s.n.m. se identificó un conjunto de reflectores con polaridad negativa que parecen seguir la tendencia de la topografía del volcán. Entre 0 km s.n.m. y 4 km b.n.m. se encuentran un conjunto de reflectores de polaridad positiva y, otros más, de polaridad incierta. En la parte más profunda, entre 4 y 8 km b.n.m. se ubica un conjunto reducido de reflectores de polaridad negativa y varios de polaridad incierta.

Por otra parte, la correlación de los reflectores de interés y el corte del modelo de velocidades de onda de corte en ese perfil (Figura 28b) permitió ubicar a los reflectores con polaridad negativa más someros en una zona con velocidades entre 2.3 km/s y 2.8 km/s. Del mismo modo, los reflectores con polaridad positiva localizados a profundidades intermedias se ubican en una zona donde interactúan regiones de alta (~ 3.3 km/s) y baja velocidad (~ 2.8 km/s); sin embargo, la mayoría de los reflectores sugiere una tendencia similar a la determinada por la capa de baja velocidad de espesor aproximado de 2 km. Los reflectores más profundos con polaridades negativas e inciertas se encuentran dentro de una zona de alta

velocidad ($3.4 \text{ km/s} < V_s < 3.7 \text{ km/s}$). En este perfil hay menor correlación de los reflectores identificados a mayores profundidades con el modelo de velocidades y se incrementó la dificultad en identificar la polaridad de algunos reflectores.

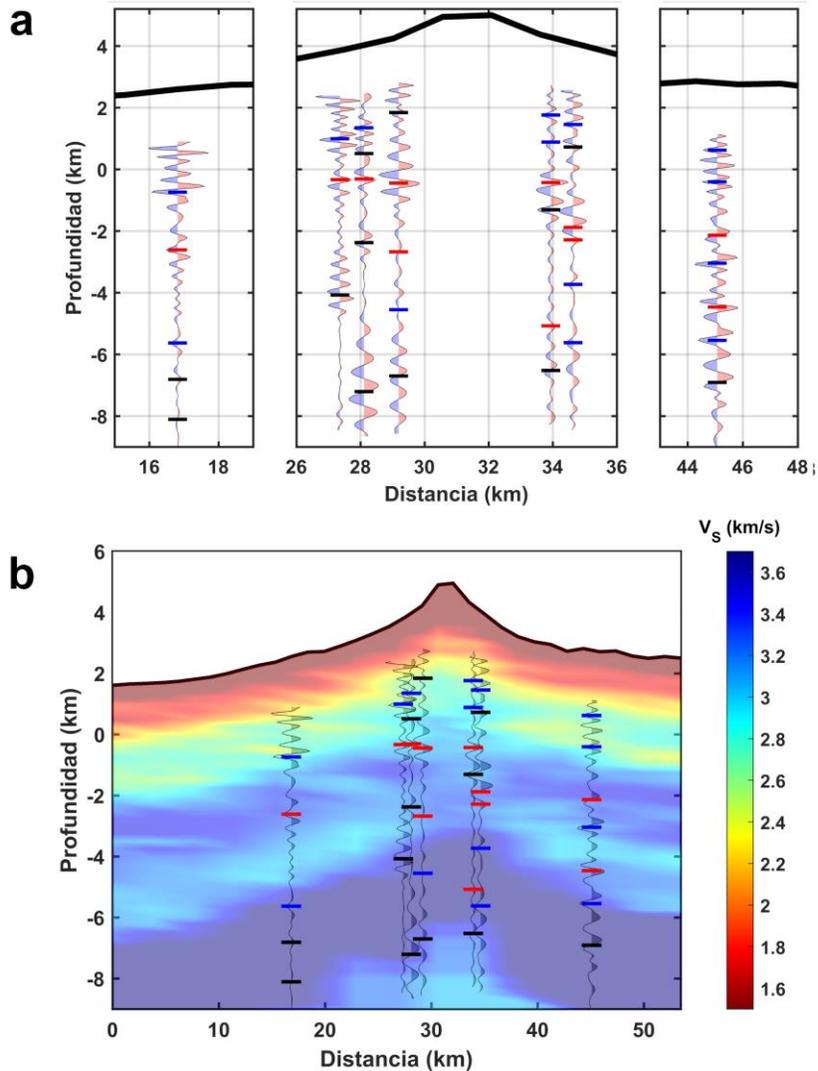


Figura 28. Coherencia lateral (a) y correlación con el modelo de velocidades de onda de corte (b) del perfil en dirección Suroeste-Noreste de las funciones de autocorrelación. Las AC corresponden al apilado total de las autocorrelaciones diarias calculadas utilizando el método convencional de las estaciones SP04, PPX4, PPPX, PPX2, PPO2, SP08 y PPXA. Las polaridades positivas y negativas son marcadas con rojo y azul, respectivamente. Las barras rojas, azules y negras, señalan los reflectores de interés con polaridad, positiva, negativa e incierta, respectivamente.

El último perfil analizado está compuesto por las estaciones SP05, PPJ4, PPJ3, PPJ2, PPJU, PPC2, PPPC, SP01 y SP02 (ordenadas de acuerdo con su distancia con respecto al primer punto del perfil). De manera similar al perfil Norte-Sur, se contó con una mayor densidad de estaciones en la región correspondiente al edificio

volcánico. La distancia mínima entre estaciones es de aproximadamente 0.5 km y una máxima de ~ 8 km. El rango de profundidad de investigación es entre 3 km s.n.m. y 8 km b.n.m.

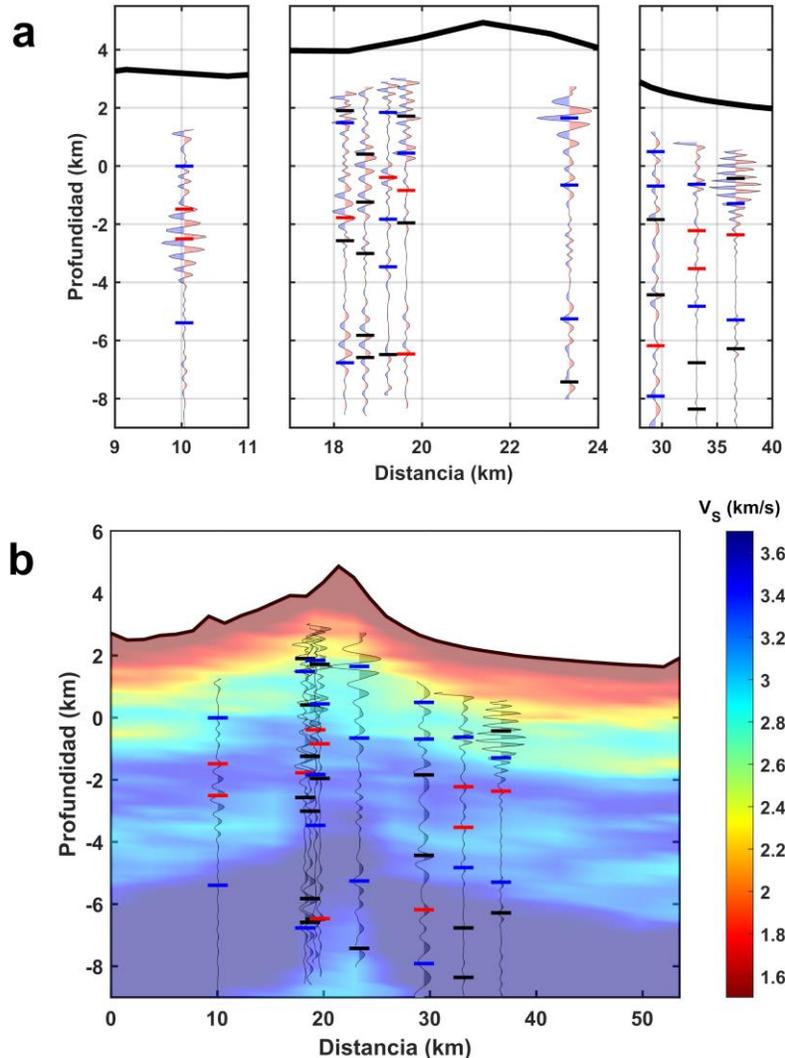


Figura 29. Coherencia lateral (a) y correlación con el modelo de velocidades de onda de corte (b) del perfil en dirección Noroeste-Sureste de las funciones de autocorrelación. Las AC corresponden al apilado total de las autocorrelaciones diarias calculadas utilizando el método convencional para las estaciones SP05, PPJ4, PPJ3, PPJ2, PPJU, PPC2, PPC, SP01 y SP02. Las polaridades positivas y negativas son marcadas con rojo y azul, respectivamente. Las barras rojas, azules y negras, señalan los reflectores de interés con polaridad, positiva, negativa e incierta, respectivamente.

Las funciones de autocorrelación (Figura 29a) muestran que hay coherencia lateral entre los reflectores de interés identificados principalmente en la parte más somera. Entre 2 km s.n.m. y 1 km b.n.m se ubican un conjunto de reflectores con polaridad negativa que parecen correlacionarse con los rasgos topográficos. Para

profundidades entre 1 km b.n.m. y 4 km b.n.m. se identificaron un conjunto de reflectores con polaridad positiva. Aunque en este mismo rango de profundidades se localizan algunos reflectores cuya polaridad es incierta y, en el caso particular de la estación PPJ2, se localizan reflectores de polaridad negativa que se distinguen del resto y se encuentran próximos al eje vertical principal del volcán. Finalmente, a profundidades entre 4 km b.n.m. y 8 km b.n.m. se agrupa un conjunto de reflectores con polaridad negativa, algunos otros con polaridad dudosa y una minoría con polaridad positiva, como es el caso de reflectores profundos de las estaciones PPJU y PPPC.

De mismo modo que las secciones anteriores, se realizó una correlación de los reflectores marcados con el corte del modelo de velocidad en el mismo perfil (Figura 29b). Esta comparación nos muestra que los reflectores con polaridad negativa más someros se ubican dentro de una zona de velocidad de onda de corte con valores entre 2.4 km/s y 2.9 km/s, y que siguen el patrón dictado aparentemente por la topografía. Los reflectores con profundidad intermedia y de polaridad positiva se restringen a una zona de velocidad con valores entre 2.8 km/s y 3.2 km/s. Por su parte los reflectores más profundos con polaridad negativa delinean irregularmente la región donde incrementa la velocidad de ondas de corte y toma valores > 3.4 km/s.

5.3 Evaluación del efecto de la topografía en las velocidades de grupo de la onda Rayleigh

El efecto de la topografía se evaluó a partir de calcular las velocidades de grupo de la onda Rayleigh considerando la distancia real entre pares de estaciones, haciendo posible la comparación de velocidades aparentes y reales considerando las distancias aparentes y reales, respectivamente. Para ello, se eligieron pares de estaciones cuyos trayectos teóricos cruzaran por regiones con diferente gradiente topográfico (Figura 30).

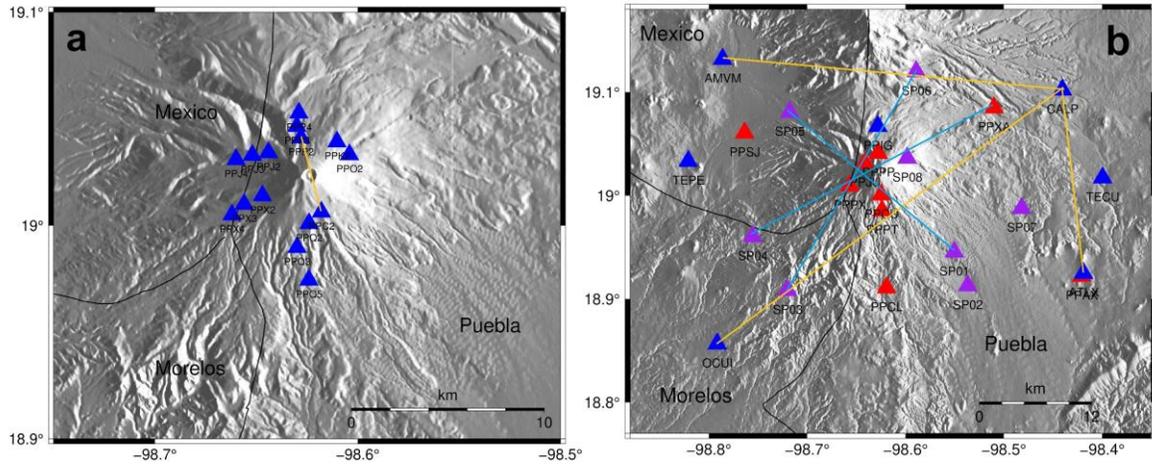


Figura 30. Trayectorias teóricas entre pares de estaciones utilizadas para comparar las variaciones de velocidades de grupo de la onda Rayleigh a partir de la distancia aparente y real. a) El trayecto teórico entre las estaciones PPC2-PPP2 se marca en amarillo. b) Los trayectos entre las estaciones ATLX-CALP y CALP-OCUI se marcan en amarillo. Mientras que con líneas azules se marcan los trayectos entre las estaciones SP01-SP05, PPXA-SP04 y SP03-SP06 analizados en el Apéndice A3.

El trayecto teórico entre las estaciones ATLX-CALP está ubicado al este de la región de estudio (Figura 30b). La comparación entre las curvas de velocidad aparente y real (Figura 31a) muestra que aparentemente no existe una variación significativa entre las velocidades aparente y real, y sugiere que es una zona con un mínimo gradiente topográfico. Sin embargo, el análisis del porcentaje de variación de velocidad de grupo (Figura 31a) exhibe que dicho cambio es de aproximadamente 0.05%, lo que justifica que no sea visible en la diferencia entre curvas (Figura 31a), siendo este más significativo para $T < 3$ s (Figura 31b).

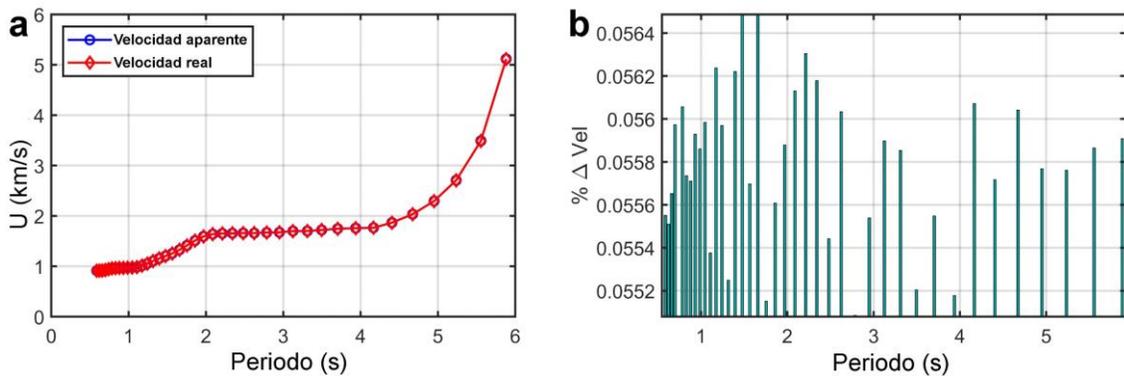


Figura 31. Comparación de las velocidades de grupo aparentes y reales (a), e histograma del porcentaje de variación de velocidad de grupo para cada uno de los periodos (b) de la curva de dispersión de las estaciones ATLX-CALP.

El trayecto teórico entre las estaciones CALP-AMVM cruza por el norte de la región de estudio y atraviesa el flanco sur del Iztaccíhuatl (Figura 30b). La comparación entre las curvas de velocidades de grupo aparente y real muestran una diferencia mínima (Figura 32a). No obstante, el cálculo del porcentaje de diferencia entre ambas velocidades (Figura 32b) revela que se tiene un incremento en la velocidad de aproximadamente 1.3%, y dicho incremento es más significativo para $T < 2.5$ s.

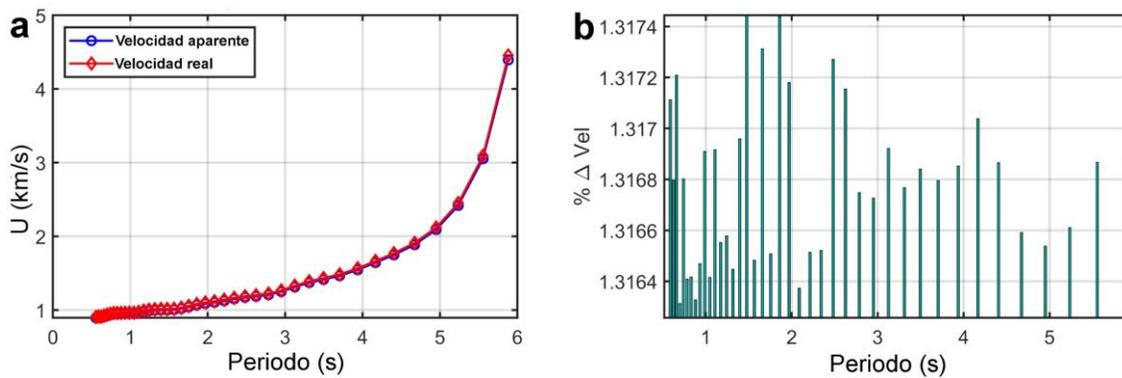


Figura 32. Comparación de las velocidades de grupo aparentes y reales (a), e histograma del porcentaje de variación de velocidad de grupo para cada uno de los periodos (b) de la curva de dispersión de las estaciones CALP-AMVM.

Uno de los trayectos teóricos más extenso es el de las estaciones CALP-OCUI, atravesando el flanco sureste del volcán (Figura 30b). En este caso, se aprecia una mayor diferencia entre las curvas de velocidad de grupo real y aparente (Figura 33a), ya que se puede diferenciar la curva roja de la azul. El histograma de porcentaje de variación de velocidades por periodo (Figura 33b) indica que las velocidades se incrementan en aproximadamente 1.75%, y aunque en el gráfico de comparación entre curvas de dispersión estas parecen separarse más para periodos mayores a 4 s, el histograma nos indica que existe un mayor incremento de velocidad a 1.5 s. No obstante, para $T > 3$ s el porcentaje de incremento en velocidad tiende a ser constante, a excepción del periodo de 4.8 s.

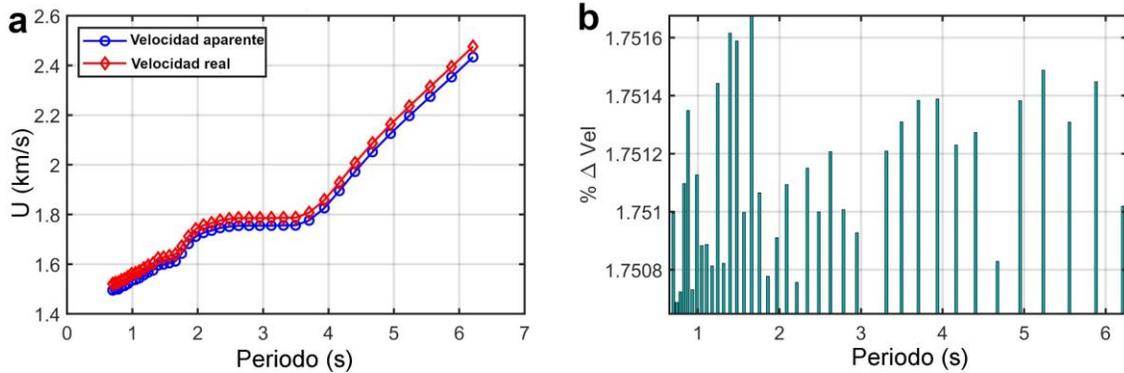


Figura 33. Comparación de las velocidades de grupo aparentes y reales (a), e histograma del porcentaje de variación de velocidad de grupo para cada uno de los periodos (b) de la curva de dispersión de las estaciones CALP-OCUI.

Finalmente, se analizó el trayecto teórico entre las estaciones PPC2-PPP2, uno de los pares de estaciones más cercanas, este cruza el cono volcánico en dirección, aproximadamente, Norte-Sur (Figura 30a). En este caso la diferencia entre las curvas de dispersión de velocidad aparente y real (Figura 34a) muy importante, ya que su separación es significativa para todos los periodos. El histograma de porcentaje de diferencia de velocidades de grupo para cada periodo (Figura 34b) revela un incremento en la velocidad de aproximadamente 13.8%. En este caso el incremento en velocidad parece ser más importante para $T < 1.5$ s

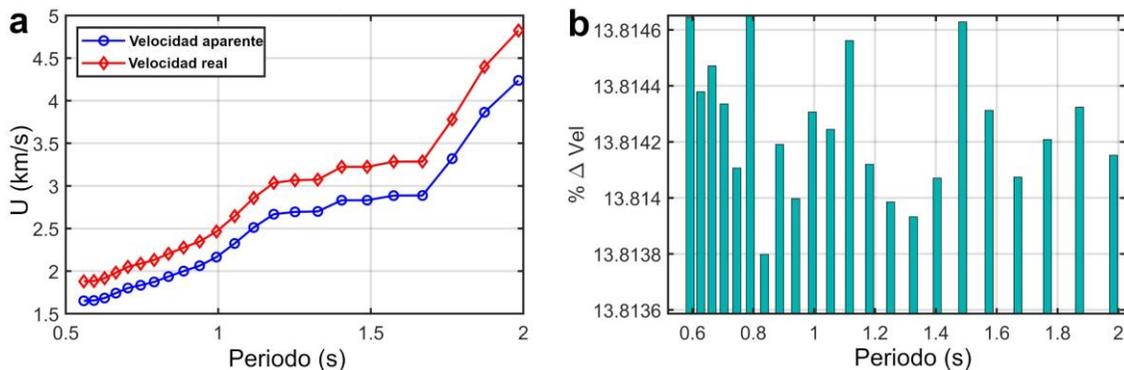


Figura 34. Comparación de las velocidades de grupo aparentes y reales (a), e histograma del porcentaje de variación de velocidad de grupo para cada uno de los periodos (b) de la curva de dispersión de las estaciones PPC2-PPP2.

En el Apéndice A3 se muestran la comparación de las curvas de dispersión de velocidades de grupo reales y aparentes de algunos otros pares de estaciones cuyos trayectos teóricos son próximos al edificio volcánico (trayectos marcados con

líneas azules en la Figura 30b). Su análisis reveló un comportamiento similar a los trayectos teóricos entre los pares de estaciones mostrados anteriormente.

Por otra parte, se calcularon los valores promedio de los porcentajes de variación de velocidades de grupo entre pares de estaciones con el objetivo de ilustrar su distribución espacial.

La red ZG permitió el cálculo de 69 trayectorias teóricas (Figura 35a) de las cuales aproximadamente 10% tiene un aumento en la velocidad superior al 10% y un 25% tiene un aumento en la velocidad mayor al 5%. La distribución espacial de los valores promedio de porcentajes de diferencia entre velocidades aparentes y reales de la red ZG muestra que los trayectos que cruzan el cráter del volcán tienen el incremento de velocidad más significativo, con hasta un aumento de hasta el 14%, y conforme los rayos se alejan del cráter el aumento en la velocidad disminuye a valores cercanos al 9%. Particularmente, los trayectos teóricos ubicados al oeste y noreste tienen menores incrementos en la velocidad ($\sim 2\%$).

A partir de las redes BEST-CNMC se obtuvieron 153 trayectos teóricos (Figura 35b) entre pares de estaciones de los cuales $\sim 0.7\%$ tiene incrementos en la velocidad de grupo mayores a un 10% y $\sim 6\%$ tiene un aumento en la velocidad de grupo superior al 5%. El conjunto de los valores promedio de incrementos de velocidad asociados a los trayectos teóricos de las redes BEST-CNMC, cuyas distancias entre estaciones son mayores, muestran un comportamiento similar. Los trayectos que cruzan el cráter indican incrementos en la velocidad de grupo de hasta un 10%. Los trayectos que cortan los flancos del volcán muestran un incremento en la velocidad de aproximadamente 6.5%. Por su parte, los trayectos ubicados al oeste de la región de estudio, cercanos al Valle de México, tienen el menor porcentaje de aumento en la velocidad ($0.5 < \% \Delta \text{Vel} < 1.5$). En contra parte, los trayectos localizados al norte del cráter del Popocatepetl, cercanos al Iztaccíhuatl, muestran un aumento intermedio ($3 < \% \Delta \text{Vel} < 5$) en la velocidad de grupo.

Finalmente, utilizando los datos de las redes ZG-BEST-CNMC se calcularon 222 rayos teóricos (Figura 35c y Figura 35d) entre pares de estaciones de los cuales aproximadamente el 3% tiene aumentos en la velocidad superiores al 10%, y 12%

de estos tiene un incremento en la velocidad mayor al 5%. El conjunto de los valores promedio de aumento de velocidad de los trayectos teóricos de todos los pares de estaciones de las redes disponibles muestran que los incrementos en la velocidad de grupo pueden ir desde 0.05% hasta un 14%. Con ello, se confirma que los menores aumentos en velocidad ($0.5 < \% \Delta \text{Vel} < 1.5\%$) se localizan al oeste del volcán, mientras que los incrementos intermedios de velocidad ($1.5 < \% \Delta \text{Vel} < 4\%$) están asociados al flanco y zona este. El acercamiento al cráter del volcán (Figura 35d) muestra que los trayectos que rodean al cráter del volcán, y que pasan por sus flancos, tienen aumentos de velocidad que van del 4% hasta un 11%.

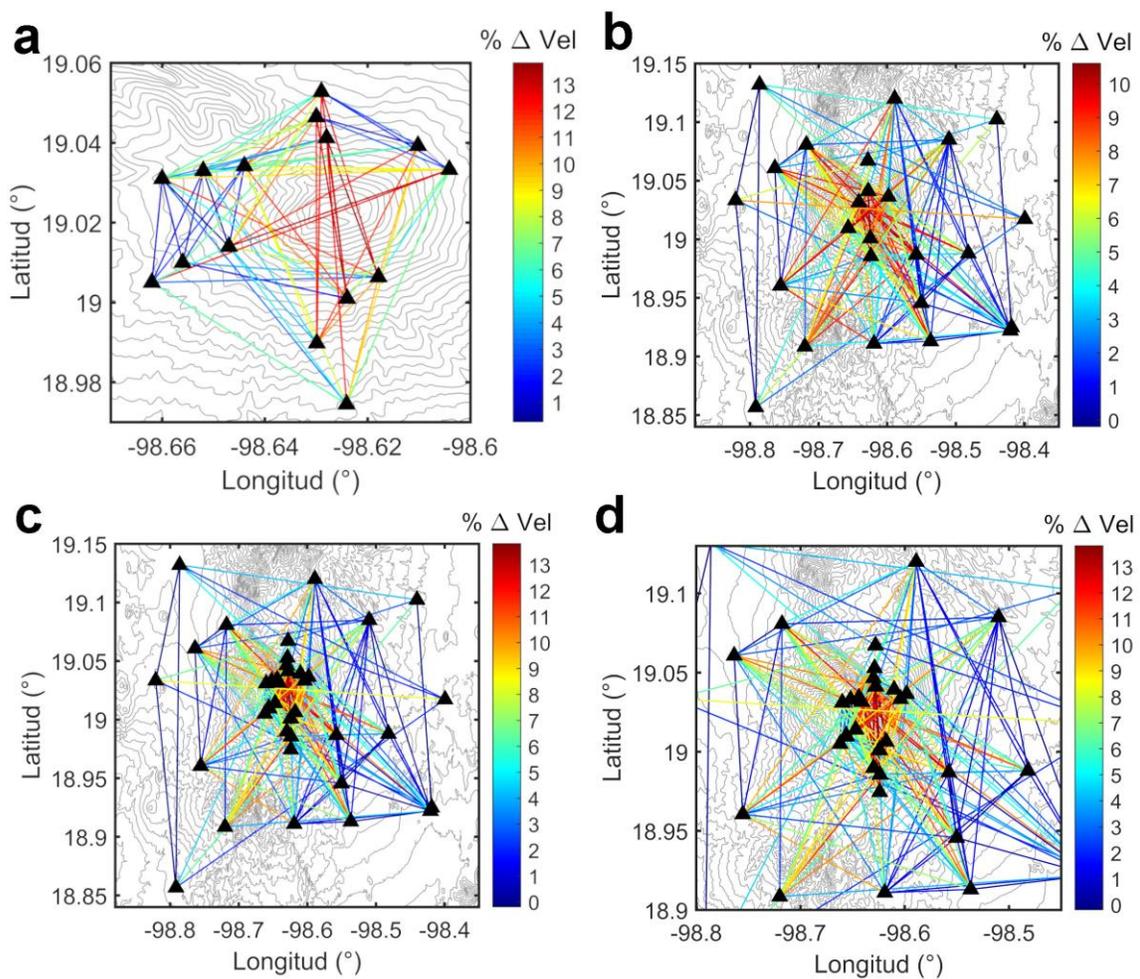


Figura 35. Distribución espacial de los porcentajes de variación promedio entre las velocidades de grupo reales y aparentes de las redes ZG (a), BEST-CNMC (b), ZG-BEST-CNMC (c) y un acercamiento a las estaciones de las redes ZG-BEST-CNMC (d) cuyas trayectorias teóricas son más cercanas al edificio volcánico. Las estaciones son representadas con triángulos negros y la topografía se ilustra en contornos grises.

Capítulo 6

6. Discusión

La estructura del volcán Popocatepetl ha sido estudiada en varias ocasiones. Sin embargo, los pocos estudios sísmicos encaminados a describir su estructura interna muestran resultados contrastantes en cuanto a la presencia de anomalías y su localización en profundidad (p. ej., Berger et al., 2011; Kuznetsov y Koulakov, 2014; Cárdenas-Soto et al., 2021)

Estudios geológicos y geoquímicos sugieren que existe un reservorio somero compuesto por un sistema de diques y un reservorio profundo que puede ser una cámara magmática (p. ej. Atlas et al., 2006; Sosa-Ceballos et al., 2014; Mangler et al., 2019; Macías et al., 2020).

Modelos gravimétricos sugieren la existencia de una gran cámara magmática, caracterizada por valores altos de densidad, localizada alrededor de 6-8 km de profundidad con un conducto superior de baja densidad que alcanza los 1.5 km s.n.m. (Espíndola et al., 2004). Finalmente, el modelo 3D invertido a partir de datos aeromagnéticos propone la existencia de un conducto que inicia a menos de 1 km de profundidad y que conecta con un gran cuerpo localizado a aproximadamente 6 km de profundidad (López-Loera et al., 2022).

La tomografía de ruido sísmico del volcán Popocatepetl (Figura 25, Figura 26 y Figura 36) muestra dos regiones marcadas por anomalías positivas de Vs (~10-30%) centradas debajo del cráter a profundidades entre 5-0 km s.n.m. (R1) y otra localizada a profundidades mayores a 4 km b.n.m (R3), y ambas son conectadas por un estrecho conducto de valores altos de Vs (R2). En conjunto las tres regiones delinean una anomalía positiva de velocidad en forma de champiñón debajo del volcán. El eje principal de la anomalía en forma de champiñón se correlaciona con la sismicidad que ocurre debajo del cráter, y la cual se asocia con el movimiento de material parcialmente fundido y fluidos (Figura 36). Esto último indicado por la localización de eventos de periodo largo (Arciniega-Ceballos et al., 2003) y temblores (Nava et al., 2023). La forma de la anomalía inferida se correlaciona con lo

propuesto por Kuznetsov y Koulakov (2014). Sin embargo, gracias a la base de datos y al método empleado, las imágenes resultantes de este proyecto permiten tener una vista completa de este cuerpo y permitió identificar que esta involucra una gran porción del edificio.

La anomalía R1 es interpretada como el efecto de dos principales mecanismos: 1) la sismicidad delimita la región donde el magma asciende dentro de conductos interconectados que constituyen una matriz rocosa que alberga el material fundido, y 2) el incremento del contenido cristalino permite la propagación de ondas de cuerpo dentro del conducto volcánico (Caricchi et al., 2008). Del mismo modo, las parte circundantes de R1 (Figura 26) podrían ser interpretadas como la expresión de material viejo y cristalizado que constituye el actual edificio volcánico.

La anomalía de alta velocidad localizada en el sector noroeste observada a 0 km b.n.m. (Figura 25a) está asociada con las paleo estructuras de los volcanes Ventorrillo, Nexpayantla y Tlamacas (p. ej. Martin del Pozzo et al., 2017).

Estudios geológicos y petrológicos de las erupciones que han ocurrido en los últimos 23,000 años sugieren que los magmas han sido originados a profundidades entre 12 y 15 km (p. ej., Atlas et al., 2006; Roberge et al., 2009). Por su parte, Macías et al. (2020) propusieron que las intrusiones máficas que generaron las erupciones explosivas que ocurrieron durante la crisis de 1997-2001 se originaron entre 2-4 km de profundidad debajo de la cima. Además, Sosa-Ceballos et al. (2014) encontraron que las erupciones de tipo plinianas que han ocurrido en los últimos 23,000 están ligadas con proceso magmáticos originados entre 4-6 km bajo la cima. Por lo tanto, ambos eventos pueden ser asociados a eventos originados dentro la región R1.

Por otra parte, valores altos de velocidad en sistemas volcánicos están asociados con la mayor densidad del material profundo parcialmente fundido que asciende a través de conductos magmáticos (p. ej., Aloisi et al., 2002; Patanè et al., 2006; Calò & Tramelli, 2018; Vilchis Garcia et al., 2019). Además, el cono del volcán Popocatepetl consiste en flujos de lava de composición andesítica a dacítica y flujos piroclásticos (Robin, 1984; Siebe y Macías, 2004), y volcanes de composición andesítica tienen viscosidades de magma intermedias y temperaturas de

solidificación bajas (Giggenbach, 1996); por lo que estos están comúnmente asociados con grandes cantidades de cristales. Característica que puede traducirse en altos valores de velocidad. Finalmente, en el caso particular del volcán Popocatépetl, su proceso de desgasificación sugiere que la pérdida de H₂O por descompresión provoca un fuerte subenfriamiento de la masa fundida, permitiendo una rápida cristalización (Roberge et al., 2009). Por lo tanto, los valores altos de velocidad en el Popocatépetl están acorde con sus propiedades físicas y reológicas previamente documentadas.

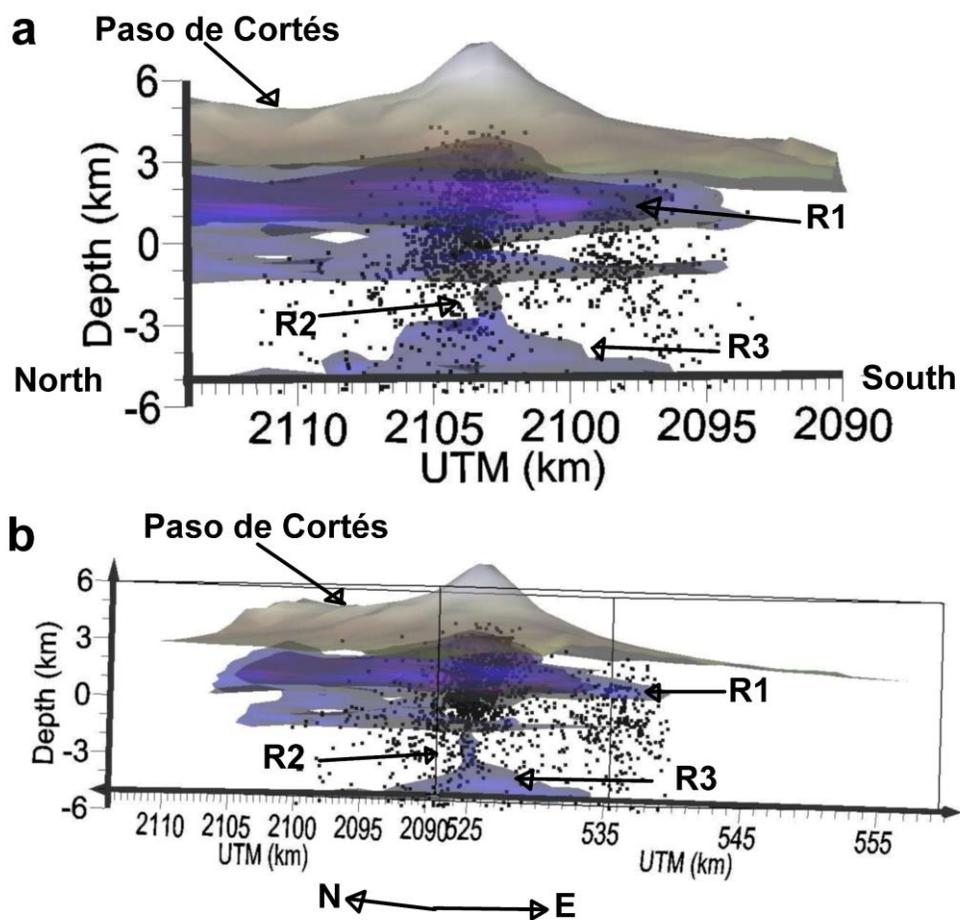


Figura 36. Vistas tridimensionales de las anomalías positivas debajo de volcán Popocatépetl (vista desde el flanco oeste [a] y vista desde el flanco suroeste [b]). Las isosuperficies de velocidad son +30% (región púrpura) dentro de R1 y +17% (región azul, R1, R2 y R3) con respecto a valores promedio. En la parte superior se muestra la topografía del volcán. La sismicidad está representada por puntos negros.

La región R3 (Figura 26 y Figura 36) es la anomalía positiva más profunda y tiene una forma similar a la R1. Sin embargo, debido a la falta de resolución a estas profundidades, nuestro modelo no puede mapearla o ilustrarla completa. Aunque se sugiere que es una región donde la presión litostática es tal que representa un equilibrio que no permite el ascenso de más material.

R2 (Figura 26 y Figura 36) se considera como la expresión de un conducto que conecta R1 con R3. Esta región coincide con la profundidad propuesta por Sosa-Ceballos et al. (2014) en donde se encuentra el reservorio más profundo (~8 km por debajo de la cima) que dio origen al material relacionado con las erupciones plinianas. Además, el material de baja velocidad que rodea a R2 coincide con la zona de baja velocidad reportada por Cruz-Atienza et al. (2001), la cual puede estar asociada con uno de los basamentos calcáreos y rocas metamórficas (Arce et al., 2019).

En los mapas horizontales entre 2 y 3 km b.n.m., también se pueden correlacionar los altos valores de velocidad con la sismicidad localizada a 8 km al sureste del cráter. Sin embargo, en la sección D-D' (Figura 26) se puede ver que dichas anomalías no se desarrollan en profundidad y, por lo tanto, dada nuestra resolución, sugerimos que esta sismicidad no puede estar relacionada con una gran zona de almacenamiento de material magmático. Arámbula-Mendoza et al. (2010) proponen que la sismicidad está relacionada con un fallamiento normal que ocurre en la región. Por otra parte, el modelo 3D obtenido sugiere que a estas profundidades puede existir material cristalino, lo cual puede justificar la respuesta quebradiza del material que responde a las condiciones de esfuerzos locales.

Finalmente, la capa somera de valores de anomalía negativos localizada principalmente en el flanco sur (anomalía SVS en la Figura 26), que se aprecia en las secciones B-B' y C-C', está asociada con material suelto que se sugiere está relacionada con los depósitos generados durante los gigantes deslizamientos de tierra y avalanchas de escombros (Siebe et al., 1995). Por otra parte, los depósitos de baja velocidad localizados en el flanco este (SVE, en las secciones A-A' y C-C')

podrían estar relacionados con la presencia de depósitos piroclásticos (Martin del Pozzo et al., 2016).

Dada la complejidad de la estructura de velocidades del volcán Popocatépetl y tomando en consideraron técnicas alternativas a la interferometría sísmica que aporten información sobre discontinuidades en el medio, se decidió enriquecer el análisis de la estructura del volcán y calcular funciones de AC para definir las posibles discontinuidades.

El cálculo y análisis de las funciones de autocorrelación permitió identificar y corroborar la existencia aumentos o decrementos en la estructura de velocidades del Popocatépetl. La incertidumbre en la migración a profundidad de los TWT de cada reflector de interés se redujo al emplear los modelos de velocidad 1D de cada una de las estaciones estudiadas, ya que se consideró que el uso de velocidades promedio podría incrementar la incertidumbre. Las AC en los tres perfiles analizados (Norte-Sur, Suroeste-Noreste y Noroeste-Sureste) mostraron reflectores de interés que fueron agrupados en tres conjuntos dada su polaridad, positiva, negativa o incierta, y su correspondiente rango de profundidad.

Los reflectores con polaridad negativa más someros delinearon una zona de velocidad intermedia ($2.3 < V_s \text{ (km/s)} < 2.7$) e indican la existencia de una capa o zona donde se incrementa significativamente la velocidad. Dada su profundidad (2 km s.n.m. y 0 km b.n.m.) el aumento de velocidad puede asociarse con material más consolidado que tiene una correlación directa con la topografía por lo que puede ser la expresión, en la estructura de velocidades, de las paleo estructuras de los edificios volcánicos precedentes.

Los reflectores de profundidad intermedia con polaridad positiva, aproximadamente, delinean el borde superior de la zona de baja velocidad ($2.8 < V_s \text{ (km/s)} < 3.0$), mapeada con la tomografía calculada previamente, a una profundidad entre 0 y 4 km b.n.m. y corrobora así su existencia. Sin embargo, no observó como un rasgo restringido a la proyección del área del cráter en profundidad; sino más bien se muestra como un rasgo que se extiende lateralmente. En este rango de profundidades, a partir de estudios geológicos y sismológicos, se

ha sugerido que existe la influencia del basamento o la presencia de material fundido. Por ejemplo, Fries (1965) y Meritano-Arenas et al. (1998) señalaron que el volcán descansa sobre un estrado de caliza (~1.5 km b.n.m.) y rocas metamórficas (~0 km b.n.m.). Dichas rocas están expuestas como afloramientos aislados relacionados a estructuras de fallas de horst y graben localizadas a más de 20 km al sur de la cima del volcán (Berger et al., 2011b). Novelo-Casanova y Martínez-Bringas (2005), utilizando ondas de coda de sismicidad local, reportaron que profundidades entre 6 y 8 km, por debajo de la cima del volcán, hay una zona de alta atenuación sísmica que ellos relacionan con la acumulación de magma a estas profundidades. Arámbula-Mendoza et al. (2010), mediante el análisis de las variaciones temporales y espaciales del estado de esfuerzo, observaron que para profundidades entre 0 y 3 km b.n.m. los ejes de presión sufren una ligera rotación o inclinación, lo que sugieren, es una consecuencia de la compresión generada por la inflación del magma ascendiente a esas profundidades. Además, mediante la caracterización temporal y espacial del valor b en el volcán, Rodríguez-Pérez et al. (2021) observaron un comportamiento diferente del valor de b a partir de los 2 km b.n.m., con una disminución tomando valores entre 0.7 y 1.7, opuesto a lo que observaron a profundidades menores con un valor de b de hasta 2.3. Ellos sugieren que la disminución del valor b está relacionado con una variación en el estado de esfuerzos debido a la compensación de la presión litostática con el empuje del material magmático ascendente.

Por su parte, los reflectores con polaridad negativa más profundos delimitan parcialmente el borde superior de la anomalía R3, que fue asociado a una zona de reservorio de material parcialmente fundido de mayor densidad confinado a esa profundidad como resultado de la presión litostática, y que, por lo tanto, validan un incremento de velocidad a esas profundidades.

Finalmente, la evaluación preliminar del efecto de la topografía en las velocidades de grupo de onda Rayleigh mostró que los mayores incrementos de velocidad ($\% \Delta \text{Vel} \approx 14\%$) se observaron en trayectos que cruzan el edificio volcánico, tanto entre pares de estaciones ubicadas sobre el edificio volcánico (con

una corta distancia entre estaciones) o para estaciones más lejanas. Los incrementos intermedios ($\% \Delta \text{Vel} \approx 4\%$) se observaron para aquellos trayectos vecinos al Iztaccíhuatl y los incrementos menores ($\% \Delta \text{Vel} < 1\%$) se ubicaron en regiones al noroeste, cercanas al Valle de México. Además, el incremento en la velocidad de grupo es más importante para $T < 3$, siendo estos los periodos más susceptibles al efecto de la distancia real entre estaciones. Por lo tanto, el porcentaje de incremento en las velocidades de grupo está directamente correlacionado con el gradiente topográfico, es decir, con la distancia real considerando la rugosidad del terreno y no con la distancia entre estaciones. Además, los cálculos revelaron que los incrementos en las velocidades de grupo, en el caso del volcán Popocatepetl, pueden ser mayores al 10%, contrario a la reducción de un 0.7% en velocidades de fase observadas en trabajos previos (p. ej. Köler et al., 2012) y a un incremento en velocidad menor al 5% que usualmente se considera (p. ej. Brenguier et al., 2007). Sin embargo, dada la resolución de la tomografía calculada, que expresa que se pueden recuperar cuerpos de aproximadamente $3 \times 3 \text{ km}^2$, y que sólo el 12% de los trayectos teóricos tiene incrementos en la velocidad mayores al 5% dado el efecto de la topografía, se decidió no considerar tal efecto en la formulación del problema de inversión, ya que dicho efecto no cambiaría sustancialmente la forma de las anomalías que somos capaces de recuperar e interpretar.

Capítulo 7

7. Conclusiones y recomendaciones

En este proyecto se calculó el primer modelo de velocidades de onda de corte 3D, del edificio volcánico completo, y se definieron las discontinuidades en la estructura de velocidades del Popocatepetl a partir del uso del ruido sísmico ambiental. Para ello, se construyó una extensa base de datos que incorpora registros sísmicos de diferentes épocas de la red permanente de CENAPRED (CN para el periodo entre 2019 y 2020) y redes temporales (ZG [1999-2000], BEST [2015-2016] y MC [2019-2020]). Con lo cual se hizo uso de un total de 39 estaciones sísmicas.

En primera instancia, las funciones de correlación cruzada para distancias largas mostraron un efecto de distribución de fuentes no homogénea y no isótropo, ya que las funciones CC son asimétricas, es decir, las amplitudes y fases de las partes causales y acausales son diferentes (p. ej., Stehly et al., 2006). Por su parte, el cálculo de las curvas de dispersión de velocidad de grupo (CDVG) se realizó empleando dos conjuntos de CC, el primero utilizando el método MB (Bensen et al., 2007) y el segundo empleando el método PCC (Schimmel, 1999), seguido de una comparación entre las CDVG de ambos conjuntos. La consideración de ambos conjuntos de CDVG, calculadas por ambos métodos en el cálculo de las CC, se realizó dadas algunas dificultades observadas al realizar el “picado” manual de las CDVG de los pares de estaciones de la red ZG, tales como: concentración de energía en valores cercanos a cero, seguimiento a las amplitudes máximas, discontinuidad en las curvas y un incremento súbito en los valores de velocidad de grupo. Además, en algunos de los casos las CDVG no pudieron ser calculadas utilizando las CC estimadas a partir uno de los métodos, pero si por el otro. Razones por las cuales, y para aprovechar la mayor cantidad de información, se decidió combinar los conjuntos de curvas calculadas a partir de ambos métodos. De esta manera, con el conjunto combinado de CDVG se redujo la variabilidad de la varianza e incrementó el número de mediciones de velocidades de grupo para cada periodo;

además, se mejoró conjunto de datos utilizados en la inversión de la estructura de velocidades.

La prueba de resolución mostró que los parámetros de inversión utilizados permiten recuperar anomalías de $\sim 2.77 \times 2.77 \text{ km}^2$; por lo tanto, se consideró que en el rango de tiempo de la base de datos utilizado (1999-2020), los cambios de velocidades en la cámara o reservorio son insignificantes comparados con la dimensión de las estructuras que pueden ser recuperadas. Por ello, se utilizó el conjunto combinado de CDVG calculado a partir de diferentes redes sísmicas, y de este modo se incrementa la resolución en una mayor área en vista de planta y a profundidad.

El modelo de anomalía de onda de corte (V_s) mostró que por debajo del volcán Popocatepetl se asocia una anomalía positiva en forma de champiñón que fue dividida en tres principales cuerpos de alta velocidad (R1, R2 y R3). Se sugiere que R1, localizada entre 0.8 y 5 km por debajo de la cima del volcán, está principalmente relacionada con las estructuras volcánicas antiguas y actuales; por lo tanto, muestran una correlación directa con la topografía. Se apoya la teoría de que en esta región existe un proceso de mezcla de magmas. Sin embargo, se sugiere que este proceso ocurre dentro de enjambres de diques y sills interconectados que están rellenos con material parcialmente fundido y que posiblemente está relacionado con el evento extrusivo registrado en 2001. En R1 los procesos de desgasificación e incremento de viscosidad en el magma son tales que se reflejan en un significativo incremento de velocidad en esta región. La región R3, localizada entre 4 y 7 km b.n.m. (~ 9 km por debajo de la cima) se asocia con un reservorio profundo donde el material magmático se estanca debido a la presión litostática a esa profundidad. Las regiones R1 y R3 son conectadas por R2, un conducto en forma de tubo localizado entre 2 y 4 km b.n.m., y que está rodeado por bajos valores de velocidad, mismos que pueden estar relacionados con el basamento sedimentario y rocas metamórficas. Por otra parte, las velocidades bajas que se observaron en los flancos del volcán son asociadas con el material suelto o poco consolidado que fue depositado como resultado de enormes deslizamientos, que han ocurrido durante

previas erupciones, o eventos piroclásticos. Mientras que al nivel del mar (0 km b.n.m.) fue posible observar en el sector noroeste una anomalía relacionada con las paleo estructuras de los volcanes Tlamacas, Nexpayantla y Ventorrillo.

La definición de discontinuidades se hizo a partir del cálculo de funciones de autocorrelación, así se aprovechó al máximo los registros de ruido sísmico ambiental y se lograron correlacionar algunos rasgos en la estructura de velocidades. La implementación de dos metodologías diferentes en el cálculo de las AC permitió hacer un análisis más robusto y permitió identificar con menor incertidumbre los TWT asociados a reflectores de interés. Sin embargo, aunque se redujo el efecto de los lóbulos de la AC, su efecto se hizo presente e impidió observar rasgos someros, a profundidades de 1 km por debajo de la superficie, como las discontinuidades asociadas a los grandes deslizamientos ocurridos en el pasado o el depósito de material piroclástico. La incertidumbre en la migración a profundidad de los dobles tiempos de trayecto se considera que fue aminorada al utilizar los modelos de velocidades de onda de corte 1D de cada una de las estaciones utilizadas, lo que consideramos que disminuyó el sesgo introducido al utilizar una velocidad promedio. Por otra parte, los reflectores con polaridad negativa someros, localizados entre 2 km s.n.m y el nivel del mar, delimitan una región donde la velocidad incrementa significativamente por lo que se sugiere existe la influencia de viejas estructuras volcánicas, correlacionándose así con la topografía. Los reflectores con polaridad positiva de profundidad intermedia (0 – 4 km b.n.m) se asocian con la región de baja velocidad que rodea el conducto R2, identificada en nuestro modelo de velocidades, y que se sugiere está relacionado con el basamento, calizas y rocas metamórficas; además, donde el estado de esfuerzos cambia (Arámbula-Mendoza et al., 2010), se observa una importante atenuación de las ondas (Novelo-Casanova y Martínez-Bringas, 2005) y el valor b cambia su comportamiento a profundidad dado el cambio en el estado de esfuerzos y el inicio de la marcada influencia de la presión litostática (Rodríguez-Pérez et al., 2021), misma que mantiene confinado a la región R3. Los reflectores con polaridad negativa más profundos se correlacionaron con el borde superior de R3, corroborando la existencia de un reservorio de material más profundo y denso. Por

su parte, los reflectores cuya polaridad fue incierta, indicados en color negro y observados en la mayoría de las AC analizadas, reflejan la complejidad del medio, por lo que se sugiere hacer un análisis más robusto para distintos rangos de frecuencia, análisis que impliquen aislarlas o complementar el análisis con información calculada a partir de funciones de receptor, dada la similitud de los rasgos identificados por ambas. Por lo tanto, para definir más discontinuidades de interés como las asociadas a los grandes deslizamientos del pasado o mapear fallas o fracturas de interés es necesario desplegar arreglos de estaciones más densos con menor distancia entre receptores, y así poder establecer una coherencia lateral más extensa de las discontinuidades observadas.

Finalmente, mediante la evaluación del efecto de la topografía en las velocidades de grupo de las ondas Rayleigh se observó que el incremento en las velocidades se correlaciona directamente con el gradiente topográfico. Se observaron aumentos en las velocidades mayores al 10% para trayectos que cruzan el cráter del volcán y que dicho efecto es más significativo para $T < 3$ s. Por lo tanto, este efecto debe ser considerado para redes de estaciones más densas y con distancia entre estaciones relativamente cortas, en contraste con las redes empleadas en este trabajo. Específicamente para este proyecto, dada la resolución de la tomografía calculada, que expresa que se pueden recuperar cuerpos de aproximadamente 3×3 km², y que sólo el 12% de los trayectos teóricos tiene incrementos en la velocidad mayores al 5% dado el efecto de la topografía, se decidió desprestigiar tal efecto, ya que se consideró que este no cambiaría sustancialmente la forma de las anomalías que somos capaces de recuperar e interpretar. Sin embargo, se recomienda que se analice a fondo el efecto de la topografía en la inversión tomográfica ya que éste puede afectar en la morfología y profundidad de las anomalías observadas en estudios con mejor resolución.

8. Referencias

Aki, K., (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, pp. 415-456.

Aki, K., & Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23), 3322–3342. <https://doi.org/10.1029/JB080i023p03322>

Aloisi, M., Cocina, O., Neri, G., Orecchio, B., & Privitera, E. (2002). Seismic tomography of the crust underneath the Etna volcano, Sicily. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 134(3–4), 139–155. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00153-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00153-X)

Arámbula-Mendoza, R., Valdés-González, C., & Martínez-Bringas, A. (2010). Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 196(3–4), 156–168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.007>

Arango-Galván, C., Pozzo, A. L. M. Del, Flores-Márquez, E. L., González-Morán, T., Vidal-Amaro, M., & Ruiz-Aguilar, D. (2020). Unraveling the complex structure of popocatepetl volcano (Central Mexico): New evidence for collapse features and active faulting inferred from geophysical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 407. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107091>

Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F. J., Benowitz, J., & Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Maps*, 15(2), 320–332. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251>

Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., & Dawson, P. (2003). Long-period events and tremor at Popocatepetl volcano (1994-2000) and their broadband characteristics. *Bulletin of Volcanology*, 65(2–3), 124–135. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0248-8>

Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., Dawson, P., & Asch, G. (2008). Broadband seismic measurements of degassing activity associated with lava effusion at Popocatépetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1–2), 12–23. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.007>

Arciniega-Ceballos, A., Dawson, P., & Chouet, B. A. (2012). Long period seismic source characterization at Popocatépetl volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 39(20), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2012GL053494>

Atlas, Z. D., Dixon, J. E., Sen, G., Finny, M., & Martin-Del Pozzo, A. L. (2006). Melt inclusions from Volcán Popocatépetl and Volcán de Colima, Mexico: Melt evolution due to vapor-saturated crystallization during ascent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(3–4), 221–240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.010>

Barmin, M., Ritzwoller, M. & Levshin, A. (2001). A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography. *Pure appl. geophys.*, 158, 1351–1375. <https://doi.org/10.1007/PL00001225>

Benediktsdóttir, Á., Gudmundsson, Ó., Brandsdóttir, B., & Tryggvason, A. (2017). Ambient noise tomography of Eyjafjallajökull volcano, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 250–263. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.017>

Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239–1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>

Berger, P., Got, J. L., González, C. V., & Monteiller, V. (2011). Seismic tomography at Popocatépetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(3–4), 234–244. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.12.016>

Berger, P., Alejandro Nava Pichardo, F., González, C. V., & Bringas, A. M. (2011b). New locations of volcano-tectonic earthquakes under popocatépetl volcano applying

a genetic search algorithm. *Geofísica Internacional*, 50(3), 319–340.
<https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2011.50.3.230>

Boore, D. M., Harmsen, S. C., & Harding, S. T., 1981. Wave scattering from a step change in surface topography. *Bulletin of Seismological Society of America*, 71(1), 117–125.

Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., & Ferrazzini, V. (2007). 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*, 34(2), 2–6.
<https://doi.org/10.1029/2006GL028586>

Brocher, T. M. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2081–2092. <https://doi.org/10.1785/0120050077>

Campillo, M. y Paul, A., (2003). Longe-Range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299,547-549, <https://doi.org/10.1126/science.1078551>

Calò, M., & Tramelli, A. (2018). Anatomy of the Campi Flegrei caldera using Enhanced Seismic Tomography Models. *Scientific Reports*, 8(1), 1–12.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-34456-x>

Capra, L., Carreras, L. M., Arce, J. L., & Macías, J. L. (2006). The Lower Toluca Pumice: A ca. 21,700 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México. *Special Paper of the Geological Society of America*, 402(January), 155–173.
[https://doi.org/10.1130/2006.2402\(07\)](https://doi.org/10.1130/2006.2402(07))

Cardaci, C., Coviello, M., Lombardo, G., Patané, G., & Scarpa, R. (1993). Seismic tomography of Etna volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56(4), 357–368. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90002-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90002-9)

Cárdenas-Soto, M., Reyes-Pimentel, T. A., Tago, J., & Natarajan, T. (2021). Ambient noise tomography of the Popocatépetl volcano using the principal Green tensor components. *Journal of Seismology*, 25(4), 1089–1102.
<https://doi.org/10.1007/s10950-021-10021-4>

Caricchi, L., Burlini, L., & Ulmer, P. (2008). Propagation of P and S-waves in magmas with different crystal contents: Insights into the crystallinity of magmatic reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(4), 740–750. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.09.006>

Castro-Artola, O., Iglesias, A., Schimmel, M., & Córdoba-Montiel, F. (2022). Moho reflections within seismic noise autocorrelations. *Journal of South American Earth Sciences*, 120(October). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104080>

Cifuentes-Nava, G., Hernández-Quintero, E., Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., Chávez-Segura, R. E., Urrutia-Fucugauchi, J., Martin-Del Pozzo, A. L., & Arango-Galván, C. (1998). Simultaneous magnetic observations at teoloyucan magnetic observatory and popocatepetl volcano, Mexico. *Revista Geofisica*, 48, 149–159.

Chouet, B., Dawson, P., & Arciniega-Ceballos, A. (2005). Source mechanism of Vulcanian degassing at Popocatepetl Volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(7), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2004JB003524>

Claerbout, J. F. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics* 33(2), 264–269.

Clayton, R. W. (2020). Imaging the subsurface with ambient noise autocorrelations. *Seismological Research Letters*, 91(2A), 930–935. <https://doi.org/10.1785/0220190272>

Cruz-Atienza, V. M., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Shapiro N. M., Valdés, C. & Iglesias Mendoza, A. (2001). Size of Popocatepetl volcano explosions (1997–2001) from waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, 27, 2753-2756.

Das, R., & Rai, S. S. (2016). Seismic interferometry and ambient noise tomography: Theoretical background and application in south India. *Journal of Physics: Conference Series*, 759(1). <https://doi.org/10.1088/1742-6596/759/1/012006>

De Barros, L., Pedersen, H. A., Métaxian, J. P., Valdés-Gonzalez, C., & Lesage, P. (2008). Crustal structure below Popocatepetl Volcano (Mexico) from analysis of Rayleigh waves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1–2), 5–11. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.001>

De la Cruz S., Siebe C. (1997). The giant Popocatepetl stirs. *Nature*, 388, 227.

Delph, J. R., Levander, A., & Niu, F. (2019). Constraining Crustal Properties Using Receiver Functions and the Autocorrelation of Earthquake-Generated Body Waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8), 8981–8997. <https://doi.org/10.1029/2019JB017929>

Dziewonski, A., Bloch, S. & Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. seism. Soc. Am.*, 59(1), 427– 444

Espinasa-Pereña, R., Martín-Del Pozzo, A.L. (2006). Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México, en Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G. (eds.), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico*, Geological Society of America Special Paper, 402: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 101-123.

Espinasa-Pereña (2014). *Historia de la actividad del volcán Popocatepetl: 17 años de erupciones*. Centro Nacional de Prevención de Desastres. Dirección de Investigación. Subdirección de riesgos geológicos.

Espíndola, J. M., de Lourdes Godinez, M., & Espindola, V. H. (2004). Models of ground deformation and eruption magnitude from a deep source at Popocatepetl volcano, Central Mexico. *Natural Hazards*, 31(1), 191–207. <https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000020260.60021.b1>

Flores-Marquez, E. L., Galvez-Coyt, G., & Cifuentes-Nava, G. (2012). Fractal dimension analysis of the magnetic time series associated with the volcanic activity of Popocatepetl. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 19(6), 693–701. <https://doi.org/10.5194/npg-19-693-2012>

Fries C.Jr. (1965). Geología de la Hoja Cuernavaca, Estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Carta Geológica de México, scale 1:100 000.

Gaite, B., (2013). Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, Golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love. (PhD thesis). Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid.

Giggenbach, W.F. (1996). Chemical Composition of Volcanic Gases. In: Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_7

Goff, F., Love, S. P., Warren, R., Counce, D., Obenholzner, J., Siebe, C. & Schmidt, S. C. (2001). Passive infrared remote sensing evidence for large, intermittent CO₂ emissions at Popocatépetl volcano, Mexico. Chemical Geology 177, 133–156.

Goffe, W. L., Ferrier, G. D. & Rogers, J. (1994). Global optimization of statistical functions with simulated annealing. Journal of Econometrics, 60, 65-99. [https://doi.org/10.1016/0304-4076\(94\)90038-8](https://doi.org/10.1016/0304-4076(94)90038-8)

Granados, I., Calò, M., & Ramos, V. (2019). Noisy Dispersion Curve Picking (NDCP): A Matlab package for group velocity dispersion picking of seismic surface waves. Computers and Geosciences, 133 (December 2017). <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.10431>

Haney, M. M., & Douma, H. (2012). Rayleigh-wave tomography at Coronation Field, Canada: The topography effect. Near-Surface measurements in exploration geophysics, 54-61.

Hansen, Per Christian. (2001). The L-Curve and Its Use in the Numerical Treatment of Inverse Problems. Computational Inverse Problems in Electrocardiology (pp.119-142)

Heath, B. A., Hooft, E. E. E., & Toomey, D. R. (2018). Autocorrelation of the Seismic Wavefield at Newberry Volcano: Reflections From the Magmatic and

Geothermal Systems. *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2311–2318.
<https://doi.org/10.1002/2017GL076706>

Hennino, R., Trégourès, N., Shapiro, N. M., Margerin, L., Campillo, M., van Tiggelen, B. A., & Weaver, R. L. (2001). Observation of equipartition of seismic waves. *Physical Review Letters*, 86(15), 3447–3450.
<https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.86.3447>

Herrmann, R. B. (2013) Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seism. Res. Lettr.* 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096

Iglesias, A., Cruz-Atienza, V. M., Shapiro, N. M., Singh, S. K., & Pacheco, J. F. (2001). Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms. *Geofisica Internacional*, 40(3), 181–190.
<https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2001.40.3.321>

Ito, Y., & Shiomi, K. (2012). Seismic scatterers within subducting slab revealed from ambient noise autocorrelation. *Geophysical Research Letters*, 39(19), 12–17.
<https://doi.org/10.1029/2012GL053321>

Jeddi, Z., Gudmundsson, O., & Tryggvason, A. (2017). Ambient-noise tomography of Katla volcano, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 264–277. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.019>

Köhler, A., Weidle, C., & Maupin, V. (2012). On the effect of topography on surface wave propagation in the ambient noise frequency range. *Journal of Seismology*, 16(2), 221–231. <https://doi.org/10.1007/s10950-011-9264-5>

Kotsarenko, A., Grimalsky, V., Enríquez, R. P., Yutsis, V., Koshevaya, S., Cruz-Abeyro, J. A. L., Valdez-Gonzalez, C., & Cerón, R. A. V. (2008). Geomagnetic anomalies observed at volcano Popocatepetl, Mexico. *Advances in Geosciences*, 14, 21–24. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-21-2008>

Koulakov, I., D'Auria, L., Prudencio, J., Cabrera-Pérez, I., Barrancos, J., Padilla, G. D., et al. (2023). Local earthquake seismic tomography reveals the link between crustal structure and volcanism in Tenerife (Canary Islands). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128, e2022JB025798. <https://doi.org/10.1029/2022JB025798>

Kuznetsov, P. Y., & Koulakov, I. Y. (2014). The three-dimensional structure beneath the Popocatépetl volcano (Mexico) based on local earthquake seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 10–21. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.017>

Li, J., Lin, F. C., Allam, A., Ben-Zion, Y., Liu, Z., & Schuster, G. (2019). Wave equation dispersion inversion of surface waves recorded on irregular topography. *Geophysical Journal International*, 217(1), 346–360. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz005>

Lobkis, O. I., Weaver, R. L., (2001b). On the emergence of Green's function in the correlations of diffuse field. *Acoustical Society of America*, 110, 3011-3017

López-Loera, H., Espíndola, J. M., Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., Urrutia-Fucugauchi, J., Torres-Gaytan, D. E., & García-Tenorio, F. (2022). Magma plumbing system below the Popocatepetl and Iztaccihuatl volcanoes, central México, as revealed by aeromagnetic data. *En Bulletin of Volcanology* (Vol. 84, Número 4). <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01551-x>

Macías, J. L., Arce, J. L., García-Tenorio, F., Sosa-Ceballos, G., & Gardner, J. E. (2020). Source and behavior of pyroclastic density currents generated by Vulcanian-style explosions of Popocatépetl volcano (Mexico) on 22 January 2001. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 406(March 1996). <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107071>

Macías, J. L., & Siebe, C. (2005). Popocatépetl's crater filled to the brim: Significance for hazard evaluation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(3–4), 327–330. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.005>

Mangler, M. F., Prytulak, J., Gisbert, G., Delgado-Granados, H., & Petrone, C. M. (2019). Interplinian effusive activity at Popocatepetl volcano, Mexico: New insights into evolution and dynamics of the plumbing system. *Volcanica*, 2(1), 45–72. <https://doi.org/10.30909/vol.02.01.4572>

Martin-Del Pozzo, A. L., Cifuentes-Nava, G., Cabral-Cano, E., Sánchez-Rubio, G., Reyes, M., Martínez-Bringas, A., Garcia, E., & Arango-Galvan, C. (2002). Volcanomagnetic signals during the recent Popocatepetl (México) eruptions and their relation to eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(3–4), 415–428. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00275-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00275-X)

Martin del Pozzo, A.L., Arana Salinas, L., Bonasia, R., Capra Pedol, L., Cordoba, G., Cortés Ramos, J., Delgado Granados, H., Ferrés López, M.D., Fonseca Álvares, R., García Reynoso, J.A., Gisbert, G., Guerrero López, D.A., Jaimes Viera, M.C., Macías Vázquez, J.L., Portocarrero Martínez, J., Salinas Sánchez, S., Siebe Grabach, C., & Tellez Ugalde, E. (2016). Mapas de peligros del volcán Popocatepetl.

Martin del Pozzo, A.L., Alatorre Ibarra, M., Arana Salinas, L., Bonasia, R., Capra Pedol, L., Cassata, W., Córdoba, G., Cortés Ramos, J., Delgado Granados, H., Ferrés López, M.D., R., F.Á., García Reynoso, J.A., Gisbert, G., Guerrero López, D.A., Jaimes Viera, M.C., Macías Vázquez, J.L., Nieto Obregón, J., Nieto Torres, A., Paredes Ruiz, P.A., Portocarrero Martínez, J., Renne, P., Rodríguez Espinosa, D.M., Salinas Sánchez, S., Siebe Grabach, C., Tellez Ugalde, E. (2017). Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. *Monografías Instituto de Geofísica, UNAM*. 455.

Menke, W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic, San Diego, CA. <https://doi.org/10.1016/C2011-0-69765-0>

Meritano-Arenas J.D., Rosales-Gómez J., Conde-Asiain A. (1998). Carta Geológica y Carta Morfoestructural del Popocatepetl. Consejo de Recursos Minerales (Secretaría de Comercio y Fomento Industrial) (SECOFI).

Mulargia, F. (2012). The seismic noise wavefield is not diffuse. *J. Acoust. Soc. Am*, 131, 2853-2858. <https://doi.org/10.1121/1.3689551>

Nava, F. A., Ávila-Barrientos, L., Espíndola, J. M., & Núñez-Cornú, F. J. (2023). Volcanic harmonic tremor location. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 444(October). <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107944>

Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B., & Galetti, E. (2012). Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles. *Proceedings of the Geologists' Association*, 123(1), 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2011.04.002>

Novelo-Casanova, D. A., & Martínez-Bringas, A. (2005). A seismic attenuation zone below Popocatepetl volcano inferred from coda waves of local earthquakes. *Geofisica Internacional*, 44(2), 177–186. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2005.44.2.252>

Novelo-Casanova, D. A., Martínez-Bringas, A., & Valdés-González, C. (2006). Temporal variations of Qc- 1 and b-values associated to the December 2000-January 2001 volcanic activity at the Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(3–4), 347–358. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.10.003>

Obermann, A., Lupi, M., Mordret, A., Jakobsdóttir, S. S., & Miller, S. A. (2016). 3D-ambient noise Rayleigh wave tomography of Snæfellsjökull volcano, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 317, 42–52. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.02.013>

Pardo, M., & Suarez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7). <https://doi.org/10.1029/95jb00919>

Patanè, D., Barberi, G., Cocina, O., De Gori, P., & Chiarabba, C. (2006). Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at mount etna. *Science*, 313(5788), 821–823. <https://doi.org/10.1126/science.1127724>

Roberge, J., Delgado-Granados, H., & Wallace, P. J. (2009). Mafic magma recharge supplies high CO₂ and SO₂ gas fluxes from Popocatepetl volcano, Mexico. *Geology*, 37(2), 107–110. <https://doi.org/10.1130/G25242A.1>

Robin, C. (1984). Le Volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques. *Bull Volcanol* 47, 1–23. <https://doi.org/10.1007/BF01960537>

Rodríguez-Pérez, Q., Monterrubio-Velasco, M., Zúñiga, F. R., Valdés-González, C. M., & Arámbula-Mendoza, R. (2021). Spatial and temporal b-value characterization at Popocatépetl volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 417. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107320>

Romero, P., & Schimmel, M. (2018). Mapping the basement of the Ebro Basin in Spain with seismic ambient noise autocorrelations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 1-16. <https://doi.org/10.1029/2018JB015498>

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., & Macías, J. L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6), 1243–1282. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi015>

Schimmel, M. (1999). Phase Cross-Correlations : Design , Comparisons , and Applications. *Bulletin of Seismological Society of America*, 89(5), 1366–1378.

Schimmel, M., & Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 130(2), 497–505. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x>

Schimmel, M., & Gallart, J. (2007). Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(4). <https://doi.org/10.1029/2006JB004680>

Schimmel, M., Stutzmann, E., & Gallart, J. (2011). Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, 184(1), 494–506. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x>

Schimmel, M., Stutzmann, E., & Ventosa, S. (2018). Low-frequency ambient noise autocorrelations: Waveforms and normal modes. *Seismological Research Letters*, 89(4), 1488–1496. <https://doi.org/10.1785/0220180027>

Schimmel, M., Stutzmann, E., Lognonné, P., Compaire, N., Davis, P., Drilleau, M., Garcia, R., Kim, D., Knapmeyer-Endrun, B., Lekic, V., Margerin, L., Panning, M., Schmerr, N., Scholz, J. R., Spiga, A., Tauzin, B., & Banerdt, B. (2021). Seismic Noise Autocorrelations on Mars. *Earth and Space Science*, 8(6), 1–22. <https://doi.org/10.1029/2021EA001755>

Shapiro, N. M., Singh, S. K., Iglesias-Mendoza, A., Cruz-Atienza, V. M., & Pacheco, J. F. (2000). Evidence of low Q below Popocatepetl volcano, and its implication to seismic hazard in Mexico City. *Geophysical Research Letters*, 27(17), 2753–2756. <https://doi.org/10.1029/1999GL011232>

Shapiro, N. M., & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7), 8–11. <https://doi.org/10.1029/2004GL019491>

Siebe, C., Abrams, M., & Macías, J. L. (1995). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatépetl. Comité Científico Asesor UNAM-CENAPRED: Volcán Popocatépetl, estudios realizados durante la crisis de 1994–1995 (pp. 195–220). Edición Especial Secretaría de Gobernación, México.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L., & Obenholzner, J. (1996a). Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatépetl, central Mexico: Past key to the future?. *Geology*, 24(5), 399–402. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0399:RVDIPT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0399:RVDIPT>2.3.CO;2)

Siebe, C., Macías-Vázquez, J. L., Abrams, M. & Obenholzner, J. (1996b). La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatépetl. *Ciencias*, 41, 36–45.

Siebe, C., Macías, J.L. (2004). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatépetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra de Chichinautzin volcanic field. *Fieldtrip Books*, Geological Society of America, 1, 77.

Sosa-Ceballos, G., Gardner, J. E., Siebe, C., & Macías, J. L. (2012). A caldera-forming eruption ~14,100 14Cyr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213–214, 27–40. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001>

Sosa-Ceballos, G., Gardner, J. E., & Lassiter, J. C. (2014). Intermittent mixing processes occurring before Plinian eruptions of Popocatepetl volcano, Mexico: Insights from textural-compositional variations in plagioclase and Sr-Nd-Pb isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(2), 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0966-x>

Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., & Arce, J. L. (2015). El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: insights from geochronology and geochemistry. *Bulletin of Volcanology*, 77(10). <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0975-2>

Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(10), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2005JB004237>

Tchawe, F. N., Froment, B., Campillo, M., & Margerin, L. (2020). On the use of the coda of seismic noise autocorrelations to compute H/V spectral ratios. *Geophysical Journal International*, 220(3), 1956–1964. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz553>

Tibuleac, I. M., y von Seggern, D., (2012). Crust-mantle boundary reflectors in Nevada from ambient seismic noise autocorrelations. *Geophysical Journal International*, 189, 493–500, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05336.x>

Urrutia-Fucugauchi, J., Martínez-Pepin, N., Hernández-Pérez, I., Arciniega-Ceballos, A., López-Loera, H., Flores-Ruiz, J. H., & Anaya, C. (2002). Aeromagnetic anomalies and structure of the Iztaccíhuatl-Popocatepetl volcanic region in Central Mexico. *Geofísica Internacional*, 41(2), 121–131. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2002.41.2.281>

Ventosa, S., Schimmel, M., & Stutzmann, E. (2017). Extracting surface waves, hum and normal modes: Time-scale phase-weighted stack and beyond. *Geophysical Journal International*, 211(1), 30–44. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx284>

Ventosa, S., Schimmel, M., & Stutzmann, E. (2019). Towards the processing of large data volumes with phase cross-correlation. *Seismological Research Letters*, 90(4), 1663–1669. <https://doi.org/10.1785/0220190022>

Vilchis Garcia, V., Calò, M., & Lermo Samaniego, J. F. (2019). Imaging of the magmatic system feeding Las Tres Virgenes Geothermal field (Baja California Sur, Mexico) using Enhanced Seismic Tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 388. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106710>

Wang, Y., Lin, F. C., Schmandt, B., & Farrell, J. (2017). Ambient noise tomography across Mount St. Helens using a dense seismic array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(6), 4492–4508. <https://doi.org/10.1002/2016JB01376>

Wang, S., & Sun, X. (2018). Topography effect on ambient noise tomography using a dense seismic array. *Earthquake Science*, 31(5–6), 291–300. <https://doi.org/10.29382/eqs-2018-0291-9>

Witter, J. B., Kress, V. C., & Newhall, C. G. (2005). Volcán Popocatepetl, Mexico. Petrology, magma mixing, and immediate sources of volatiles for the 1994 - Present eruption. *Journal of Petrology*, 46(11), 2337–2366. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi058>

Zhang, M., Tian, D., & Wen, L. (2014). A new method for earthquake depth determination: Stacking multiple-station autocorrelograms. *Geophysical Journal International*, 197(2), 1107–1116. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu044>

Zhou, H., & Chen, X. F. (2007). A study on the effect of depressed topography on Rayleigh surface wave. *Acta Geophysica Sinica*, 50(4), 1182–1189. <https://doi.org/10.1002/cjg2.1119>

Apéndices

A1. Optimización de factores de amortiguado y suavizado

En tomografía sísmica los problemas inversos son formulados como la minimización de una función objetivo, que consiste en un término de residuales de los datos y uno o más términos de regularización. La curva L es una herramienta gráfica para ilustrar el *trade-off* entre el tamaño de una solución regularizada y su ajuste a determinados datos, conforme el parámetro de regularización varia (Hansen, 2001). Por esta razón, se calculó la curva L considerando la varianza del ajuste de los datos vs la varianza del modelo, y así se estimó los factores de *damping* y *smoothing*. En Figura A 1 y Figura A 2 se muestran las curvas L para la selección de los parámetros de *damping* y *smoothing*, respectivamente, para los diferentes periodos de los mapas tomográficos.

De forma común en los problemas de inversión, la forma de las curvas L no es muy clara, y en algunos casos el RMS no converge a valores pequeños. Por lo tanto, los parámetros de *damping* y *smoothing* fueron seleccionados cuando el RMS decrece y esta toma un comportamiento estable. Sin embargo, en algunos casos, cuando no es posible obtener una curva L se emplearon valores promedio de amortiguado y suavizado, es decir, valores de amortiguado=0.9 y suavizado=1.3.

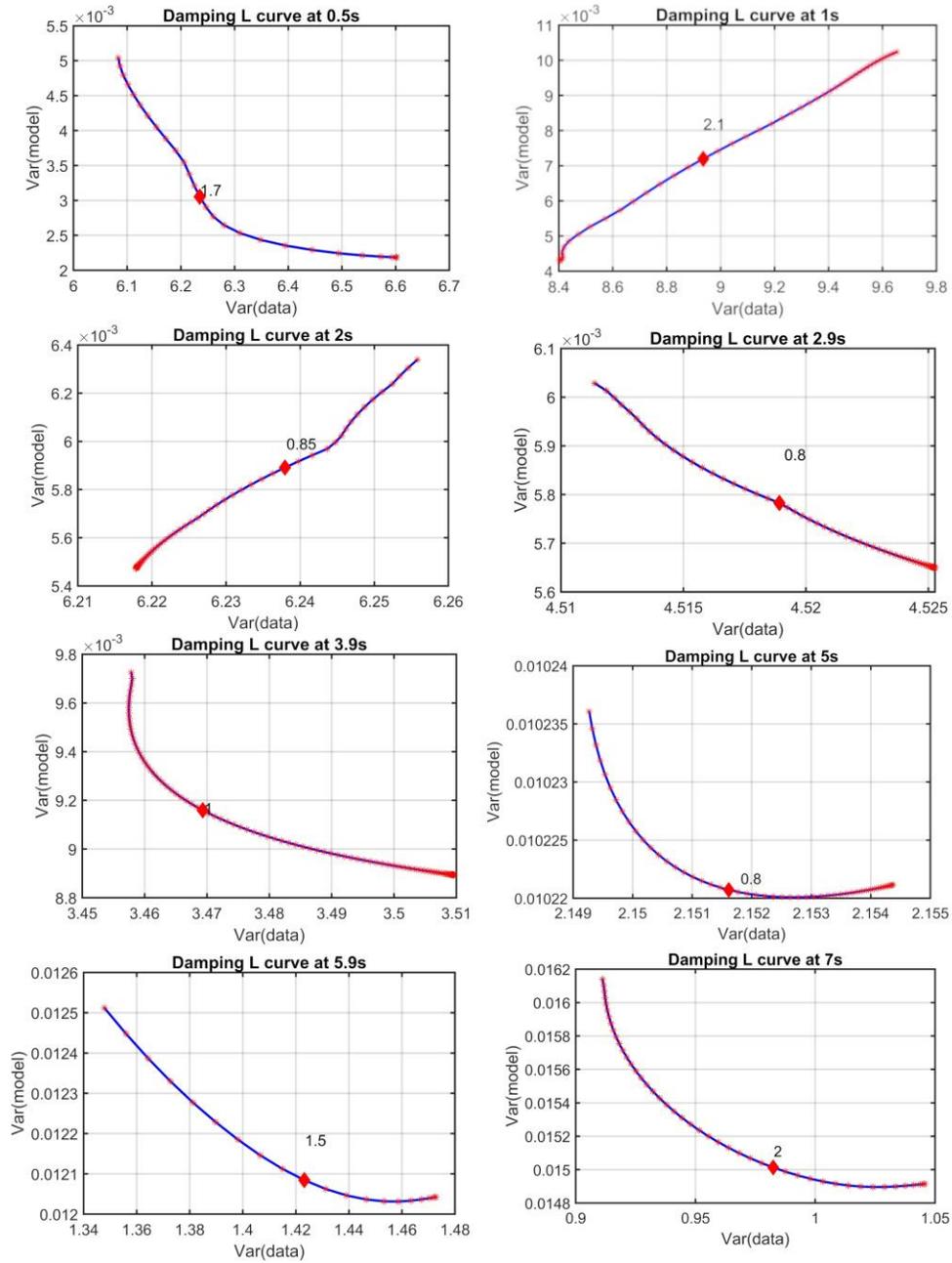


Figura A 1. Curvas L para la selección de *damping* para diferentes periodos.

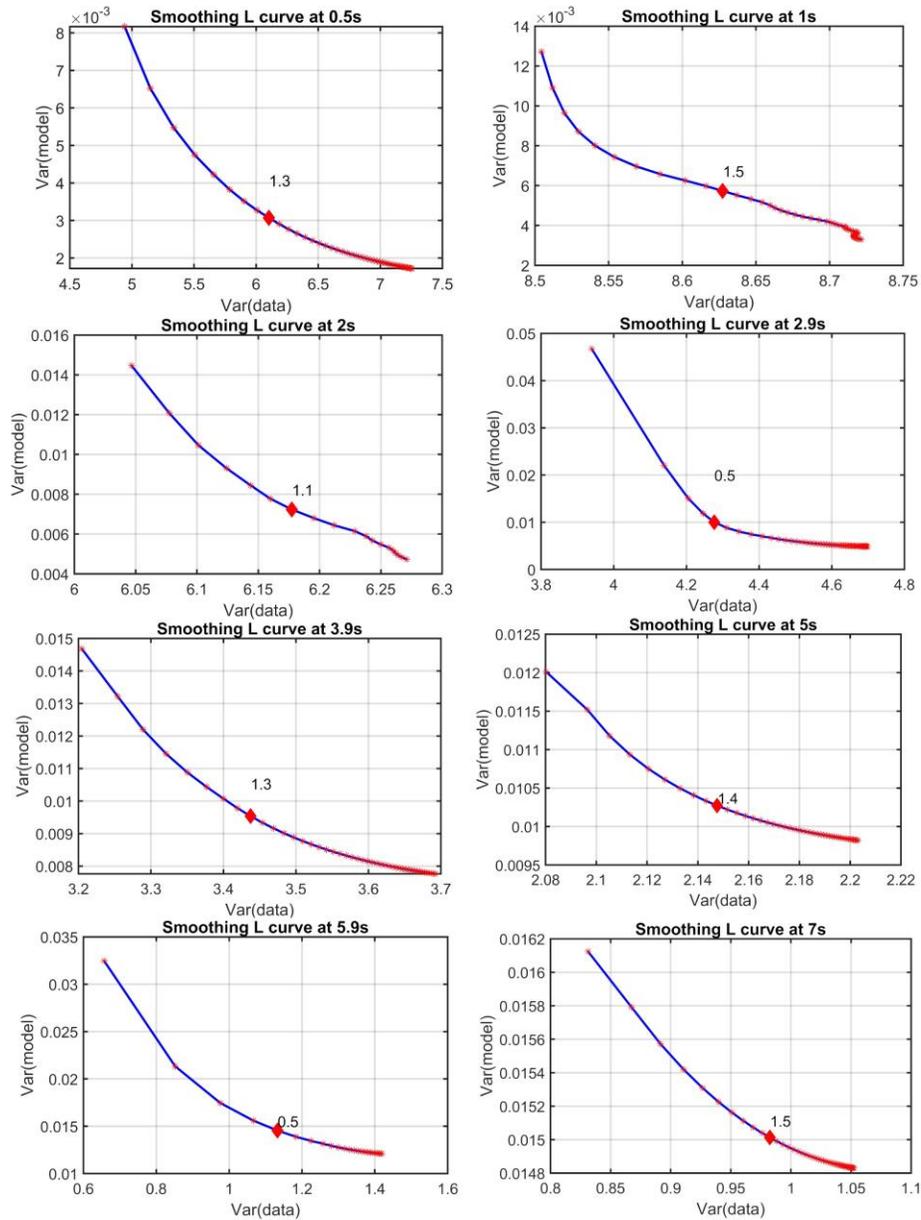


Figura A 2. Curvas L para la selección de *smoothing* para diferentes periodos.

A2. Mapeo de discontinuidades a partir de funciones de autocorrelación

Las autocorrelaciones fueron calculadas utilizando el método convencional, donde se filtran los registros en un rango de frecuencia de interés y, posteriormente, se calculan las AC para cada segmento de 1 hora y se apilan para obtener autocorrelaciones diarias y una AC total; y el método propuesto por Castro-Artola et

al. (2022), donde se filtran los registros utilizando un conjunto de filtros estrechos asociados a un conjunto de frecuencias centrales y se analiza la estabilidad en frecuencia de posibles reflectores de interés.

Las Figura A3 y Figura A4 muestran el apilado por frecuencia central entre 3 y 10 Hz utilizados para identificar reflectores, positivos, negativos o inciertos, estables en frecuencia, es decir, que tengan un comportamiento constante para diferentes frecuencias y sólo muestren un estrechamiento conforme la frecuencia incrementa. El perfil Norte-Sur (Figura A3) muestra claridad y estabilidad en algunos reflectores como lo es el caso de las estaciones PPIG, PPP3 y PPCU. Sin embargo, hay otras estaciones como PPPP, PPQ3 y PPCL, donde los posibles reflectores de interés son difíciles de identificar, ya que en algunos casos se observó un comportamiento divergente de los pulsos.

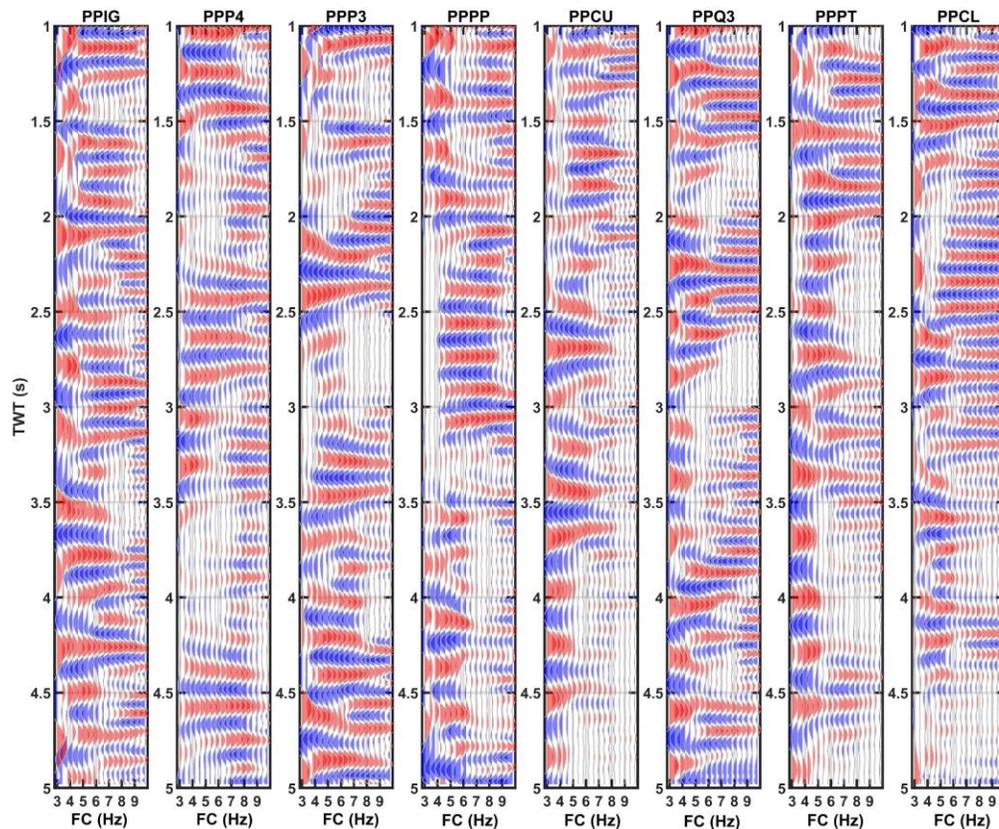


Figura A3. Apilado por frecuencia central de interés de las funciones de autocorrelación de las estaciones del perfil en dirección Norte-Sur. Las frecuencias centrales (FC) involucradas toman valores entre 3 y 10 Hz. Las amplitudes positivas y negativas son destacadas por los colores rojo y azul, respectivamente.

El perfil en dirección Suroeste-Noreste (Figura A4) mostró calidad y estabilidad en al menos un reflector en cada una de sus estaciones, en particular en reflectores con menor TWT, a excepción de la estación PPXA donde los posibles reflectores de interés se limitan a frecuencias entre 3 y 6 Hz.

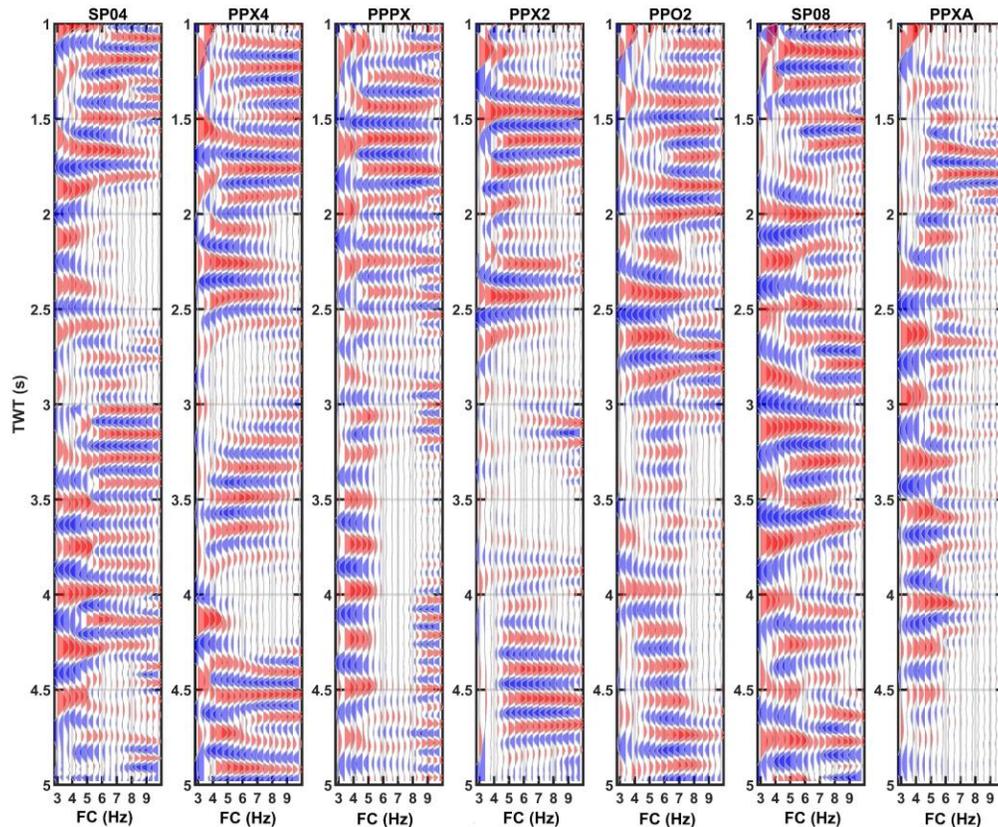


Figura A4. Apilado por frecuencia central de interés de las funciones de autocorrelación de las estaciones del perfil en dirección Suroeste-Noreste. Las frecuencias centrales (FC) involucradas toman valores entre 3 y 10 Hz. Las amplitudes positivas y negativas son destacadas por los colores rojo y azul, respectivamente.

A continuación, se muestran las funciones de autocorrelación de algunas de las estaciones que componen cada uno de los perfiles analizados.

El perfil en dirección Norte-Sur está compuesto por las estaciones PPIG, PPP4, PPP3, PPPP, PPCU, PPQ3, PPPT y PPCL. Para ilustrar la estabilidad en frecuencias y la correlación con las AC diarias y totales, calculadas a partir de las dos metodologías empleadas, se muestran las AC para las estaciones PPIG (Figura A5), PPCU (Figura A6) y PPCL (Figura A7) ubicadas al inicio, centro y final del perfil, respectivamente. Las AC de las tres estaciones muestran claridad y estabilidad que facilitó la identificación de reflectores de interés, a excepción de la estación PPCL

donde para $TWT > 3$ s la amplitud de las fases disminuye considerablemente. Aunque con ayuda de las AC diarias (b y c) y las AC apilada para cada filtro estrecho fue posible identificar dos reflectores de interés.

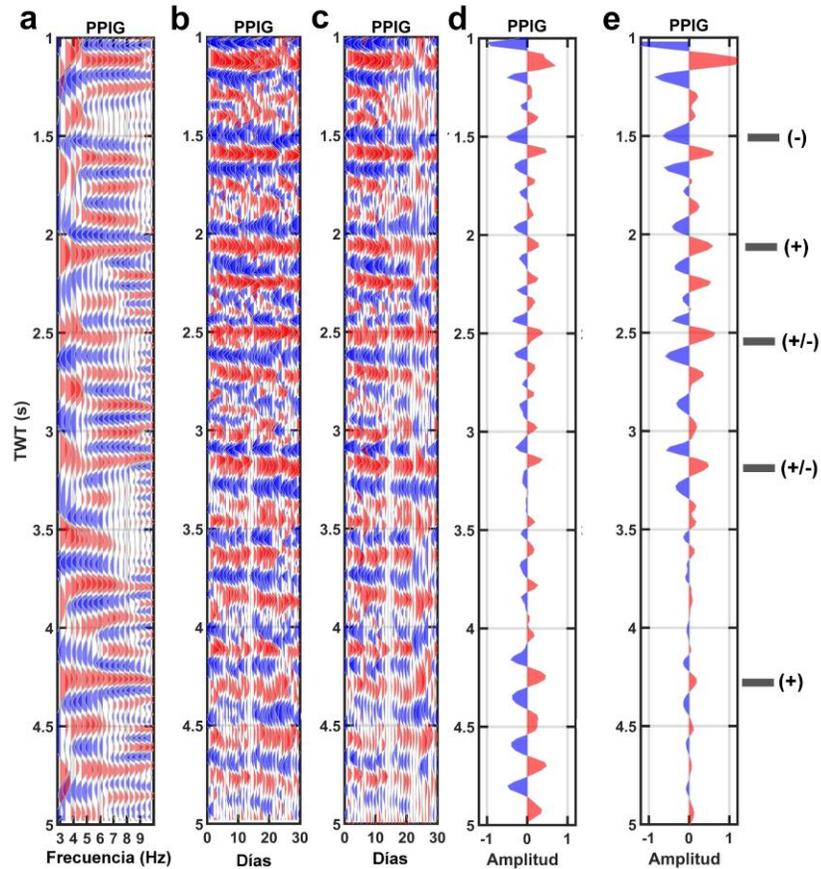


Figura A5. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación PPIG del perfil en dirección Norte-Sur. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las marcas indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

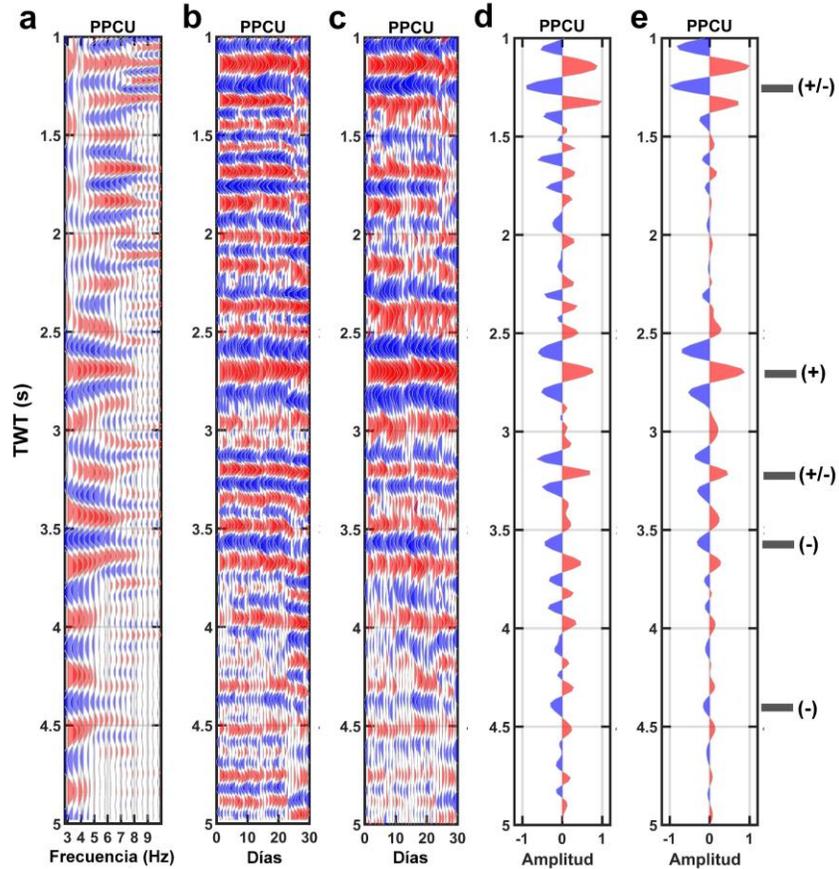


Figura A6. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación PPCU del perfil en dirección Norte-Sur. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las marcas indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

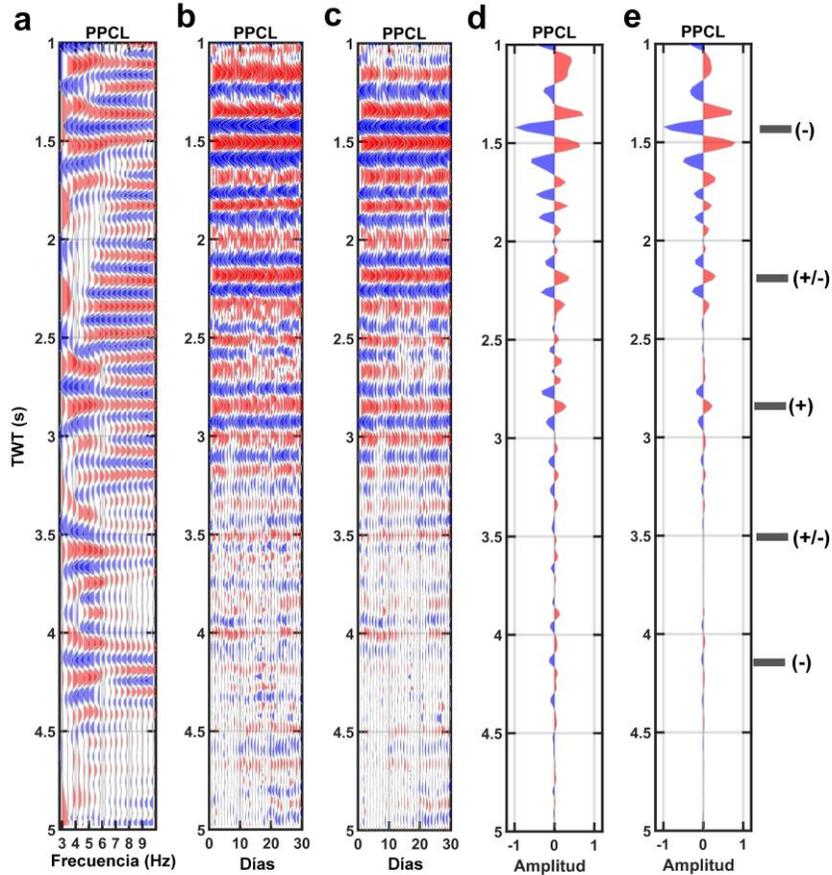


Figura A7. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación PPCL del perfil en dirección Norte-Sur. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las marcas indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

El perfil en dirección Noroeste-Sureste está compuesto por las estaciones SP05, PPJ4, PPJ3, PPJ2, PPJU, PPC2, PPC, SP01 y SP02. Para ilustrar la estabilidad en frecuencias y la correlación con las AC diarias y totales, calculadas a partir de las dos metodologías empleadas, se muestran las AC para las estaciones SP05 (Figura A8), PPJU (Figura A9) y SP02 (Figura A10) ubicadas al inicio, centro y final del perfil, respectivamente. Las AC de las tres estaciones seleccionadas no son tan claras y estables como en el caso del perfil Norte-Sur; sin embargo, las AC apiladas

por filtro (a) facilitó la identificación de reflectores de interés y las AC totales (d y e), en algunos casos, permitieron asociar una polaridad a cada uno de ellos.

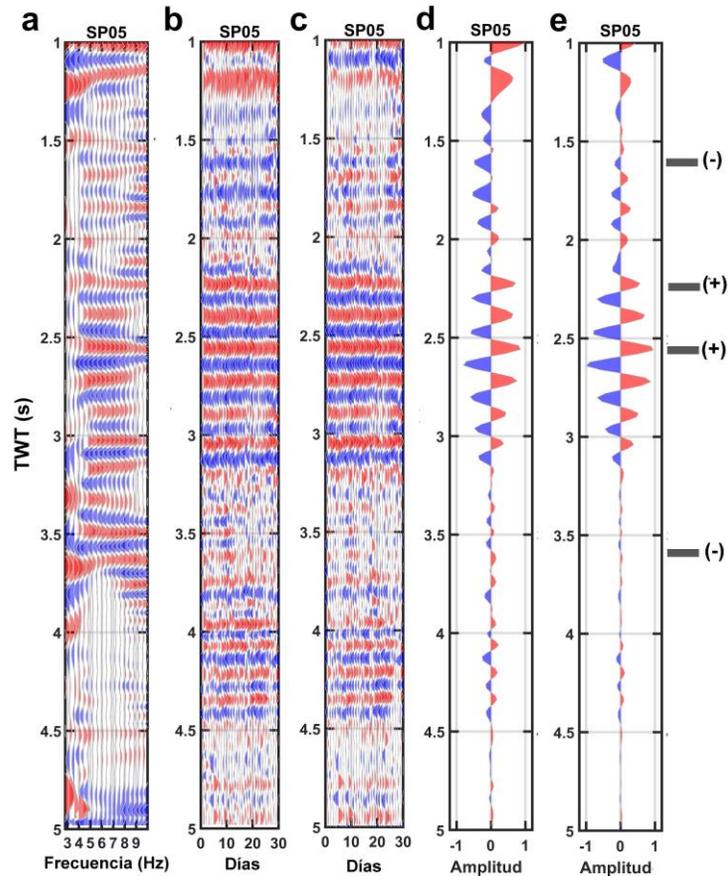


Figura A8. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación SP05 del perfil en dirección Noroeste-Sureste. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las marcas indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

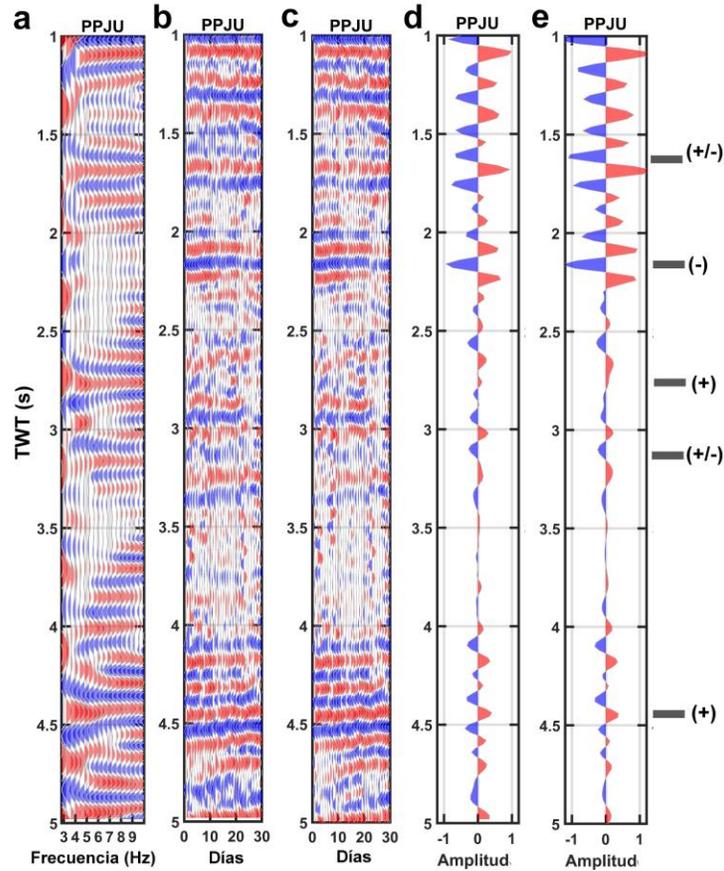


Figura A9. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación PPJU del perfil en dirección Noroeste-Sureste. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las marcas indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

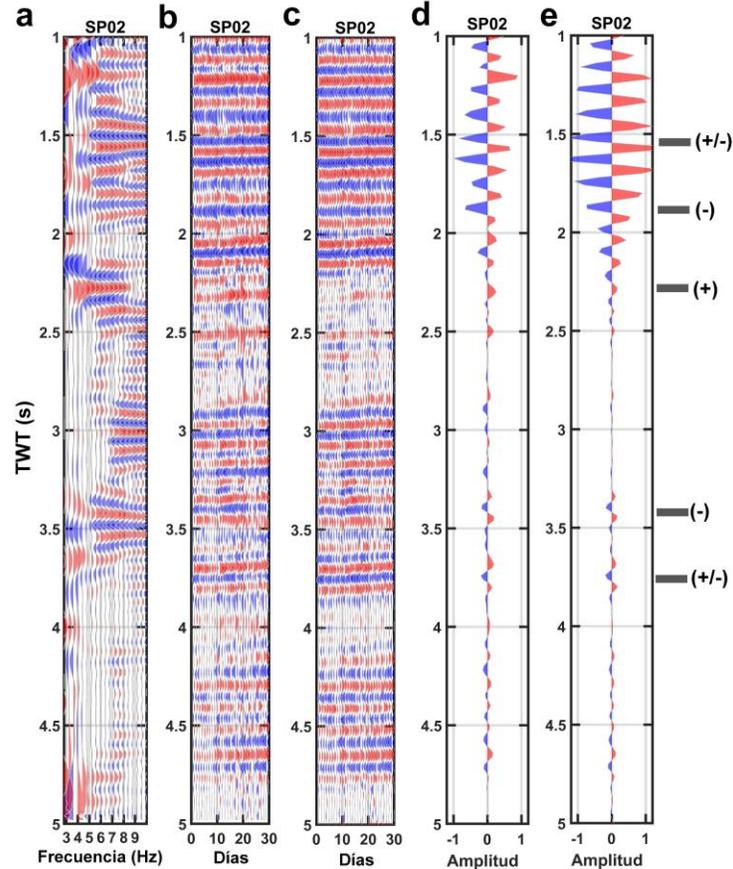


Figura A10. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación SP02 del perfil en dirección Noroeste-Sureste. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las marcas indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

El perfil en dirección Suroeste-Noreste está compuesto por las estaciones SP04, PPX4, PPPX, PPX2, PPO2, SP08 y PPXA. Para ilustrar la estabilidad en frecuencias y la correlación con las AC diarias y totales, calculadas a partir de las dos metodologías empleadas, se muestran las AC para las estaciones SP04 (Figura A11), PPX2 (Figura A12) y PPXA (Figura A13) ubicadas al inicio, centro y final del perfil, respectivamente. Las AC de las tres estaciones mostraron claridad y estabilidad, rasgos que permitieron la identificación de reflectores de interés. No

obstante, en particular, las AC de la estación PPXA mostraron que los reflectores con TWT > 3 s el rango de frecuencias se limita a 3 y 7 Hz.

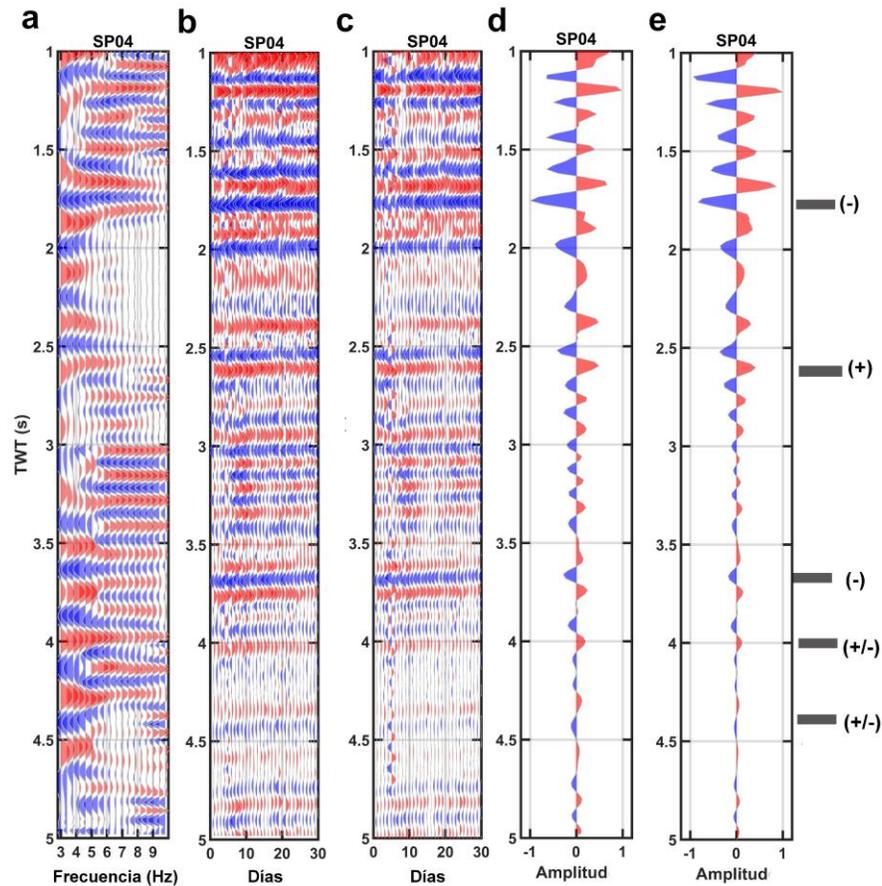


Figura A11. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación SP04 del perfil en dirección Suroeste-Noreste. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las marcas indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

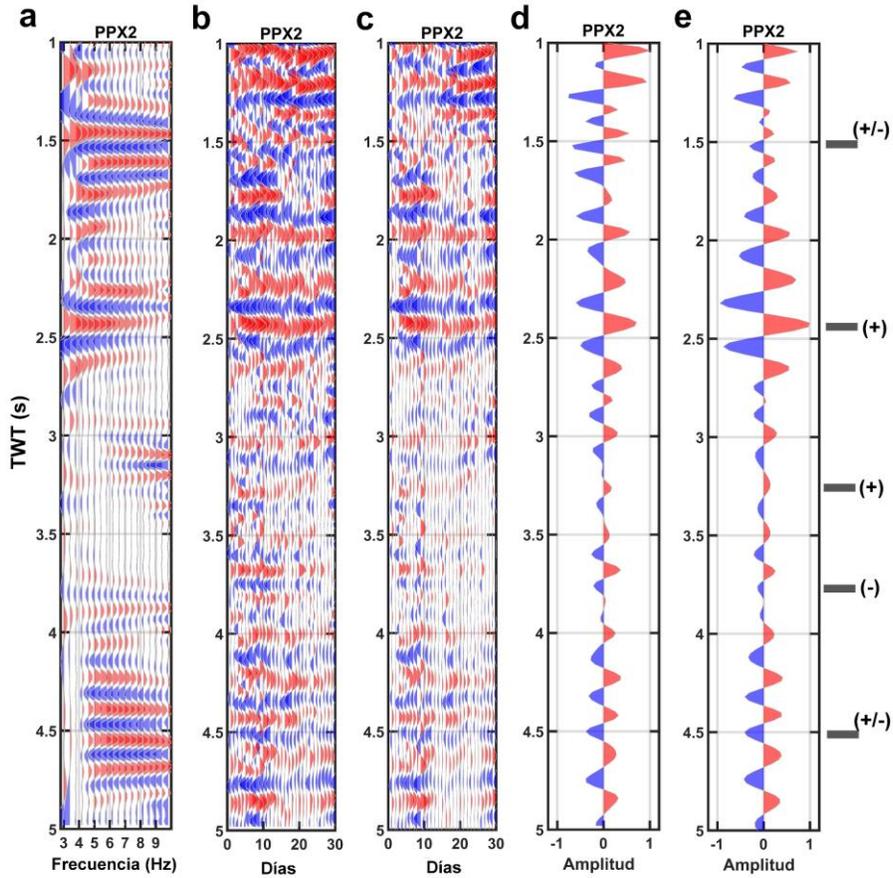


Figura A12. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación PPX2 del perfil en dirección Suroeste-Noreste. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las marcas indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

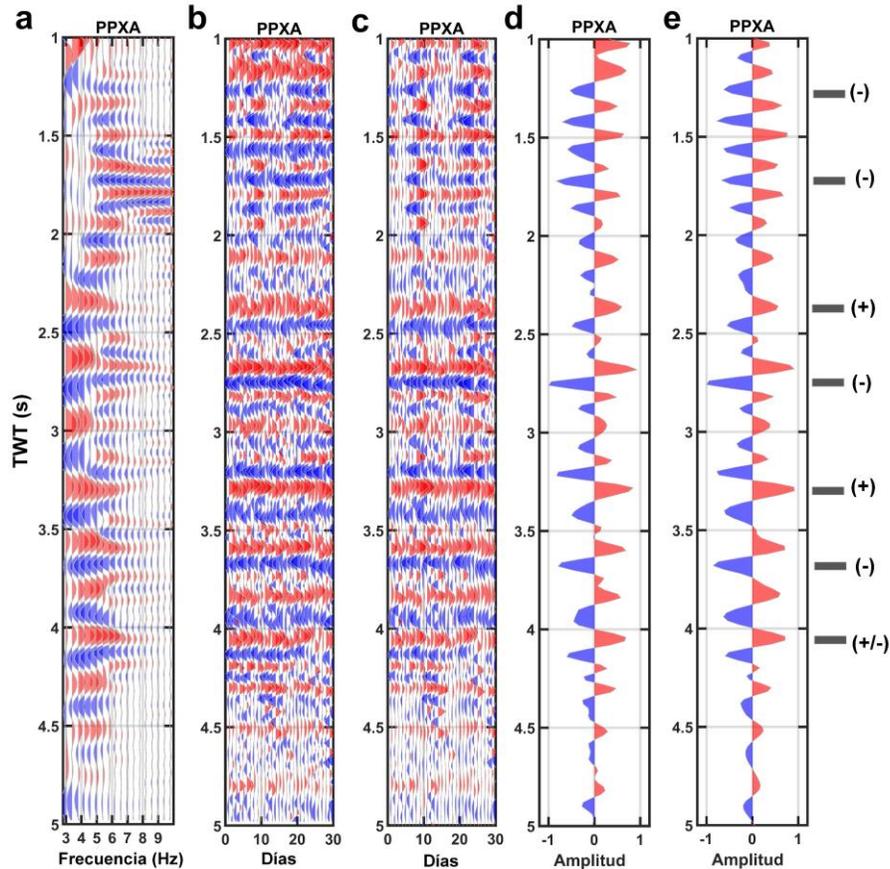


Figura A13. Funciones de autocorrelación calculadas a partir de los distintos métodos para la estación PPXA del perfil en dirección Suroeste-Noreste. a) AC apiladas para las distintas frecuencias centrales, b) AC diarias apiladas considerando el rango de frecuencias de interés, c) AC diarias apiladas considerando el cálculo convencional, d) apilado de todos los días utilizando distintas frecuencias centrales, y e) apilado de todos los días considerando el cálculo convencional. Las amplitudes positivas se destacan en rojo y las amplitudes negativas se destacan en azul. Las marcas indican los TWT de interés y la simbología indica amplitudes positivas (+), negativas (-) o inciertas (+/-).

Finalmente, como parte de este apéndice, se muestran las secciones que buscan correlacionar las AC del apilado total de registros utilizando el apilado convencional y el corte del modelo de anomalía de velocidad de corte en cada uno de los perfiles de interés.

La correlación con el modelo de anomalía de velocidad de onda en el perfil en dirección Norte-Sur (Figura A14) ubica a los reflectores someros con polaridad negativa en la anomalía positiva más prominente y que verifica el aumento en la estructura de velocidades del volcán a esas profundidades. Los reflectores con polaridad positiva localizados a profundidades intermedias están ligeramente desplazados con respecto a la anomalía negativa, que nos indica una disminución

de velocidad; sin embargo, delimitan su margen superior. Finalmente, los reflectores profundos con polaridad negativa parecen delimitar el conducto (R2) que une a las dos grandes anomalías positivas.

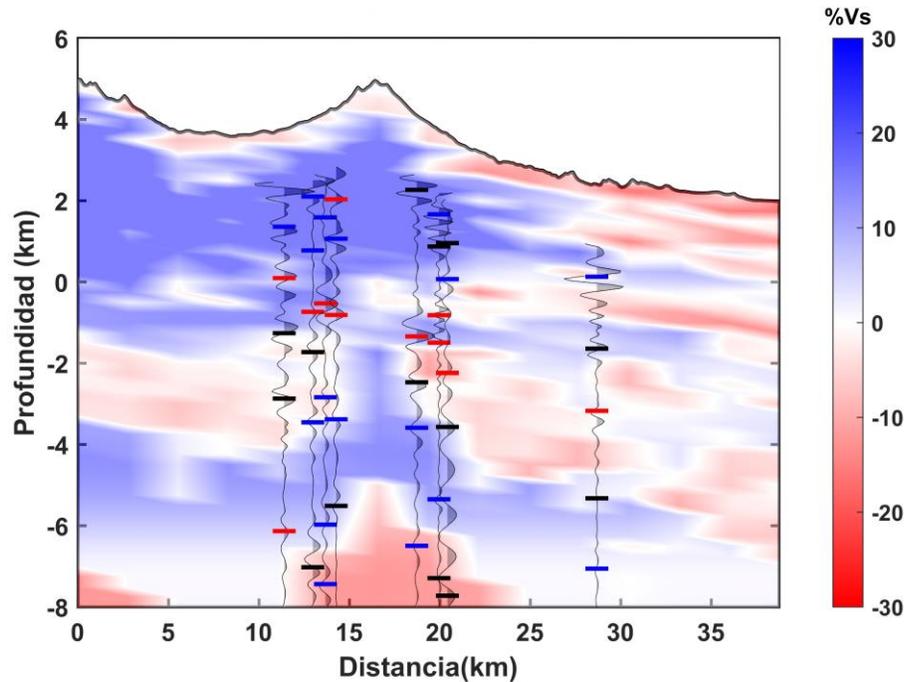


Figura A14. Correlación con el modelo de anomalía de velocidad de onda de corte y las funciones de autocorrelación en el perfil en dirección Norte-Sur. Las AC corresponden al apilado total de las autocorrelaciones diarias calculadas utilizando el método convencional de las estaciones PPIG, PPP4, PPP3, PPPP, PPCU, PPQ3, PPPT y PPCL. Las barras rojas, azules y negras, señalan los reflectores de interés con polaridad, positiva, negativa y desconocida, respectivamente.

La correlación con el modelo de anomalía de velocidad de onda en el perfil en dirección Noroeste-Sureste (Figura A15) ubica a los reflectores someros con polaridad negativa dentro de la anomalía positiva (R1) más somera; sin embargo, dichos reflectores en las estaciones PPPC, SP01 y SP02, ubicadas en el flanco sureste del volcán parecen delimitar de mejor manera la “ramificación” de R1 (TL). En este caso, los reflectores con profundidad intermedia con polaridad positiva acuerdan de mejor manera con la zona de baja velocidad ubicada en la zona sureste. Mientras que los reflectores profundos con polaridad negativa se correlacionan con la morfología superior de R3, aunque en su interior se pueden ubicar varios reflectores cuya polaridad es incierta.

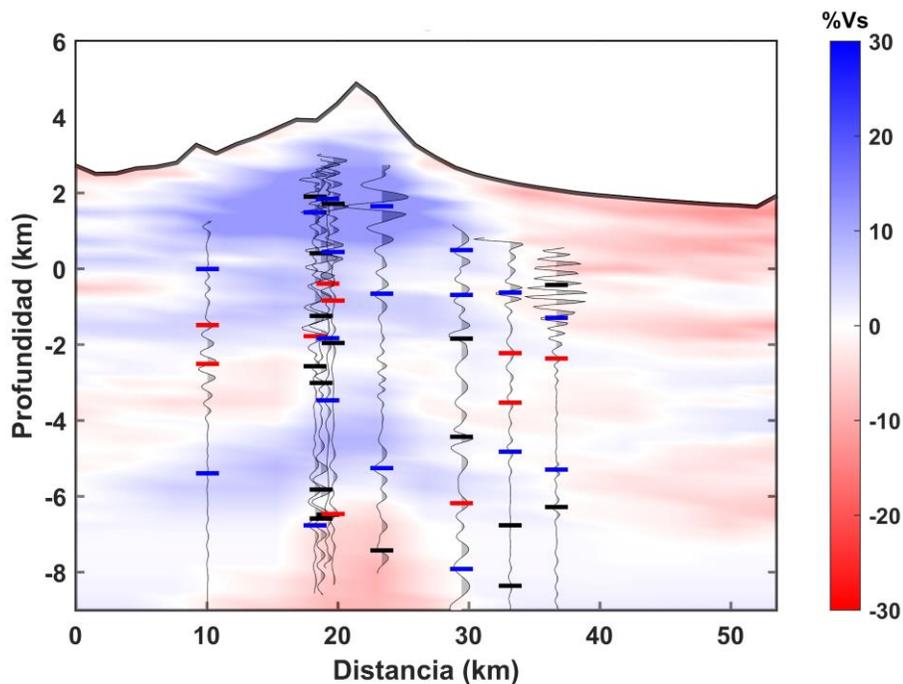


Figura A15. Correlación con el modelo de anomalía de velocidad de onda de corte y las funciones de autocorrelación en el perfil en dirección Noroeste-Sureste. Las AC corresponden al apilado total de las autocorrelaciones diarias calculadas utilizando el método convencional de las estaciones SP05, PPJ4, PPJ3, PPJ2, PPJU, PPC2, PPC, SP01 y SP02. Las barras rojas, azules y negras, señalan los reflectores de interés con polaridad, positiva, negativa y desconocida, respectivamente.

Finalmente, la correlación con el modelo de anomalía de velocidad de onda en el perfil en dirección Suroeste-Noreste (Figura A16) ubica a los reflectores someros con polaridad negativa dentro de la anomalía positiva R1 y delimita el borde superior de la ramificación de esta (TL). Los reflectores de profundidad intermedia con polaridad positiva se ubican cercanos a los bordes de la anomalía negativa que rodea a R2, lo que concuerda con la zona donde disminuye la velocidad de onda de corte. Mientras que los reflectores profundos con polaridad negativa se correlacionan bastante bien con el borde superior de la anomalía positiva R3, que es una zona donde se detecta un incremento en la velocidad.

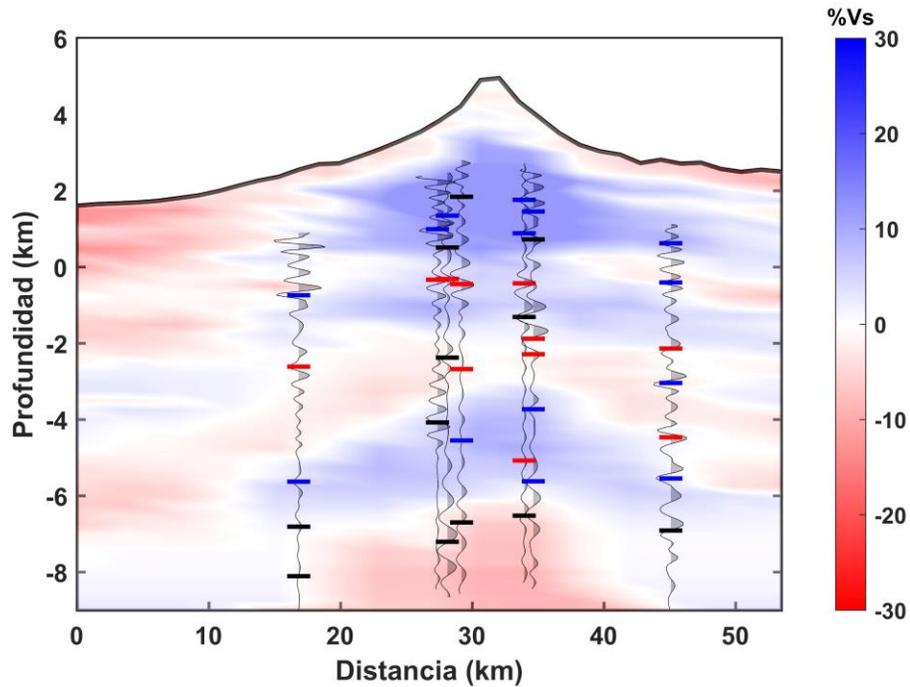


Figura A16. Correlación con el modelo de anomalía de velocidad de onda de corte y las funciones de autocorrelación en el perfil en dirección Suroeste-Noreste. Las AC corresponden al apilado total de las autocorrelaciones diarias calculadas utilizando el método convencional de las estaciones SP04, PPX4, PPPX, PPX2, PPO2, SP08 y PPXA. Las barras rojas, azules y negras, señalan los reflectores de interés con polaridad, positiva, negativa y desconocida, respectivamente.

A3. Efecto de la topografía en las velocidades de grupo de la onda Rayleigh

En esta sección se muestran las comparaciones de las curvas de dispersión de velocidad de grupo aparentes y reales, y las estimaciones del porcentaje de variación por variación de estas para los pares de estaciones SP01-SP05 (Figura A17), PPXA-SP04 (Figura A18) y SP03-SP06 (Figura A19).

El trayecto teórico entre las estaciones SP01-SP05 cruza el flanco suroeste del Popocatepetl. La comparación entre las curvas de dispersión de velocidad de grupo real y aparente (Figura A17a) sugiere que es una curva muy bien definida cuyo incremento de velocidad es menor y constante para todos los periodos. Dicho comportamiento puede ser corroborado por el histograma de las variaciones de velocidad (Figura A17b), este indica que el incremento de la velocidad de grupo es

de aproximadamente 2.78% y, aproximadamente, constante para la mayoría de los periodos.

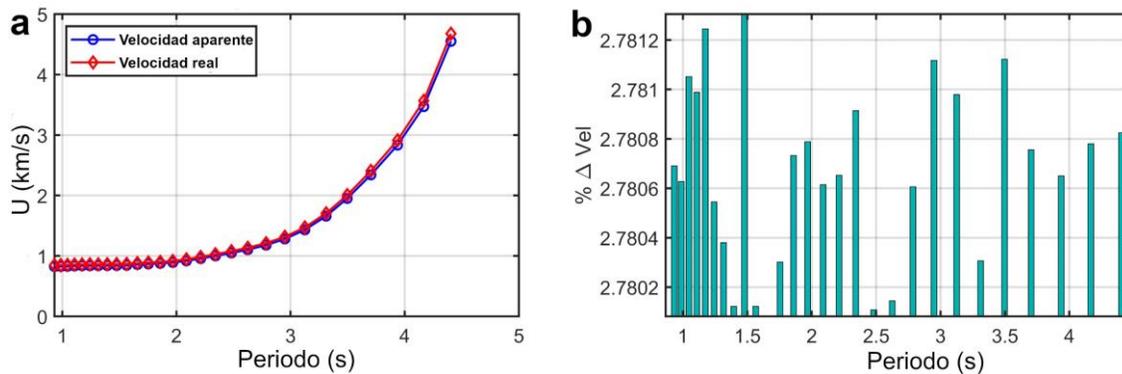


Figura A17. Comparación de las velocidades de grupo aparentes y reales (a), e histograma del porcentaje de variación de velocidad de grupo para cada uno de los periodos (b) de la curva de dispersión de las estaciones SP01-SP05.

El trayecto teórico entre el par de estaciones PPXA-SP04 cruza el cráter del volcán en dirección Noreste-Sureste. La comparación de las velocidades de grupo aparentes y reales (Figura A18a) muestra un aumento en la velocidad observable en todos los periodos. El cálculo de la variación de velocidad por periodo (Figura A18b) indica un aumento en la velocidad de aproximadamente 3%, el cual aparentemente es más significativo para $T < 4s$.

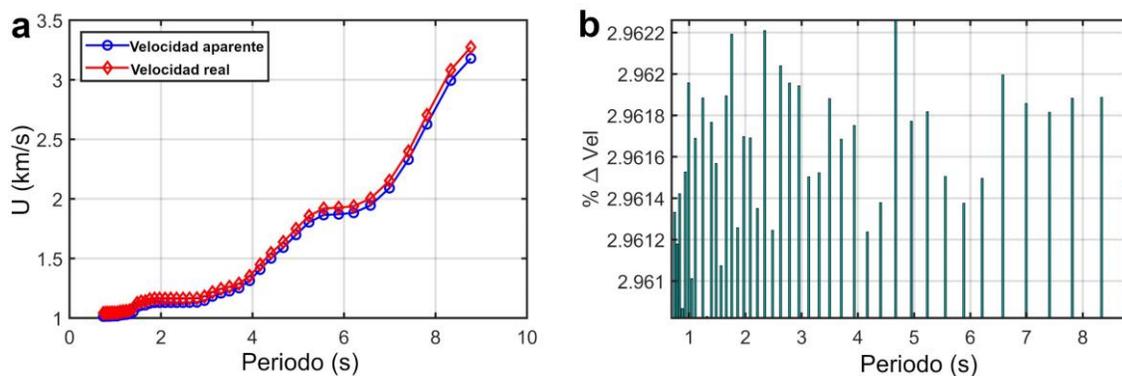


Figura A18. Comparación de las velocidades de grupo aparentes y reales (a), e histograma del porcentaje de variación de velocidad de grupo para cada uno de los periodos (b) de la curva de dispersión de las estaciones PPXA-SP04.

El trayecto teórico de las estaciones SP03-SP06 atraviesa el flanco noroeste del volcán. La comparación de las curvas de dispersión de velocidades de grupo aparentes y reales indican un aumento de la velocidad que parece ser más

perceptible para $T > 5$ s. Mientras que el cálculo de los porcentajes de diferencia entre ambas velocidades exhibe aumentos en la velocidad de aproximadamente 1.9%. Dicho incremento en la velocidad parece ser mayor para $T < 4$ s; aunque hay un descenso para periodos entre 4 y 6 s.

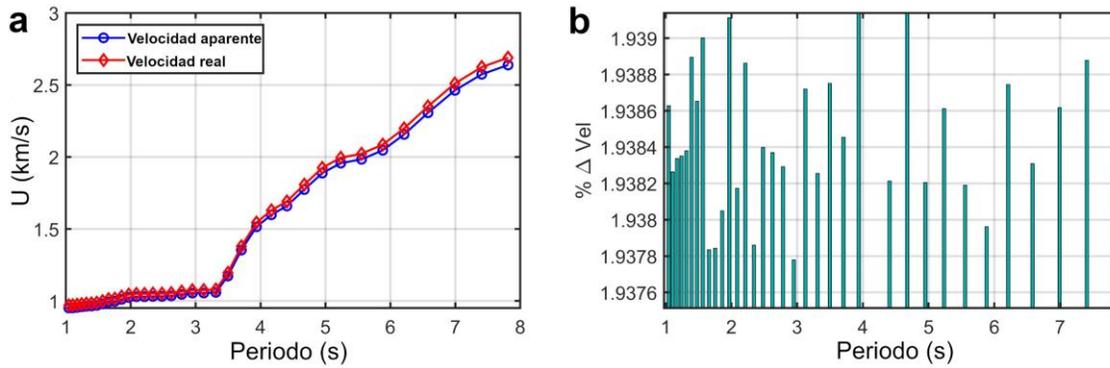


Figura A19. Comparación de las velocidades de grupo aparentes y reales (a), e histograma del porcentaje de variación de velocidad de grupo para cada uno de los periodos (b) de la curva de dispersión de las estaciones SP03-SP06.

A4. Paper: Seismic velocity structure of Popocatépetl volcano, Mexico from diffusive fields



Seismic velocity structure of Popocatepetl volcano, Mexico from diffusive fields

Leonarda I. Esquivel-Mendiola^{a,b,*}, Marco Calò^b, Arturo Iglesias^b, Josué Tago^c, J.L. Macías^d

^a Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, Mexico City, Mexico

^b Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, Mexico City, Mexico

^c Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico

^d Instituto de Geofísica-Unidad Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia, Antigua Carretera a Pátzcuaro 8701, Morelia, Michoacán 58059, Mexico

ARTICLE INFO

Keywords:

Popocatepetl volcano
Ambient noise tomography
Magmatic system
Seismic structure

ABSTRACT

Since its reactivation in 1994, several geophysical studies have been performed to understand the eruptive history, volcanic activity, and associated hazards of the Popocatepetl volcano. Many studies characterized the volcano-tectonic seismicity that has been used to generate velocity models of the volcano. However, the proposed models are not sufficiently resolved to describe patterns in a large area or depth range because of the spatial distribution of the seismicity and stations used. In this work, we propose the first 3D velocity model of Popocatepetl volcano describing the whole edifice inverting group velocity dispersion curves obtained from ambient noise cross-correlations using data recorded at 39 broadband seismic stations installed in different epochs. To increase the information for the modeling, we computed the cross-correlation (CC) function using two methods. Our results suggest the presence of a mushroom-shaped Popocatepetl's magmatic system composed of two high Vs regions at 0–5 km a.s.l and 4–7 km b.s.l connected by a narrow 'pipe-like' conduit. The shallow high Vs region is directly related to old and young volcanic structures as a result of mixed magmatic materials that are affected by an intense degassing process that increases the magma viscosity and crystal content. The deepest high Vs region is interpreted as magmatic material stagnated by lithostatic pressure. Moreover, the model presented here reveals evidence of buried volcanic paleo-structures and the remains of ancient collapses of the volcano.

1. Introduction

Popocatepetl, along with the Colima and Tacaná volcanoes, is among Mexico's most risky due to its proximity to populated areas. On December 21, 1994, after nearly 70 years of inactivity, the volcano unrested and increased its seismic activity, explosions, and ash and gas emissions (De la Cruz and Siebe, 1997). Since then, Popocatepetl has remained consistently active, altering explosive and quiescence periods.

Seismic monitoring is important to understand present and future activity and interpret the volcanic structure. Arámbula-Mendoza et al. (2010) characterized the stress state of the volcano using source parameter estimations, highlighting the existence of two main regions where the seismicity is clustered, one located in correspondence with the crater and another one located about 8–10 km SE. Degassing and hydrothermal processes have been studied from long and very long period signals (e.g., Chouet et al., 2005; Arciniega-Ceballos et al., 2003,

2008, 2012). Cruz-Atienza et al. (2001) proposed the first 1D shear wave velocity model using the inversion of receiver functions, finding a low-velocity zone (2.5 km/s) approximately 8 km below the summit crater. De Barros et al. (2008), inverting dispersion curves of surface waves, found a strong diffraction between 6 and 12 s periods that could be originated by substantial lateral variations at depths between 5 and 10 km. Berger et al. (2011), using P arrival times of 1500 volcano-tectonic events, generated a P wave velocity model and found three main low-velocity anomalies (~3 km/s). The first one, located 4–7 km north, is related to a high attenuation zone. A second zone is located 4–9 km southeast of the summit, where they infer the existence of a region of significant fracturing and a strike-slip fault, and the third one (3.4 km/s) is located below the crater, at 1 to 4 km b.s.l. Nonetheless, they excluded the existence of a massive magmatic chamber and supposed a dike and sill system instead. Conversely, Kuznetsov and Koulakov (2014), using P and S arrival times of 504 events located in a radius of 50 km, found

* Corresponding author at: Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, Mexico City, Mexico.

E-mail address: leoesquivel@igeofisica.unam.mx (L.I. Esquivel-Mendiola).

different results compared to the work of Berger et al. (2011). Their results showed high velocities (4.1 km/s P wave velocity), suggesting the presence of a mushroom-shaped anomaly, which they inferred as solidified magmatic rocks that conformed to the volcanic cone. Also, they observed prominent positive V_p/V_s anomaly beneath the crater, suggesting the existence of cracks and pores filled with melts and fluids, which could serve as a conduit feeding the volcano (Kuznetsov and Koulakov, 2014). Recently, Cárdenas-Soto et al. (2021) obtained a 3D shear wave velocity model of the subsurface using ambient noise cross-correlations from data recorded by four stations in 2012. They suggested the presence of high S-wave velocity values (2.0–3.2 km/s) in the northern part of the crater at a depth of 6 km (i.e., ~0.5 km below sea level), in agreement with the part of the model proposed by Cruz-Atienza et al. (2001) at those depths.

Local Earthquake Tomography (LET) is a powerful technique to image volcanoes interiors (e.g., Cardaci et al., 1993; Berger et al., 2011; Kuznetsov and Koulakov, 2014; Koulakov et al., 2023). However, drawbacks of the LET in such regions are mainly related to the source and receiver distributions that strongly limit the spatial resolution, and the uncertainties of source locations propagate to uncertainties of the results. Additionally, smearing and other artifacts are typical in these study areas because of the limited ray path criss-crossing. Conversely, the diffusive field properties of the ambient noise allow the obtain surface wave dispersion curves from Cross-Correlation (CC) functions of

large records of pairs of stations. If the geometry of the network is appropriated, the models retrieved are less sensitive to these limitations (e.g., Nicolson et al., 2012; Das and Rai, 2016).

Here, we employed seismic data collected from temporal and permanent seismic networks that were operating during different epochs (i.e., 1999–2000, 2015–2016, and 2020–2021, Figs. S1–3 in Supplementary file) for a total amount of 39 broadband seismic stations to build a 3D tomographic model of the Popocatepetl volcano. A detailed data assessment allowed us to generate high-quality cross-correlation functions using two methods. These were used to extract dispersion curves used to calculate dispersion maps. The latter were inverted in depth using a simulated annealing inversion code. The final model is then interpreted considering the petrological and geophysical studies available in the literature.

2. Geological setting

Popocatepetl volcano is located in the southeast of Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), between Mexico, Puebla, and Morelos states (Fig. 1a). This volcano is part of the Sierra Nevada volcanic range that includes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón, and Tláloc stratovolcanoes (Arce et al., 2019). Geological studies (e.g., Fries, 1960; Arce et al., 2019) indicate that the Sierra Nevada has a basement of cretaceous rocks composed of Morelos and Mexcala formations and limestones

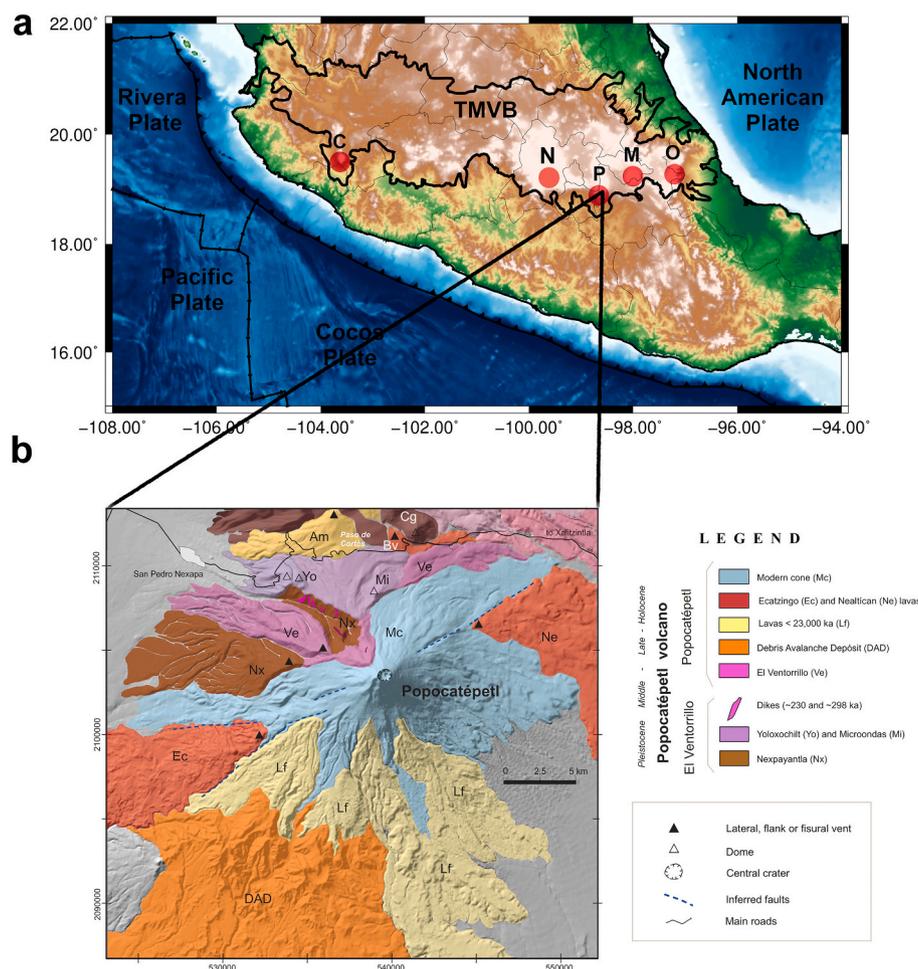


Fig. 1. (a) Tectonic setting of Mexico (Pardo and Suarez, 1995). The location of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) is marked with a bold black line. The main active and inactive volcanoes located inside the TMVB are Popocatepetl volcano (P), Colima volcano (C), Nevado de Toluca (N), La Malinche volcano (M), and Orizaba Peak volcano (O) (modified from Capra et al., 2006). (b) Geologic map of Popocatepetl volcano modified from López-Loera et al. (2022) showing the present edifice of the volcano (in blue) and to the south the remains of debris avalanche (DAD) and lahar deposits (Lf) after Siebe and Macías (2004) that are the product of ancient collapses of the previous Popocatepetl's cones. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

located at about 0 km a.s.l. (Arce et al., 2019). Elevated amounts of CO₂ in the Popocatepetl gas plumes are explained by the ingestion of limestones into the rising magma (Goff et al., 2001; Schaaf et al., 2005; Witter et al., 2005) and dikes that intersect these formations (Goff et al., 2001).

The subduction process between the North American and Cocos plates originated the TMVB. A peculiar characteristic of this volcanic complex is its non-parallel orientation with respect to the subduction front (Fig. 1, Pardo and Suarez, 1995). Geochemical evidence demonstrated that magmas are originated from the subduction process (Schaaf et al., 2005). Popocatepetl is a stratovolcano of andesitic-dacitic composition, has a maximum elevation of 5452 m a.s.l., and its crater has a diameter of ~800 × 600 m, with almost vertical walls of 270 m (Fig. 1, Macías and Siebe, 2005).

Popocatepetl is the name for the current edifice; however, several authors (e.g., Siebe et al., 1996a, 1996b; Siebe and Macías, 2004; Macías and Siebe, 2005; Sosa-Ceballos et al., 2012; Sosa-Ceballos et al., 2014) suggested the existence of at least three older structures called Tlamacas, Nexpayantla, and Ventorrillo (Martin del Pozzo et al., 2017). The ongoing edifice started building approximately 14.1 ky ago with the destruction of the Ventorrillo volcano (Sosa-Ceballos et al., 2014).

Popocatepetl volcano experienced at least five Plinian eruptions in the last 23 ky (Sosa-Ceballos et al., 2014). The most explosive event occurred at the northwest flank, where the Nexpayantla fault is located today. Siebe et al. (1996b) identified that the three last eruptions in Plinian style occurred between 3195 and 2830 BCE (i.e., upper pre-ceramic period), 800–215 BCE (i.e., lower ceramic period), and 675–1095 CE (i.e., upper ceramic period). During those periods, settlements were already near the volcano (Siebe et al., 1996b). Therefore, Popocatepetl volcano can produce strong eruptions (e.g., like Plinian eruptions) or relatively “small episodes” with the building and destruction of domes and emission of ashes and gases even of great intensity.

Magma composition is considered homogeneous and principally stocked in a shallow reservoir that periodically is replenished by primitive basaltic magma (Schaaf et al., 2005). Atlas et al. (2006) suggested, for the first time, that a small reservoir may exist and not a large magmatic chamber where melt evolution occurs at depths of 12 km, or less, in conduits or inter-fingered dikes. Sosa-Ceballos et al. (2014) showed that the Plinian eruptions over the past 23 ky have tapped magma from two reservoirs, one located deeper than 200 MPa (i.e., ~8 km) and another one between 110 and 130 MPa (i.e., ~4.4–5.2 km). Similarly, Mangler et al. (2019), using lavas and deposits of Plinian eruptions in the Popocatepetl volcano, performed a geochemical characterization suggesting that distinct magmas coexist in the shallow plumbing system. The plumbing system hosts several magma reservoirs with distinct crustal signatures, which intermittently interact with each other. Witter et al. (2005) showed that the magma erupted in 1997 and 1998 is a mixture of dacite and basaltic andesite, which mix occurred at 4 to 6 km depth. Roberge et al. (2009) presented analyses of olivine-hosted melt inclusions that were trapped at pressures as high as ~400 MPa (~15 km depth) beneath the volcano. Recently, Macías et al. (2020) suggested that the 2001 event was fed by felsic magmas hosted along dikes at depths of 2–4 km and by more mafic magmas injected into the shallow net of dikes.

3. Seismic interferometry background

Ambient seismic noise is the continuous record of all vibrations generated by many sources. Ambient seismic noise is a diffuse field because it complies with three principles dictated by the acoustic theory (Gaité, 2013): 1) it is characterized by the superimposing of aleatory phases, 2) it is an isotropic azimuthal field, i.e., waves arrive with the same intensity from different directions, and 3) it is a homogeneous field, i.e., amplitude waves are equal at each point in the space.

Lobkis and Weaver (2001) showed that the diffuse acoustic field exhibits correlations that match with the Green's function properties.

After, Campillo and Paul (2003) considered that earthquake codas are generated by multiple dispersion processes and could be considered as a diffusive field. They applied the temporal correlation of coda waves of two earthquakes recorded at the same station and demonstrated that it converges to the representative Green's function between a couple of stations. Shapiro and Campillo (2004) used large seismic noise records and computed cross-correlations between couples of stations. Their results showed, for the first time, that it is possible to extract Rayleigh waves, which can be used to obtain information about the earth's structure. Brenguier et al. (2007) applied the seismic noise cross-correlation method for the first time to describe the structure of the Piton de la Fournaise volcano.

Since then, this methodology has been improved and applied to several volcanoes worldwide. Some examples are the application to volcanoes of Indonesia (Spica et al., 2015), Iceland (e.g., Obermann et al., 2016; Benediktsdóttir et al., 2017; Jeddi et al., 2017;), Italy (e.g., Calò et al., 2021, 2023), and the US. (e.g., Wang et al., 2017; Crosbie et al., 2019). In the case of the Mexican volcanoes, Spica et al. (2017) jointly inverted Rayleigh and Love wave dispersion curves to generate shear wave velocity and radial anisotropy models to study the structure beneath the Colima volcano.

Recently, Cárdenas-Soto et al. (2021), using records of four stations operating in 2012, computed a 3D shear wave velocity model of the Popocatepetl volcano and identified a positive S-wave velocity anomaly (2.0–3.02 km/s) in the northern part of the crater. They interpreted this pattern as an anomalous body, which could be related to the volcano-tectonic seismicity recorded during 2012–2013.

4. Data

The seismic activity of the Popocatepetl volcano is currently monitored by a permanent seismic network operated by the Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Over time, some temporal seismic networks have been deployed for different purposes. In this study, we improved the resolution power of the ambient noise tomography, including the current permanent network (CN) and three different temporal networks deployed in different epochs (ZG, BEST, and MC) (Fig. 2 and Figs. S1 to S3 in Supplementary file).

The old temporal seismic network experiment was operated by GFZ Potsdam (GeoForschungsZentrum-Potsdam) (ZG) (Fig. 2a) between 1999 and 2000. It was composed of 15 stations equipped with sensors (CMG-3ESP/120, STS-2/N, and CMG-40 T/30).

Between 2015 and 2016, five stations were installed in the volcano as part of the Banco de Estaciones Sísmicas Temporales (BEST) experiment (Fig. 2b). It was composed of Reftek and Guralp seismometers of 120 s.

The most recent temporal network installed in the volcano (MC, Fig. 2b) is managed by researchers of the Department of Volcanology of the UNAM and started working in 2018 and is still operative. It is composed of eight stations equipped with Trillium Compact post-hole of 120 s and Data Cube 3 digitizers.

The only permanent network (CN, Fig. 2b) consists of 9 stations, mainly equipped by Trillium post-hole broadband seismometers of 120 s and Centaur digitizers. This configuration started operating in 2018 and is the one currently used for the volcano's real-time monitoring. Previous networks consisted of up to 11 stations that started working in 1995 and were equipped with short-period seismometers mainly (Berger et al., 2011).

5. Cross correlation functions and dispersion curves analysis

We used the data set that consisted of the seismic records of 39 stations (15 ZG stations, 7 BEST, 8 MC, and 9 CN). We computed the CC functions using two cross-correlation approaches: 1) the strategy proposed by Bensen et al. (2007, BM) that consisted of removing instrument response, prefiltering, time (one bit) and spectral (whitening) normalization, computing of daily cross-correlations and stacking them in the

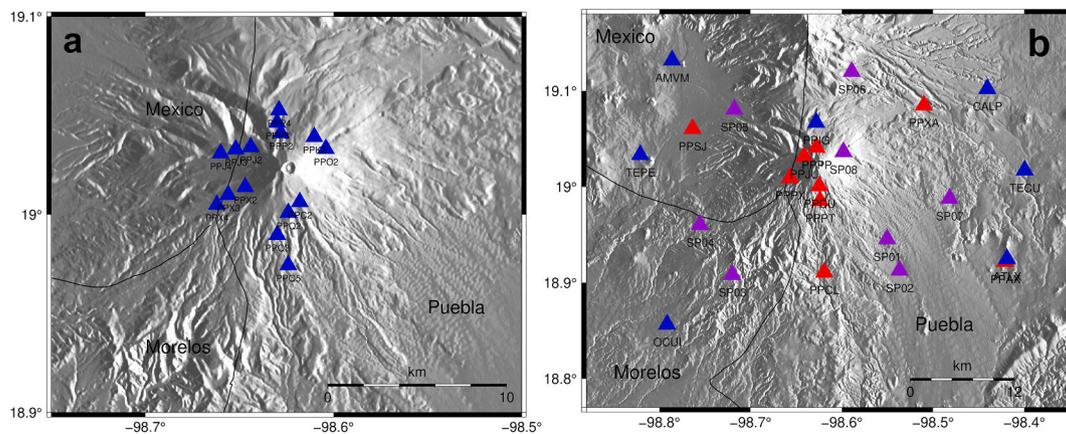


Fig. 2. Temporal and permanent seismic networks installed in the Popocatepétel volcano. (a) ZG temporal seismic network installed between 1999 and 2000 (blue triangles). (b) CN permanent seismic network operated by CENAPRED (red triangles), BEST temporal seismic network installed between 2015 and 2016 (blue triangles), and MC temporal seismic network installed between 2018 and 2022 (still operating, purple triangles). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

time domain, 2) the Phase Cross-Correlation proposed by Schimmel (1999, PCC) that does not contemplate the normalization and apply a stacking using the phase coherence technique.

We applied the first strategy from the hourly records using windows of 30 min, with an overlap of 50%, and it was stacked using a linear normalized stack. Moreover, the CC using the PCC method was computed using the algorithm developed by Ventosa et al. (2017, 2019) from the hourly records and using the time-scale domain phase-weighted method (Ventosa et al., 2017). The emergence of the Empirical Green's (EG) or CC functions obtained for each dataset is shown in Fig. 3.

The interstation distance generates the main difference between the CC computed (Fig. 3). In ZG's CC, the energy is concentrated in values near zero due to the distance range between 0.7 and 8 km. For this reason, CC functions with interstation distance $> \sim 4$ km were used to compute the dispersion curves.

BEST's CC show a better emergence of the surface waves at larger periods because the interstation distance is between 10.4 and 46 km; however, CC is asymmetric without a preferential tendency. CC calculated using the CN-MC networks show the emergence of the EG functions in a more complete period range because of an interstation distance ranging between 1.7 and 39.2 km.

The estimation of the group velocity dispersion curve (GVDC) was obtained using the Noisy Dispersion Curve Piking (NDCP) algorithm developed by Granados et al. (2019). This algorithm is based on the theoretical framework of the frequency-time analysis (FTAN) proposed by Dziewonski et al. (1969).

FTAN analysis produced dispersion curves in the period range of 0.2–8 s with similar patterns for the two datasets (Fig. S4 in Supplementary file). However, values were observed to be very high during the longest period. To reduce this effect that could be related to noisy visualization of the FTANs, we applied a workflow that consisted of a) for both datasets, we estimated the average dispersion curve, and we calculated the variance at each period, b) we then generated a merged dataset manually comparing each dispersion curve calculated using BM and PCC and we selecting the one where most of the values felled between 0.5 and 3.5 km/s, c) we also calculated the average dispersion curve and variance at each period for this merged dataset, and we compared it with the ones of the step a) to verify that this final dataset resulted has more reasonable values, d) finally, to further reduce the presence of outliers in the merged dataset, we selected the values that are within twice the variance values at each period (Fig. 4a).

The final dataset consisted of more than 170 group velocity measurements for periods of 1–2 s that decreased to a minimum of 35 at periods of 7 s (Fig. 4b).

Assessment tests were performed to evaluate the ability of the dataset to reconstruct reliable velocity patterns. Results showed that the best resolution can be achieved for dispersion maps generated in the period range of 1–7 s (Fig. S5 in Supplementary file).

6. Velocity structure inversion

The tomographic inversion of the Rayleigh wave GVDC was computed using the linear least-squares scheme developed by Barmin et al. (2001) based on the ray-path density for each period. We computed several checkerboard tests, trying different grid sizes to test the model's resolution and identify the best cell size. As a result, we used a grid of 315 cells of 0.025° (i.e., $\sim 2.77 \times 2.77$ km) (Fig. S5a-d in Supplementary file). In this case, we used the same cell size at each period. We also computed resolution maps to identify the areas that were better resolved at each period (Fig. S5e-h in Supplementary file). These resolution values are used to determine the most reliable portion of the model. Additionally, damping and smoothing parameters (i.e., for each tomographic map) were optimized by computing the respective L-curves (Menke, 1989; Hansen, 2001) for each period (Fig. S6 and Fig. S7 in Supplementary file).

Fig. 5 shows some of the dispersion maps computed at different periods. At $T = 1$ s, we observed low-velocity values ($U \approx 0.85$ km/s) in the northwest and another low-velocity region ($U \approx 0.75$ km/s) in the southwest. At $T = 2.0$ s, we see a prominent low-velocity region ($U \approx 0.8$ – 1.1 km/s) located southeast ~ 10 km from the volcano summit. At longer periods ($T = 3.9$ s), we mainly observe low-velocity values ($U \approx 1.45$ – 1.6 km/s) surrounded by high-velocity values. At $T = 5.9$ s, the central low-velocity region observed at short periods disappears, and low values located ~ 8 km south of the crater are noticed.

Although we computed tomographic maps for different periods, the velocity anomalies cannot be directly related to a specific depth. Therefore, we reconstructed 315 local dispersion curves (Fig. 6a) from the different tomographic maps computed at different periods to obtain 1D Vs velocity models at each cell of the 2D maps. We then inverted the local curves in periods of $1 \text{ s} < T < 7 \text{ s}$ (Fig. 6a) using a simulated annealing method (Iglesias et al., 2001) based on the global optimization method (Goffe et al., 1994) and Computer Programs in Seismology (Herrmann, 2013).

We also estimated a 1D average velocity model of the whole study region, inverting the mean dispersion curve (Fig. 6b). This model was used as a starting model for the inversion of the local dispersion curves. Moreover, we calculated the model variance (Fig. 6d), and sensitivity kernels (Fig. 6e) to assess the reliability and maximum investigation depth, respectively. Results show that data are sensitive to the structure

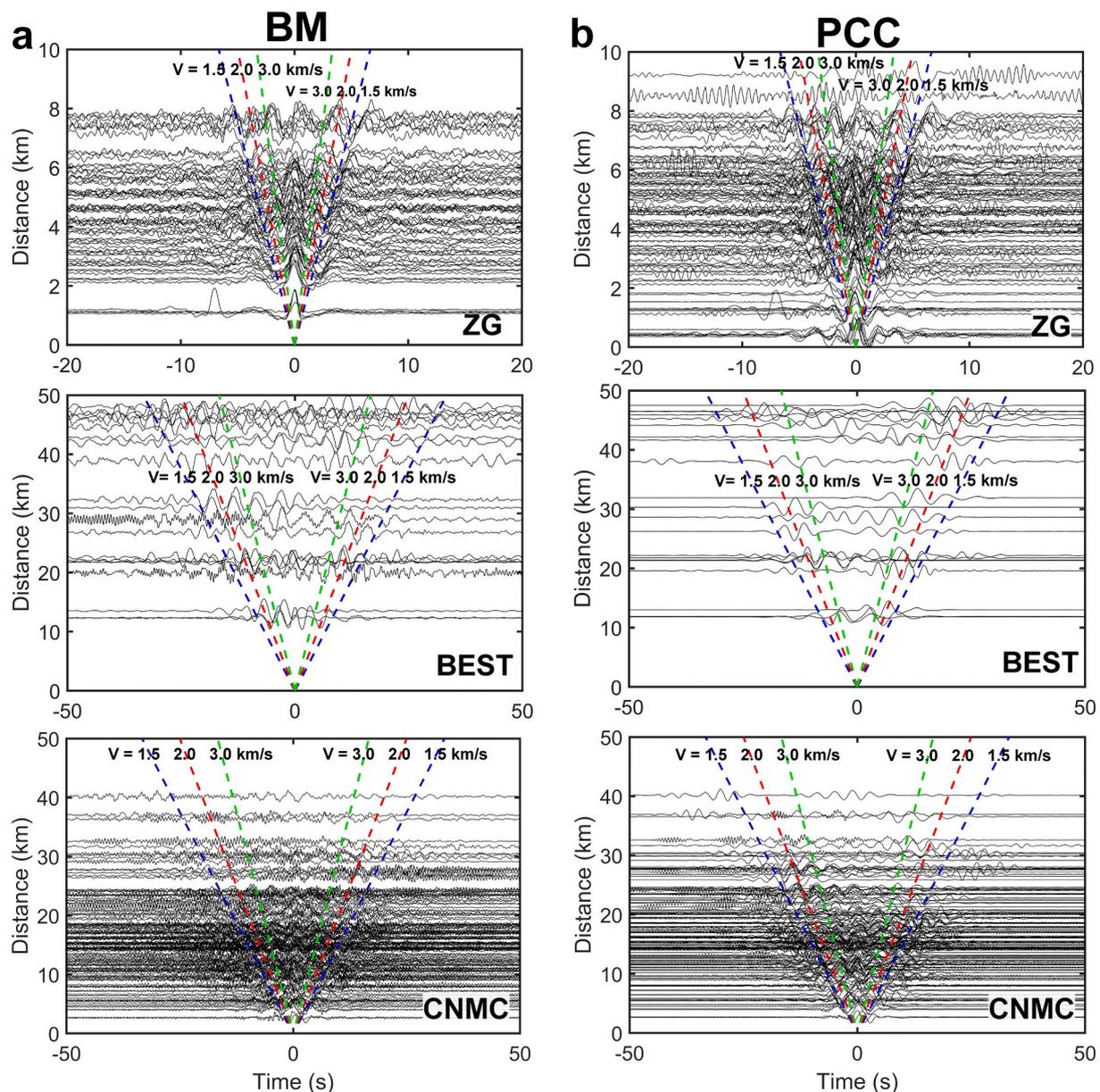


Fig. 3. Cross-correlation functions were computed using the vertical component and BM (a) and PCC (b) methods, respectively, for each seismic network. Apparent arrival times are represented by dashed lines, $V = 1.5$ km/s (blue line), $V = 2.0$ km/s (red line), and $V = 3.0$ km/s (green line). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

down to 9 km of depth with mean variances of $0.04 \text{ km}^2/\text{s}^2$ and that do not exceed $0.07 \text{ km}^2/\text{s}^2$.

The resulting 3D model is then obtained by interpolating the previously calculated unidimensional models using a reference grid that accounts for the volcano's topography.

7. Results

The main features of the 3D model are described using four horizontal (Fig. 7) and four vertical (Fig. 8) sections of absolute velocities and anomalies with respect to the 1D reference model. The parts of the model poorly resolved on the basis of the assessment tests are partially shadowed.

At 2 km a.s.l. high Vs ($\sim 2.5\text{--}3.0$ km/s) mark the central part of the volcanic edifice just beneath the crater. This feature is also visible at 0 km a.s.l. where the high Vs ($\sim 3.0\text{--}3.5$ km/s) extends also toward the northwest sector. At 2 km b.s.l. the high Vs beneath the crater is reduced

in size, and other high Vs regions ($3.2\text{--}3.4$ km/s) are noticeable in the south-eastern sector of the cone, in the region where the off-crater seismicity occurs. At 3 km b.s.l. the high Vs ($\sim 3.6\text{--}4.0$ km/s) is mainly concentrated in a region of $10 \times 10 \text{ km}^2$ beneath the crater, and other ones are still observed in the south-eastern sector. Horizontal sections of the velocity anomaly model (Fig. 7b) empathize the shape of the positive anomaly at different depths with a shape that involves most of the edifice at 2 km a.s.l. and remains confined beneath the crater at greater depths (0 and 2 km b.s.l.).

Vertical sections of the absolute and relative velocities are reported in Fig. 8. The absolute velocity sections show a well-defined seismic structure, where Vs velocity increases with depth, higher values are mainly concentrated beneath the crater, and small bodies marked by higher velocities with respect to the surrounding are visible at a depth of 1–0 km b.s.l. (dashed rectangles in absolute velocity vertical sections in Fig. 8).

The velocity anomalies reach values of up to -30% and $+30\%$ with

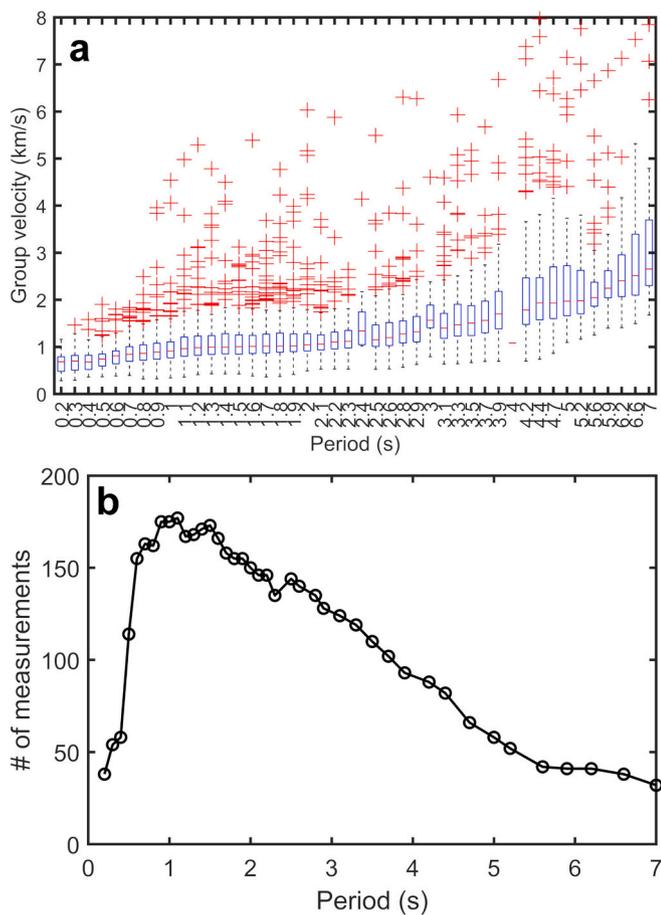


Fig. 4. Outlier analysis (a) and measurement availability (b) for each period of the group velocity dispersion curves. Mean values and outliers are represented by a red line into a blue box and red crosses, respectively. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

respect to the average value at a given depth. The main feature is a mushroom-shaped positive anomaly (10–30%) centered beneath the volcanic cone. We divided this anomaly into three main regions (R1, R2, and R3): R1 is located between 0 km to 5 km a.s.l., R2 is located between 2 km b.s.l and 4 km b.s.l., and R3 between 4 km b.s.l. and 7 km b.s.l.

R1 is the strongest positive anomaly (~ 30%) with an elongated shape, involving the volcanic cone and extending beneath “Paso de Cortés” (see B-B’ section). Beneath R1, we observed a thin ~5–10% positive values layer between 1 and 2 km b.s.l. (TL, Fig. 8) that extends also in the north direction (see B-B’ and C-C’ sections).

R2 is a positive anomaly (~10–20%) that we can see as a narrow body (see A-A’ and D-D’ sections) connecting R1 and R3. Finally, R3 is the deepest positive anomaly (~15–30%), which is resolved only in its upper part.

Negative anomalies (~ – 10–20%) are mainly observed close to the surface and characterize the volcano’s flanks. Section A-A’ shows a negative anomaly (~25–30%) in the west flank. B-B’ and C-C’ sections show a shallow layer of 1–3 km of negative values (~15%) in the south flank (SVS). A-A’ and C-C’ sections show a thin shallow layer of negative values (~10%) in the east flank (SVE).

8. Discussion

Popocatepetl volcano has been intensively studied in the last three decades. However, the few seismic studies aimed at describing the volcanic internal structure result in contrast in terms of the presence of anomalies and their location in depth (e.g., Berger et al., 2011;

Kuznetsov and Koulakov, 2014; Cárdenas-Soto et al., 2021). Berger et al. (2011) showed three main low-velocity volumes surrounded by higher-velocity volumes, located below the crater, about 4–7 km north of the crater, and at the southeast flank. The last one was correlated with southeast seismicity. Those contrast with the high-velocity anomalies reported in this study. Cárdenas-Soto et al. (2021) tomography inversion provided the means to image a high S-wave velocity anomaly (2.5–3.0 km/s) in the northern part of the crater at depths not larger than 6 km. However, we could not compare our results because they used four seismic stations, which limits their area of resolution. Finally, our results are significantly similar to the observations of Kuznetsov and Koulakov (2014) because they suggested that the main volcano edifice is associated with high velocities with a mushroom shape.

Geological and geochemical studies suggest the presence of a shallow magmatic reservoir composed of a net or “swarm” of dikes and sills, and a deep reservoir that could be assumed as a magmatic chamber (e.g., Atlas et al., 2006; Sosa-Ceballos et al., 2014; Mangler et al., 2019; Macías et al., 2020).

Gravimetric modeling suggests the existence of a large high-density magma chamber located at about 6–8 km of depth with a superimposed low-density conduit that reaches 1.5 km. a.s.l. (Espíndola et al., 2004). 3D inverse modeling of the aeromagnetic data proposes the existence of a conduit starting at <1 km of depth and connecting with a large body located at about 6 km of depth (López-Loera et al., 2022).

The ambient noise tomography proposed here (Fig. 8 and Fig. 9) shows two regions marked by positive Vs anomalies (~10–30%) mainly centered beneath the crater at depths of 5–0 km a.s.l. (R1) and > 4 km b.s.l (R3) and connected by a thin vertically elongated high Vs body (R2). The resulting shape looks like a mushroom-shaped velocity anomaly beneath the volcano. The elongation axis of the mushroom system is well-correlated with the seismicity occurring beneath the summit and associated with the activities of the central crater (Fig. 9). The substantial velocity variation of up to 30% shows a large lateral heterogeneity concerning the volcanic edifice. This larger velocity variation shows an elongated shape in the north direction (B-B’ section); for this reason, we correlate it with the older and solidified material constituting the Popocatepetl’s edifice. Although we have a larger negative anomaly at the deepest region, this is dismissed from the resolution area. Our velocity Vs variations agree with the observations of Berger et al. (2011), which reported up to ±20% variations in the P-wave velocity values. Kuznetsov and Koulakov (2014) observed P anomalies of up to ±10%, but these values were only observed in the volcanic edifice because of the area covered by their seismic network. The mushroom shape roughly matches with that proposed by Kuznetsov and Koulakov (2014). However, thanks to the data and technique, our images allow us to get a more complete view of this body that laterally involves a large portion of the edifice.

Anomaly R1 can be interpreted as the effect of two main mechanisms: 1) The seismicity delimits the region where the magma rises into interconnected conduits constituting a matrix of rocky material hosting the molten one, and 2) the increase in crystal fraction allows a faster propagation of compressional and shear waves inside the volcanic conduit (Caricchi et al., 2008). At the same time, the remnant parts of R1 (Fig. 8) can be interpreted as the expression of the crystalline and older material constituting the volcanic edifice.

The northwest portion of R1 at 0 km a.s.l. (PS, Fig. 7) is associated with Ventorrillo, Nexpayantla, and Tlamacas paleo structures (e.g., Martin del Pozzo et al., 2017).

Geological and petrological studies of the eruptions that occurred in the last 23 ky suggest that magmas originated at depths of 12–15 km (e.g., Atlas et al., 2006; Roberge et al., 2009). Macías et al. (2020) propose that the mafic intrusions that triggered the most explosive eruptions during the 1997–2001 crisis originated ~2–4 km below the summit. Additionally, Sosa-Ceballos et al. (2014) found that the Plinian eruptions occurred 23 ky are attributed to magmatic processes originated ~4–6 km below the summit. In the light of that, both events can be

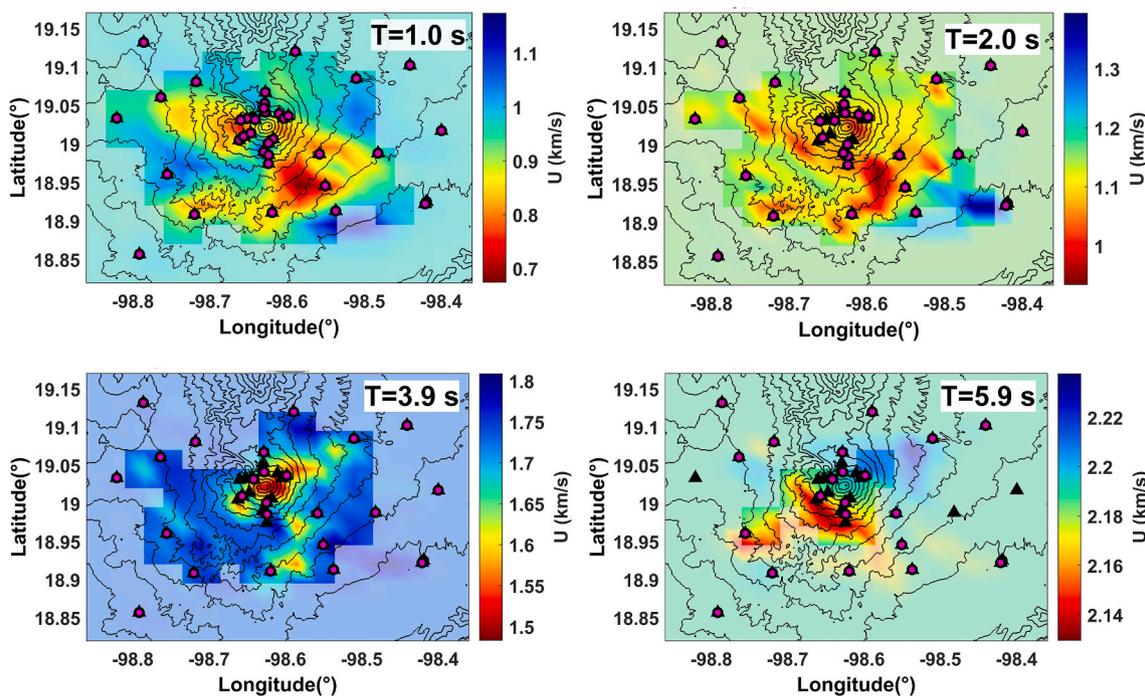


Fig. 5. Seismic noise tomography for different periods. Black triangles are ZG, BEST, and CN-MC seismic stations. Magenta circles are a couple of stations where theoretical paths are available each period. Contour lines represent Popocatepetl topography. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

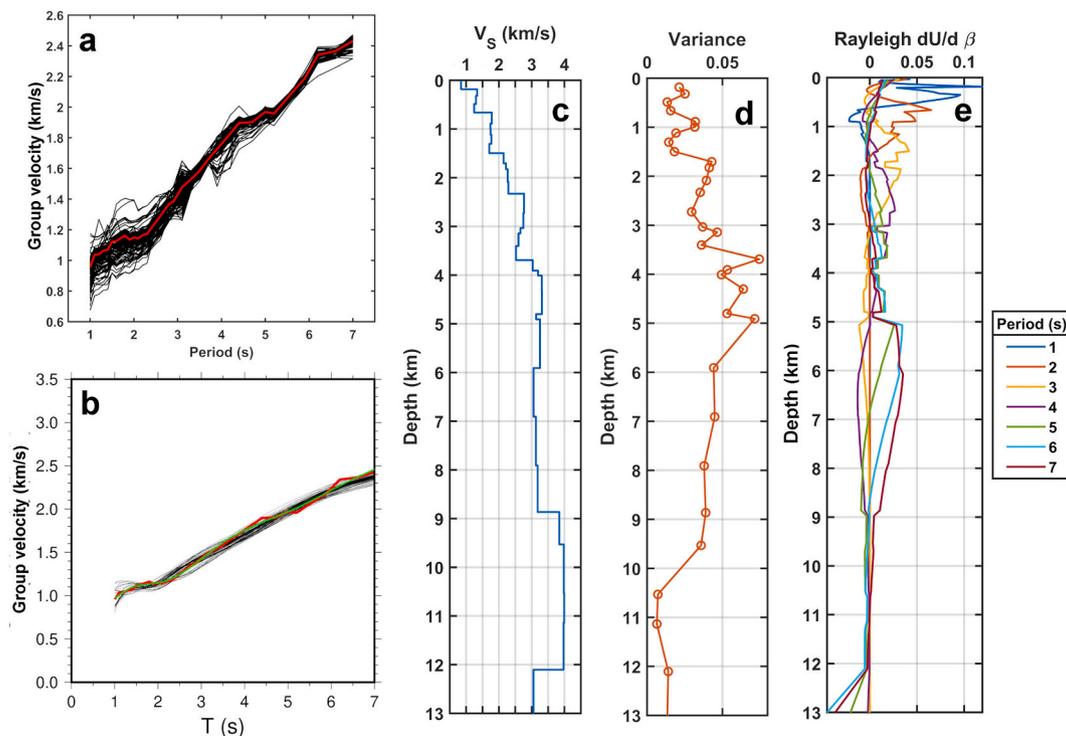


Fig. 6. (a) Local group velocity dispersion curves (black lines) and mean local curve (red line), (b) mean local curve and dispersion curves inverted, (c) 1D average V_s model, (d) variance variability of 1D V_s model, and (e) sensitivity kernels for the different period used in the depth inversion. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

associate with magmas originated in the lower portion of R1.

High-velocity values beneath the volcanoes are associated with the depth of partially molten material rising through magmatic conduits (e. g., Aloisi et al., 2002; Patanè et al., 2006; Calò and Tramelli, 2018;

Vilchis Garcia et al., 2019). Moreover, the modern cone of Popocatepetl consists of interlayered andesitic to dacitic lava flows and pyroclastic deposits (Robin, 1984; Siebe and Macias, 2004). Andesitic volcanoes have intermediate magma viscosities and sufficiently low solidus

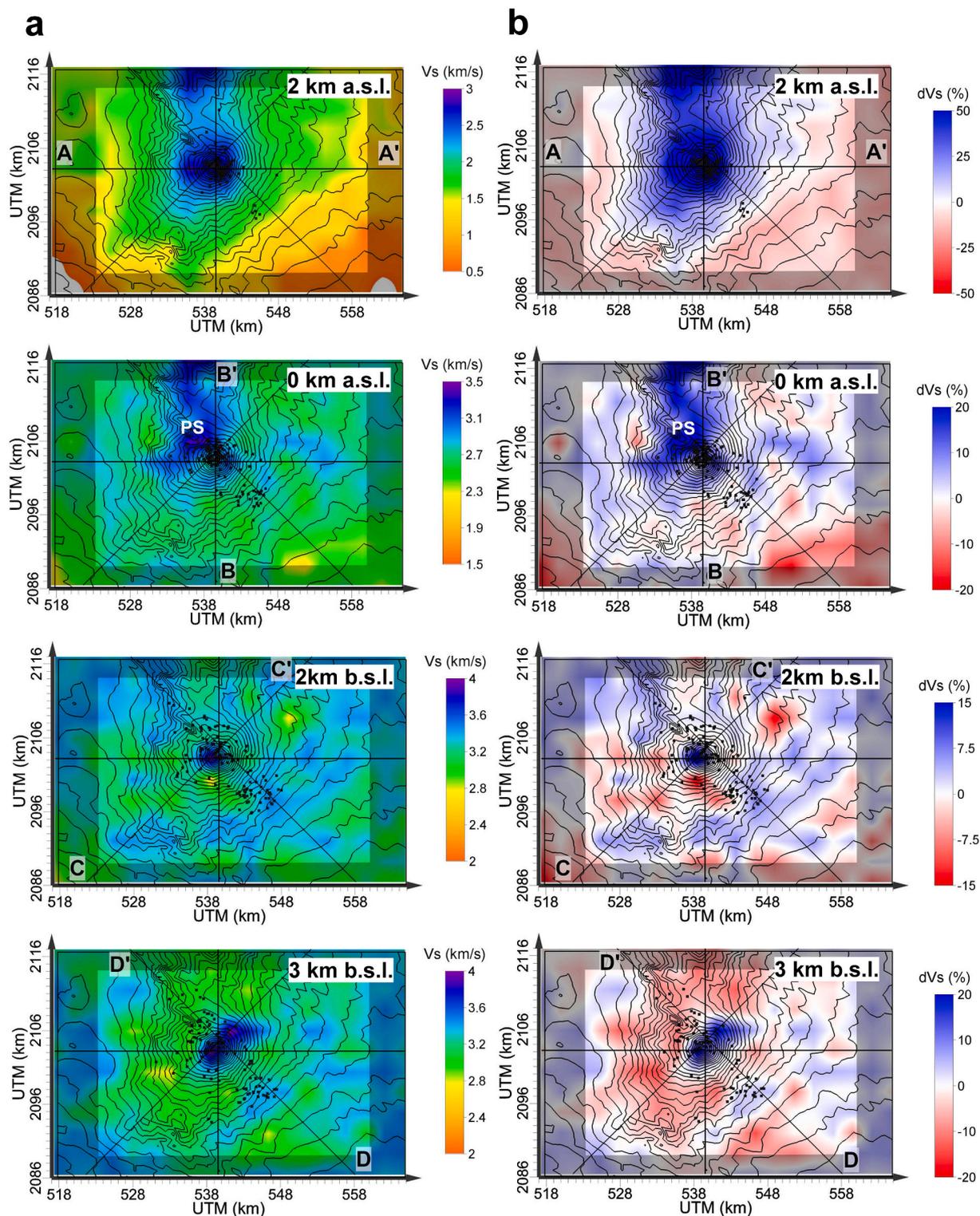


Fig. 7. Horizontal sections of absolute velocities (a) and anomalies (b) at depths of 2 km a.s.l., 0 km a.s.l, 2 km b.s.l., and 3 km b.s.l. Solid lines indicate the directions of the vertical sections reported in Figure 8. Seismic activity in each depth is represented with black dots. The resolution area is delimited with a shadow region on basis of the sensitivity kernel analyses.

temperatures (Giggenbach, 1996); therefore, they are commonly associated with large crystal amounts. In particular, the degassing process of Popocatepetl suggests that the loss of H₂O by decompression causes strong undercooling of the melt, leading to rapid crystallization (Roberge et al., 2009). In this way, high-velocity values at Popocatepetl volcano result in agreement with its physical and rheological properties.

R3 (Fig. 8) is the deepest positive anomaly and presents a shape similar to R1. However, our model cannot display its lower because of a lack of resolution at those depths. Although, we suppose that it is a region where the lithostatic pressure is an equilibrium that does not allow the raising of further material.

Finally, R2 (Fig. 8) is considered the expression of a conduit that

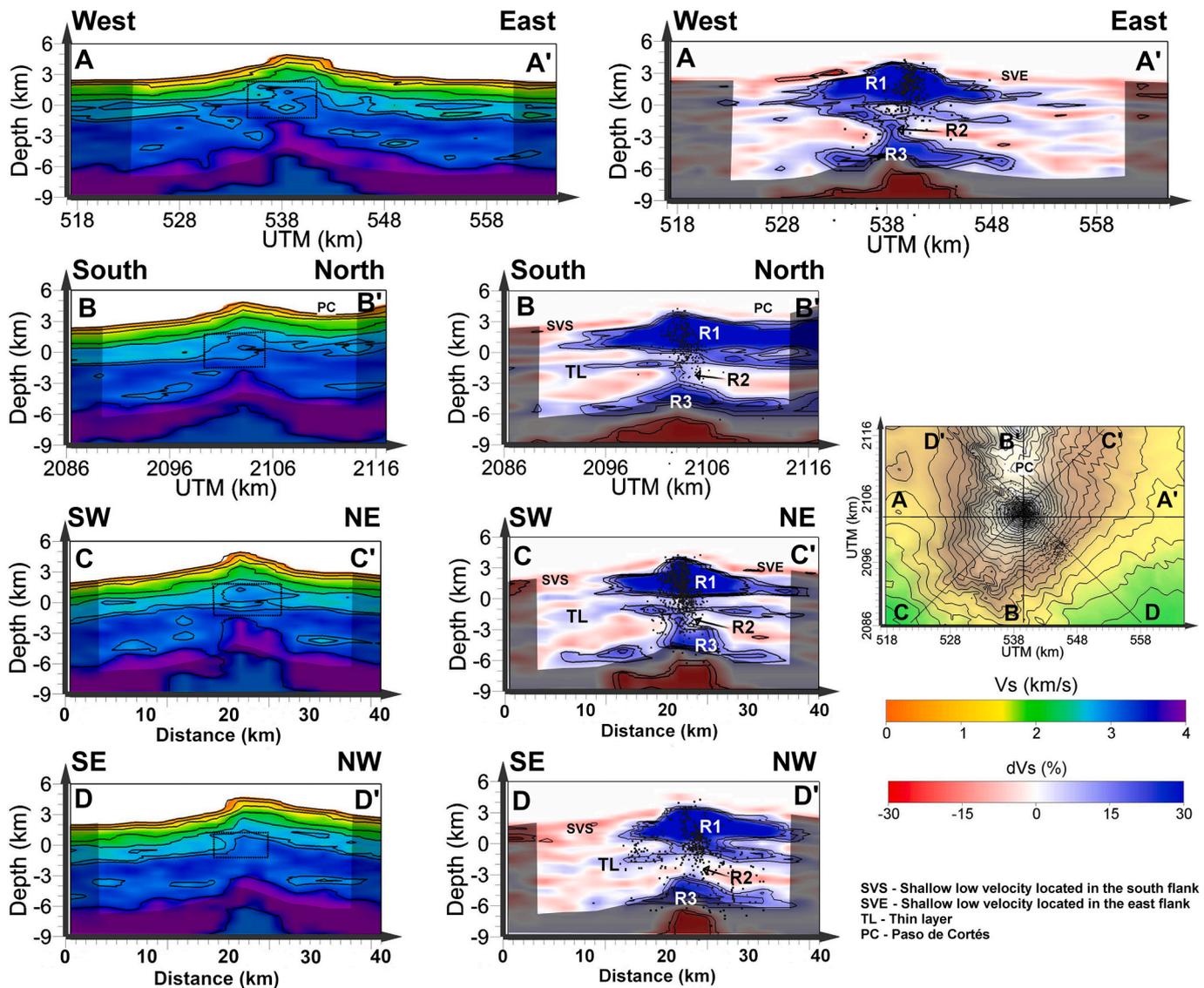


Fig. 8. Vertical sections (A-A', B-B', C-C', and D-D') of shear-wave velocity (V_s) and anomaly. Solid lines indicate the directions of the vertical sections. Seismic activity in each depth is represented with black dots. The resolution area is delimited with a shadow region on basis of the sensitivity kernel analyses.

connects R1 and R3. R2 matches the second region proposed by Sosa-Ceballos et al. (2014) as a more bottomless reservoir (~ 8 km below the summit) that produced the erupted material related to the Plinian eruptions. The depth of R2 matches with the low-velocity zone observed by Cruz-Atienza et al. (2001), which can be associated with one of the calcareous basements (Arce et al., 2019).

In map view at 2–3 km b.s.l., we can also correlate high velocities with the seismicity located 8 km SE of the crater (Fig. 7). Section D-D' (Fig. 8) shows that this correlation is unrelated to anomalies that develop in depths, suggesting that it cannot be associated with a magmatic conduit. Arámbula-Mendoza et al. (2010) propose that this seismicity is related to normal faulting occurring in the region. Our images suggest that crystalline material may exist at these depths, which can justify the brittle response of the material to the local stress condition.

The shallow negative anomaly layer located mainly on the southern flank (SVS, Fig. 8), reported in sections B-B' and C-C', is associated with soft materials matching deposits generated during giant landslides and debris avalanches (Siebe et al., 1995). Another low-velocity deposit (SVE) located on the east flank, (sections A-A' and C-C') can be associated with the presence of pyroclastic deposits (Martin del Pozzo et al.,

2016).

9. Conclusions

In this study, we compute the 3D velocity model of Popocatepetl volcano (Fig. 7, Fig. 8, and Fig. 9) describing the whole edifice inverting group velocity dispersion curves obtained from ambient noise cross-correlations, with two different methods, using 39 seismic stations installed in different epochs since 1999. We built an extensive database incorporating permanent (CN) and temporal (ZG, BEST, and MC) seismic networks installed in the Popocatepetl volcano.

Data analysis was performed using a methodological workflow that allowed us to obtain a reliable model of shear wave velocities.

Results show three main high-velocity bodies (R1, R2, R3) that assume a mushroom shape beneath the Popocatepetl Volcano.

We suggest that the high-velocity values of R1 (~ 0.8 –5 km below the summit) are related to old and young volcanic structures, so there is a direct correlation with the topography. It is also a region where a mixing process occurs. However, swarms of dikes and sills filled with partially molten material generated the extrusive event of 2001. Additionally, R1 high velocities could be affected due to the degassing process and a

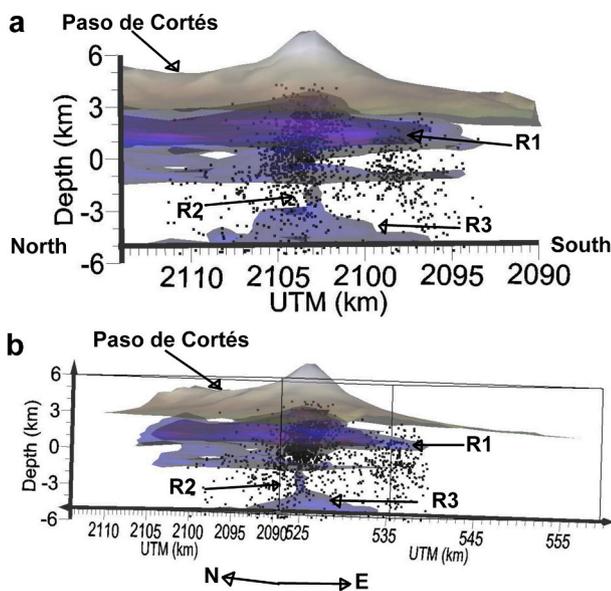


Fig. 9. The three-dimensional views of positive velocity anomalies beneath Popocatepetl volcano. Isovocity contours are +30% (purple) into R1 and +17% (blue, R1, R2, and R3) with respect to the 1D mean velocity model. The topography of the volcano is shown at the top. Black dots represent the seismic activity. a) View from the west flank, and b) View from the southwest flank. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

viscosity increase. Moreover, R3 (~4–7 km b.s.l.) is a deeper region located at ~9 km beneath the summit, where magmatic material is stagnant due to lithostatic pressure at this depth. R1 and R3 regions are connected by a ‘pipe-like’ conduit (R2) located between 2 and 4 km b.s.l., surrounded by low velocities that could be related to a basement layer.

Low velocities observed on the edifice flanks are associated with a large soft material deposited either during large landslides (SVS, Fig. 8) or pyroclastic events (SVE, Fig. 8). Moreover, paleo structures related to the Tlamacas, Nexpayantla, and Ventorrillo volcanoes (PS, Fig. 7) have been observed at 0 km a.s.l.

Author agreement statement

We the undersigned declare that this manuscript is original, has not been published before and is not currently being considered for publication elsewhere.

We confirm that the manuscript has been read and approved by all named authors and that there are no other persons who satisfied the criteria for authorship but are not listed. We further confirm that the order of authors listed in the manuscript has been approved by all of us.

We understand that the Corresponding Author is the sole contact for the Editorial process. He/she is responsible for communicating with the other authors about progress, submissions of revisions and final approval of proofs.

CRediT authorship contribution statement

Leonarda I. Esquivel-Mendiola: Writing – original draft, Visualization, Validation, Software, Methodology, Investigation, Formal analysis, Data curation, Conceptualization. **Marco Caló:** Writing – review & editing, Validation, Supervision, Software, Methodology, Investigation, Funding acquisition, Data curation. **Arturo Iglesias:** Writing – review & editing, Validation, Supervision, Methodology, Investigation, Funding acquisition, Data curation, Conceptualization. **Josué Tago:** Writing – review & editing, Validation, Supervision, Methodology. **J.L. Macías:**

Writing – review & editing, Validation, Supervision.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability

The raw data of ZG (1999–2000) network can be downloaded from <https://geofon.gfz-potsdam.de/webdc3/>, the BEST, CN, and MC data can be requested. Cross-correlation functions, computed using the BM method, were computed using MATLAB codes and functions (MATLAB 2017a, The MathWorks, Inc., Natick, MA, United States). We used some algorithms developed by Ventosa et al. (2017, 2019) to compute the Phase Cross-Correlations and applied the time-scale domain phase-weighted method to compute the stacks (<https://github.com/sergiventosa>). We used the Noisy Dispersion Curve Picking (NDCP) algorithm developed by Granados et al. (2019) to compute the group velocity dispersion curves (<https://github.com/IvanGCh/NDCP>). We used the linear least-squares scheme developed by Barmin et al. (2001) to compute the resolution tests and tomographic maps, which were performed using codes and functions of MATLAB (MATLAB 2017a, The MathWorks, Inc., Natick, MA, United States). 1D velocity models were computed using simulated annealing code developed by Iglesias et al., 2001, which used subroutines of Computer Programs in Seismology developed by Herrmann (2013) (<https://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html>).

Acknowledgments

The authors thank the seismic monitoring team of CENAPRED, especially Gema Victoria Caballero Jiménez, who provided the seismicity catalog, to the Servicio Sismológico Nacional (SSN) staff, and Karina Bernal-Manzanilla for her contribution to building the MC’s database. Thanks to researchers and the technical team of the Geophysics Institute of the UNAM, especially Mario Alberto Díaz Cruz, for collaborating with the installation and maintenance of the MC seismic network. Thanks to the ZG seismic network, which was developed in the framework of PhD thesis of Arciniega-Ceballos. Thanks to FOPREDEN for the project to strengthen the seismological network, which supported the development of the BEST seismic network. This work was supported by UNAM-PAPIIT IN103823.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2024.108071>.

References

- Aloisi, M., Cocina, O., Neri, G., Orecchio, B., Privitera, E., 2002. Seismic tomography of the crust underneath the Etna volcano, Sicily. *Phys. Earth Planet. Inter.* 134 (3–4), 139–155. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00153-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00153-X).
- Arámbula-Mendoza, R., Valdés-González, C., Martínez-Bringas, A., 2010. Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatepetl Volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 196 (3–4), 156–168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.007>.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Macías, J.L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F.J., Benowitz, J., Vásquez-Serrano, A., 2019. Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Maps* 15 (2), 320–332. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1593251>.
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., Dawson, P., 2003. Long-period events and tremor at Popocatepetl volcano (1994–2000) and their broadband characteristics. *Bull. Volcanol.* 65 (2–3), 124–135. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0248-8>.
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B., Dawson, P., Asch, G., 2008. Broadband seismic measurements of degassing activity associated with lava effusion at Popocatepetl Volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 170 (1–2), 12–23. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.007>.

- Arciniega-Ceballos, A., Dawson, P., Chouet, B.A., 2012. Long period seismic source characterization at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 39 (20), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2012GL053494>.
- Atlas, Z.D., Dixon, J.E., Sen, G., Finny, M., Martin-Del Pozzo, A.L., 2006. Melt inclusions from Volcán Popocatepetl and Volcán de Colima, Mexico: Melt evolution due to vapor-saturated crystallization during ascent. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 153 (3–4), 221–240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.010>.
- Barmin, M., Ritzwoller, M., Levshin, A., 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography. *Pure Appl. Geophys.* 158, 1351–1375. <https://doi.org/10.1007/PL00001225>.
- Benediktsdóttir, Á., Gudmundsson, Ó., Brandsdóttir, B., Tryggvason, A., 2017. Ambient noise tomography of Eyjafjallajökull volcano, Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 347, 250–263. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.017>.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.* 169 (3), 1239–1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>.
- Berger, P., Got, J.L., González, C.V., Monteiller, V., 2011. Seismic tomography at Popocatepetl volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 200 (3–4), 234–244. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.12.016>.
- Brenguier, F., Shapiro, N.M., Campillo, M., Necessian, A., Ferrazzini, V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophys. Res. Lett.* 34 (2), 2–6. <https://doi.org/10.1029/2006GL028586>.
- Calò, M., Tramelli, A., 2018. Anatomy of the Campi Flegrei caldera using enhanced seismic tomography models. *Sci. Rep.* 8 (1), 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-34456-x>.
- Calò, M., López Mazariegos, E.A., Tramelli, A., Orazi, M., 2021. Hydrothermal systems characterization of the Stromboli volcano using spatial and temporal changes of the seismic velocities. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 411 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107177>.
- Calò, M., Di Luccio, F., Persaud, P., Ventura, G., 2023. Ambient noise tomography of the Lipari Volcanic Island (Southern Italy) from a Dense Nodal Array. *Geophys. Res. Lett.* 50 (4), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2022GL101022>.
- Campillo, M., Paul, A., 2003. Long-Range correlations in the diffuse seismic coda. *Science* 299, 547.
- Capra, L., Carreras, L.M., Arce, J.L., Macías, J.L., 2006. The lower Toluca Pumice: a ca. 21,700 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México. *Spec. Paper Geol. Soc. Am.* 402 (January), 155–173. [https://doi.org/10.1130/2006.2402\(07\)](https://doi.org/10.1130/2006.2402(07)).
- Cardaci, C., Coviello, M., Lombardo, G., Patané, G., Scarpa, R., 1993. Seismic tomography of Etna volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56 (4), 357–368. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90002-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90002-9).
- Cárdenas-Soto, M., Reyes-Pimentel, T.A., Tago, J., Natarajan, T., 2021. Ambient noise tomography of the Popocatepetl volcano using the principal Green tensor components. *J. Seismol.* 25 (4), 1089–1102. <https://doi.org/10.1007/s10950-021-10021-4>.
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., 2008. Propagation of P and S-waves in magmas with different crystal contents: insights into the crystallinity of magmatic reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178 (4), 740–750. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.09.006>.
- Chouet, B., Dawson, P., Arciniega-Ceballos, A., 2005. Source mechanism of Vulcanian degassing at Popocatepetl Volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110 (7), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2004JB003524>.
- Crosbie, K.J., Abers, G.A., Mann, M.E., Janiszewski, H.A., Creager, K.C., Ulberg, C.W., Moran, S.C., 2019. Shear velocity structure from Ambient Noise and Teleseismic surface wave tomography in the cascades around Mount St. Helens. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124 (8), 8358–8375. <https://doi.org/10.1029/2019JB017836>.
- Cruz-Atienza, V.M., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Shapiro, N.M., Valdés, C., Iglesias Mendoza, A., 2001. Size of Popocatepetl volcano explosions (1997–2001) from waveform inversion. *Geophys. Res. Lett.* 27, 2753–2756.
- Das, R., Rai, S.S., 2016. Seismic interferometry and ambient noise tomography: Theoretical background and application in South India. *J. Phys. Conf. Ser.* 759 (1) <https://doi.org/10.1088/1742-6596/759/1/012006>.
- De Barros, L., Pedersen, H.A., Métaxian, J.P., Valdés-Gonzalez, C., Lesage, P., 2008. Crustal structure below Popocatepetl Volcano (Mexico) from analysis of Rayleigh waves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 170 (1–2), 5–11. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.001>.
- De la Cruz, S., Siebe, C., 1997. The giant Popocatepetl stirs. *Nature* 388, 227.
- Dziewonski, A., Bloch, S., Landisman, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 59 (1), 427–444.
- Espíndola, J.M., de Lourdes Godínez, M., Espíndola, V.H., 2004. Models of ground deformation and eruption magnitude from a deep source at Popocatepetl volcano, Central Mexico. *Nat. Hazards* 31 (1), 191–207. <https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000020260.60021.b1>.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región central meridional de México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM 60, 234.
- Gaite, B., 2013. Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, Golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love (PhD thesis). Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid.
- Giggenbach, W.F., 1996. Chemical composition of volcanic gases. In: *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_7.
- Goff, F., Love, S.P., Warren, R., Counce, D., Obenholzer, J., Siebe, C., Schmidt, S.C., 2001. Passive infrared remote sensing evidence for large, intermittent CO₂ emissions at Popocatepetl volcano, Mexico. *Chem. Geol.* 177, 133–156.
- Goffe, W.L., Ferrier, G.D., Rogers, J., 1994. Global optimization of statistical functions with simulated annealing. *J. Econ.* 60, 65–99. [https://doi.org/10.1016/0304-4076\(94\)90038-8](https://doi.org/10.1016/0304-4076(94)90038-8).
- Granados, I., Calò, M., Ramos, V., 2019. Noisy Dispersion Curve Picking (NDCP): A Matlab package for group velocity dispersion picking of seismic surface waves. *Comput. Geosci.* 133 (December 2017) <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.104315>.
- Hansen, Per Christian, 2001. The L-Curve and Its Use in the Numerical Treatment of Inverse Problems. *Computational Inverse Problems in Electrocardiology*, pp. 119–142.
- Herrmann, R.B., 2013. Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research. *Seism. Res. Lett.* 84, 1081–1088. <https://doi.org/10.1785/0220110096>.
- Iglesias, A., Cruz-Atienza, V.M., Shapiro, N.M., Singh, S.K., Pacheco, J.F., 2001. Crustal structure of south-Central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms. *Geophys. Res. Lett.* 28 (3), 181–190. <https://doi.org/10.1029/1999GL013321>.
- Jeddi, Z., Gudmundsson, O., Tryggvason, A., 2017. Ambient-noise tomography of Katla volcano, South Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 347, 264–277. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.019>.
- Koulakov, I., D'Auria, L., Prudencio, J., Cabrera-Pérez, I., Barrancos, J., Padilla, G.D., et al., 2023. Local earthquake seismic tomography reveals the link between crustal structure and volcanism in Tenerife (Canary Islands). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 128, e2022JB025798. <https://doi.org/10.1029/2022JB025798>.
- Kuznetsov, P.Y., Koulakov, I.Y., 2014. The three-dimensional structure beneath the Popocatepetl volcano (Mexico) based on local earthquake seismic tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 276, 10–21. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.017>.
- Lobkis, O.I., Weaver, R.L., 2001. On the emergence of Green's function in the correlations of diffuse field. *Acoustic. Soc. Am.* 110, 3011–3017.
- López-Loera, H., Espíndola, J.M., Sosa-Ceballos, G., Macías, J.L., Urrutia-Fucugauchi, J., Torres-Gaytan, D.E., García-Tenorio, F., 2022. Magma plumbing system below the Popocatepetl and Iztaccihuatl volcanoes, Central México, as revealed by aeromagnetic data. *En Bull. Volcanol.* 84 <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01551-x>. Número 4.
- Macías, J.L., Siebe, C., 2005. Popocatepetl's crater filled to the brim: significance for hazard evaluation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 141 (3–4), 327–330. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.005>.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Sosa-Ceballos, G., Gardner, J.E., 2020. Source and behavior of pyroclastic density currents generated by Vulcanian-style explosions of Popocatepetl volcano (Mexico) on 22 January 2001. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 406 (March 1996) <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107071>.
- Mangler, M.F., Prytulak, J., Gisbert, G., Delgado-Granados, H., Petrone, C.M., 2019. Interplinian effusive activity at Popocatepetl volcano, Mexico: New insights into evolution and dynamics of the plumbing system. *Volcanica* 2 (1), 45–72. <https://doi.org/10.30909/vol.02.01.4572>.
- Martin del Pozzo, A.L., Arana Salinas, L., Bonasia, R., Capra Pedol, L., Córdoba, G., Cortés Ramos, J., Delgado Granados, H., Ferrés López, M.D., Fonseca Álvares, R., García Reynoso, J.A., Gisbert, G., Guerrero López, D.A., Jaimés Viera, M.C., Macías Vázquez, J.L., Portocarrero Martínez, J., Salinas Sánchez, S., Siebe Grabach, C., Tellez Ugalde, E., 2016. Mapas de peligros del volcán Popocatepetl.
- Martin del Pozzo, A.L., Alatorre Ibarquengoitia, M., Arana Salinas, L., Bonasia, R., Capra Pedol, L., Cassata, W., Córdoba, G., Cortés Ramos, J., Delgado Granados, H., Ferrés López, M.D., García Reynoso, J.A., Gisbert, G., Guerrero López, D.A., Jaimés Viera, M.C., Macías Vázquez, J.L., Nieto Obregón, J., Nieto Torres, A., Paredes Ruiz, P.A., Portocarrero Martínez, J., Renne, P., Rodríguez Espinosa, D.M., Salinas Sánchez, S., Siebe Grabach, C., Tellez Ugalde, E., 2017. Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. *Monografía Instituto de Geofísica, UNAM*, p. 455.
- Menke, W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic, San Diego, CA. <https://doi.org/10.1016/C2011-0-69765-0>.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B., Galetti, E., 2012. Seismic interferometry and ambient noise tomography in the British Isles. *Proc. Geol. Assoc.* 123 (1), 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2011.04.002>.
- Obermann, A., Lupi, M., Mordret, A., Jakobsdóttir, S.S., Miller, S.A., 2016. 3D-ambient noise Rayleigh wave tomography of Snæfellsjökull volcano, Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 317, 42–52. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.02.013>.
- Pardo, M., Suarez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100 (B7) <https://doi.org/10.1029/95jb00919>.
- Patané, D., Barberi, G., Cocina, O., De Gori, P., Chiarabba, C., 2006. Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna. *Science* 313 (5788), 821–823. <https://doi.org/10.1126/science.1127724>.
- Roberge, J., Delgado-Granados, H., Wallace, P.J., 2009. Mafic magma recharge supplies high CO₂ and SO₂ gas fluxes from Popocatepetl volcano, Mexico. *Geology* 37 (2), 107–110. <https://doi.org/10.1130/G25242A.1>.
- Robin, C., 1984. Le Volcan Popocatepetl (Mexique): structure, évolution pétrologique et risques. *Bull. Volcanol.* 47, 1–23. <https://doi.org/10.1007/BF01960537>.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico. *J. Petrol.* 46 (6), 1243–1282. <https://doi.org/10.1093/ptology/egi015>.

- Schimmel, M., 1999. Phase Cross-Correlations: Design, Comparisons, and applications. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89 (5), 1366–1378.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.* 31.
- Siebe, C., Macías, J.L., 2004. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra de Chichinautzin volcanic field. *Fieldtrip Books Geol. Soc. Am.* 1, 77.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl. In: *Comité Científico Asesor UNAM-CENAPRED: Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994–1995. Edición Especial Secretaría de Gobernación, México*, pp. 195–220.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzer, J., 1996a. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: past key to the future? *Geology* 24 (5), 399–402. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0399:RVDIPT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0399:RVDIPT>2.3.CO;2).
- Siebe, C., Macías-Vázquez, J.L., Abrams, M., Obenholzer, J., 1996b. La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl. *Ciencias* 41, 36–45.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J.E., Siebe, C., Macías, J.L., 2012. A caldera-forming eruption ~14,100 14Cyr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 213–214, 27–40. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001>.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J.E., Lassiter, J.C., 2014. Intermittent mixing processes occurring before Plinian eruptions of Popocatepetl volcano, Mexico: Insights from textural-compositional variations in plagioclase and Sr-Nd-Pb isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 167 (2), 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0966-x>.
- Spica, Z., Caudron, C., Perton, M., Lecocq, T., Camelbeeck, T., Legrand, D., Piña-Flores, J., Iglesias, A., Syahbana, D.K., 2015. Velocity models and site effects at Kawah Ijen volcano and Ijen caldera (Indonesia) determined from ambient noise cross-correlations and directional energy density spectral ratios. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 302, 173–189. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.016>.
- Spica, Z., Perton, M., Legrand, D., 2017. Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.* 459, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.010>.
- Ventosa, S., Schimmel, M., Stutzmann, E., 2017. Extracting surface waves, hum and normal modes: Time-scale phase-weighted stack and beyond. *Geophys. J. Int.* 211 (1), 30–44. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx284>.
- Ventosa, S., Schimmel, M., Stutzmann, E., 2019. Towards the processing of large data volumes with phase cross-correlation. *Seismol. Res. Lett.* 90 (4), 1663–1669. <https://doi.org/10.1785/0220190022>.
- Vilchis García, V., Calò, M., Lermo Samaniego, J.F., 2019. Imaging of the magmatic system feeding Las Tres Virgenes Geothermal field (Baja California Sur, Mexico) using Enhanced Seismic Tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 388 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106710>.
- Wang, Y., Lin, F.C., Schmandt, B., Farrell, J., 2017. Ambient noise tomography across Mount St. Helens using a dense seismic array. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122 (6), 4492–4508. <https://doi.org/10.1002/2016JB013769>.
- Witter, J.B., Kress, V.C., Newhall, C.G., 2005. Volcán Popocatepetl, Mexico. Petrology, magma mixing, and immediate sources of volatiles for the 1994 - present eruption. *J. Petrol.* 46 (11), 2337–2366. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi058>.