



Boletín de la Sociedad Geológica del Perú

journal homepage: www.sgp.org.pe ISSN 0079-1091

Tomografía de ruido sísmico aplicado al volcán Misti utilizando métodos de inversión no-lineal multiescala

Riky Centeno¹, Iván Cabrera-Pérez², Luca D'Auria², Jean Soubestre², Marco Rivera¹, Roger Machacca¹

¹Instituto Geofísico del Perú (IGP).

²Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN)

RESUMEN

Con el fin de comprender mejor las características de la estructura interna del volcán Misti y los mecanismos físicos asociados a su dinámica interna actual, se emplearon datos de 23 estaciones sísmicas instaladas temporalmente, entre marzo y noviembre de 2011 en el volcán Misti. Luego, tomando como referencia la metodología empleada para la obtención de ondas Rayleigh y modelos de velocidad a partir del ruido sísmico, se obtuvieron: 134 funciones de Green, 104 curvas de dispersión, 9 mapas de velocidad de grupo 2-D para períodos de 0,7s - 2s, y un modelo de velocidad 3-D de velocidad de ondas S de hasta 3 km de profundidad. Los resultados destacan cinco anomalías de V_s : tres cuerpos de alta velocidad (H1, H2 y H3) relacionados con la formación de un complejo solidificado de intrusiones volcánicas, antes (H2) y durante (H1 y H3) la formación del edificio volcánico del Misti. Además, dos cuerpos de baja velocidad (L1 y L2), relacionados con el sistema hidrotermal del volcán Misti.

Palabras clave: Tomografía de ruido sísmico, inversión transdimensional, volcán Misti.

ABSTRACT

To better understand the characteristics of the internal structure of Misti volcano and the physical mechanisms associated with its current internal dynamics, data from 23 seismic stations temporarily installed between March and November 2011

at Misti volcano were used. Then, taking as reference the methodology used to obtain Rayleigh wave and velocity models from seismic noise, 134 Green's functions, 104 dispersion curves, 9 2-D group velocity maps for periods of 0.7s - 2s, and a 3-D velocity model of S-wave velocity up to 3 km depth were obtained. The results highlight five V_s anomalies, three high-velocity bodies related to forming a solidified complex of volcanic intrusions, before (H2) and during (H1 and H3) the formation of the Misti volcanic edifice. In addition, two low-velocity bodies (L1 and L2), related to the hydrothermal system of the Misti volcano.

Keywords: Seismic noise tomography, transdimensional inversion, Misti volcano.

INTRODUCCIÓN

El Misti (16°17' S, 71°24' O, 5822 m s.n.m.) es uno de los volcanes más peligrosos del sur del Perú debido principalmente a su proximidad a la ciudad de Arequipa (~17 km), con 1 200 000 habitantes (INEI, 2018). Su última gran erupción ocurrió hace ~2000 años (pliniana) y tuvo un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 5 (Harpel *et al.*, 2011), en una escala que va de 0 a 8. Sobre El Misti, se han desarrollado diversos estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos. Respecto a este último, se han empleado los métodos geofísicos de potencial espontáneo (SP) y audio-magneto telúrica (AMT); que permitieron delimitar la zona hidrotermal e hidrogeológica del volcán, tratando de inferir su relación con la actividad volcánica

reciente (Ramos, 2000; Finizola *et al.*, 2004). Sin embargo, a la fecha no se cuenta con más estudios que expliquen, en detalle, la configuración de la estructura interna del volcán, considerando el potencial riesgo que este representa para la ciudad de Arequipa. Actualmente, existen otros métodos geofísicos que permiten estudiar la estructura interna de los volcanes, como la tomografía de ruido sísmico o ANT (Ambient Noise Tomography). Es un método relativamente nuevo que consiste en extraer la función de Green entre pares de estaciones, a partir de la correlación cruzada de ruido sísmico ambiental. Esto permite caracterizar las estructuras localizadas debajo de la corteza y manto superior, a partir de la dispersión de ondas superficiales. Luego, aplicando un método de tomografía, se puede reconstruir un modelo de velocidad coherente con la geología de la zona. El propósito de este estudio es realizar una tomografía de ruido sísmico en el volcán Misti, con la finalidad de obtener mapas y modelos de velocidad 2-D y 3-D que den a conocer características de la estructura interna del volcán Misti. Esto optimizará cualquier proceso emprendido por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), ligado al seguimiento de la actividad y la respectiva emisión de alerta temprana de futuras erupciones volcánicas asociadas al Misti, en salvaguarda de la población de la ciudad de Arequipa y alrededores.

DATOS SÍSMICOS

Se han empleado datos de 23 estaciones sísmicas instaladas durante la campaña sísmica realizada en el volcán Misti, entre marzo y diciembre de 2011. Esta red estuvo compuesta por 10 estaciones sísmicas de banda ancha (Güralp, 6TD) y 13 estaciones de periodo corto (Lennartz y Mark Products) (Fig. 1). Los equipos registraron ruido ambiental de forma continua con una tasa de muestreo de 100 Hz a 250 Hz.

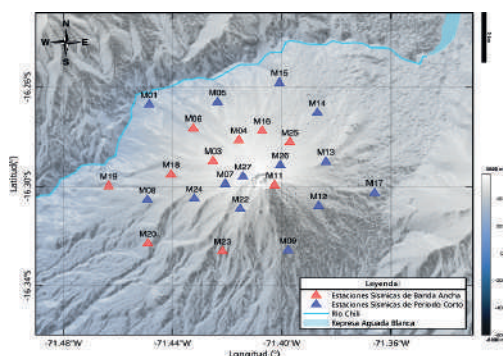


Figura 1. Mapa de ubicación de las estaciones sísmicas del volcán Misti, desplegadas entre marzo y diciembre de 2011.

TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Cálculo de la correlación cruzada

Previo al cálculo de la correlación cruzada (CC), todos los datos fueron re-muestreados a 100 Hz y se corrigieron teniendo en cuenta su respuesta instrumental. Luego, se aplicó un filtro pasa-banda en la gama de frecuencias de 0.5-10.0 Hz y, se eliminaron semiautomáticamente algunas ventanas de señal, que contenían sismos utilizando un catálogo sísmico del IGP. Finalmente, se aplicó un preprocesamiento estándar de ruido ambiental, compuesta por una normalización temporal (one bit normalization) y un blanqueamiento espectral (spectral whitening), para reducir su no estacionariedad (Bensen *et al.*, 2007). El cálculo de las CC para cada par de estaciones, se aplicó a la componente vertical, con ventanas de 5 minutos de duración y sin traslape. En total, se obtuvieron 132 funciones de Green empíricas fiables (Fig. 2.A).

Luego, se determinó manualmente 104 curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh, mediante el análisis tiempo-frecuencia FTAN (Fig. 2.B; Levshin *et al.*, 1992). La curva roja de la figura 2.B es la curva de dispersión media suavizada, cuya tendencia general aumenta con el periodo. La figura 2.C muestra el número de curvas de dispersión medidas en función del periodo. A partir de ahí, limitamos nuestras inversiones tomográficas a los periodos con al menos 20 mediciones, correspondientes al intervalo 0.63-2 s.

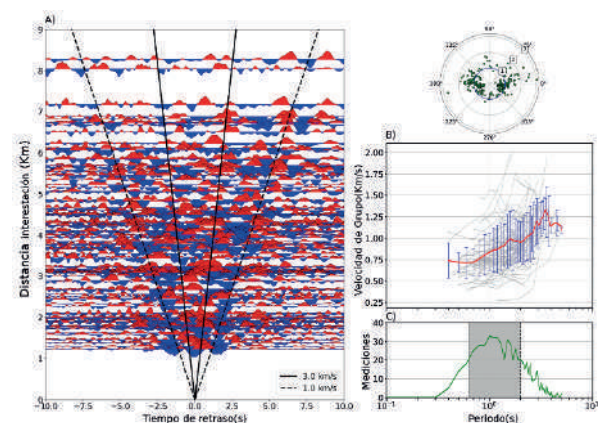


Figura 2.A) Correlaciones cruzadas de todos los pares de estaciones apiladas ~10 meses y ordenadas según la distancia entre estaciones. B) Curvas de dispersión. C) Número de curvas en función del periodo.

Mapas de velocidad de grupo 2-D de ondas Rayleigh

Después, se realizó una cartografía bidimensional

de la velocidad del grupo de ondas Rayleigh utilizando para ello el esquema de inversión multi-escala no lineal, propuesto y descrito por Cabrea-Pérez *et al.* (2021). En cuanto a los patrones espaciales en los mapas de velocidad de grupo 2-D (Fig. 3), en general, se observa una separación notoria entre una anomalía de baja y alta velocidad, situadas en los bordes oeste y este del cráter del volcán Misti, respectivamente. A periodos cortos, los mapas de periodos 0.7s y 0.8s (Fig.3A-B) muestran una zona de alta concentración de bajas velocidades (0.6 km/s), ubicadas justo en los sectores norte, oeste y sureste del cono volcánico. Así mismo, se distingue una zona de alta velocidad (1.2 km/s) que involucra toda la zona localizada debajo del cráter del Misti, así como el lado nor-este del cono volcánico. En cambio, en los mapas de periodos 0.9s y 1s (Fig. 3C-D) se muestran un ligero incremento de velocidad en la anomalía de baja velocidad; mientras que, la anomalía de alta velocidad se atenúa casi un 25% (0.9 km/s). Los mapas con los periodos de 1.2s y 2s (Fig.3E-I), la anomalía de alta velocidad (1.2 km/s) prevalece en todo el flanco oriental del cono volcánico incluyendo la zona del cráter actual del volcán; mientras que, la anomalía de baja velocidad (0.7 km/s) sólo es observado en el flanco occidental del volcán.

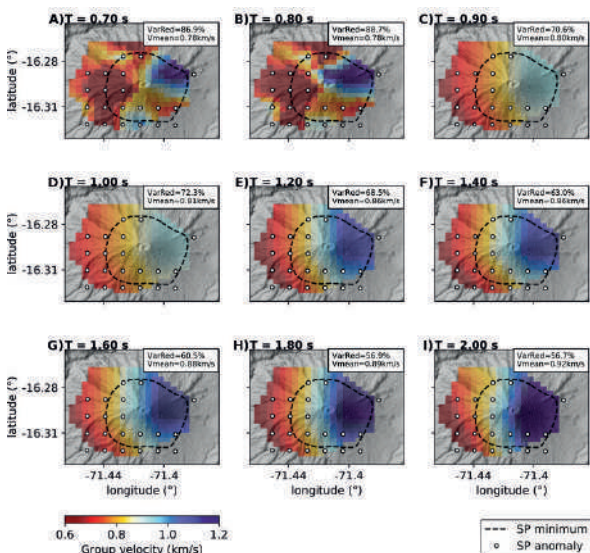


Figura 3. Mapas de velocidad de grupo 2-D de ondas Rayleigh para periodos (T) de A) 0.7, B) 0.8, C) 0.9, D) 1.0, E) 1.2, F) 1.4, G) 1.6, H) 1.8 y I) 2.0 s.

Modelo 3-D de velocidad de las ondas de corte (V_s)

Como último paso, se construyó un modelo de velocidad en profundidad (3-D) de ondas de corte (V_s), a partir de la interpolación lineal de varios

modelos 1-D de velocidad de ondas S, y obtenidos de la inversión de 162 curvas de dispersión (puntos de control); las cuales fueron extraídas de los mapas de velocidad de grupo 2-D, para distintos puntos geográficos distribuidos de manera equidistante.

La figura 4, muestra tres secciones horizontales del modelo (3-D) de velocidad de ondas S para tres niveles de elevación (2000, 3000 y 4000 m s.n.m) y con un rango de velocidades de 0.60 km/s y 2.00 km/s. Asimismo, se destacan tres anomalías de alta velocidad (H1, H2 y H3), cuya velocidad promedio es de ~ 1.65 km/s (Fig. 4.B). La anomalía H1, se ubica en el borde oeste y noroeste del cráter volcánico, y espacialmente coincide con la parte superior de una de las escarpas de desprendimiento en el flanco noroeste del volcán.

La anomalía de alta velocidad H2, en cambio, se localiza en el flanco suroeste del volcán y espacialmente no guarda relación con alguna estructura geológica en superficie. Mientras que, la anomalía H3 se extiende desde el borde sureste del cráter, y su tendencia tiene similitud con la dirección NW-SE de la falla del Chili (Fig. 4B y C). Por otro lado, se puede apreciar dos zonas de baja velocidad (L1 y L2) con una velocidad promedio de 0.95 km/s. La anomalía L1, se ubica preferentemente en el flanco oeste del volcán y, la anomalía L2, se sitúa debajo el cráter y su velocidad mínima se aprecia mejor en la zona del cráter (Fig. 4.C).

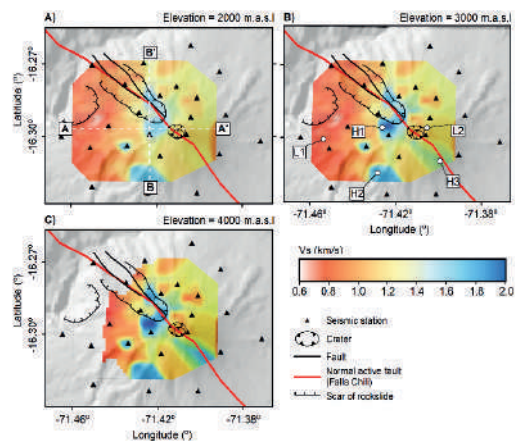


Figure 4. Secciones horizontales del modelo de velocidad 3-D de V_s a diferentes elevaciones: A) 2000, B) 3000 y C) 4000 m s.n.m.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Los cortes de sección horizontal y vertical de las figuras 4 y 5 revelan cinco anomalías de V_s : tres anomalías de alta velocidad (H1, H2 y H3) y dos

de baja velocidad (L1 y L2). A continuación, discutimos la relevancia geológica y vulcanológica de dichas anomalías.

El primer cuerpo de alta velocidad H1 se extiende desde ~5000 m.s.n.m. hasta ~2000 m.s.n.m. (Fig. 5A y B). Esta anomalía podría estar relacionada con la formación de un complejo intrusivo de diques durante la formación del cono volcánico (desde el Misti 1 - Misti 4). Esta hipótesis es coherente con los resultados de Moussallam et al. (2017), quienes infieren un patrón de diques o conductos fracturados por los cuales circularían los fluidos magmáticos desde la cámara magmática hacia la superficie. La segunda anomalía de alta velocidad H2 se extiende desde ~4200 m.s.n.m. hasta ~1000 m.s.n.m. (Fig. 5A y B). Esta anomalía también sugiere estar relacionada con un complejo solidificado de intrusiones volcánicas asociadas a procesos eruptivos previos a la formación del edificio Misti 1 (hace 830 kyr). La tercera anomalía de alta velocidad H3, sólo se manifiesta entre los 3000 y 4000 m s.n.m. y al igual que la anomalía H1, guarda relación con intrusiones volcánicas solidificadas. Casualmente, ambas anomalías siguen una tendencia NW-SE al igual que la Falla del Chili que atraviesa el volcán Misti.

Por otro lado, la baja velocidad L1 se extiende desde la superficie hasta el nivel del mar (Fig. 5), tiene cierta similitud espacial con el sistema hidrotermal del volcán Misti, tal y como se evidencia en el estudio de Finizola et al. (2004). Así mismo, no se descarta que dicha anomalía tenga alguna relación con materiales y capas fracturadas, asociadas con la formación de una caldera al final de la formación del edificio Misti 2 (Thouret et al., 2001). La anomalía L2 se encuentra bajo el cráter del volcán Misti, y podría estar relacionada con las fracturas generadas por todos los episodios eruptivos ocurridos en el volcán Misti.

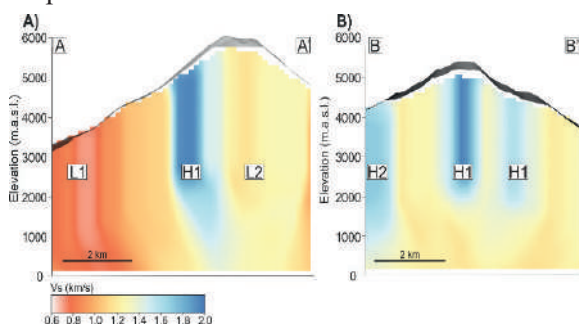


Figura 5. Cortes de sección vertical A) AA'(EW) y B) BB'(NS) a lo largo de las líneas blancas discontinuas en el mapa de inversión en profundidad de la Fig. 4.A.

CONCLUSIONES

Este trabajo proporciona el primer modelo de V_s obtenido en el volcán Misti. Se ha procesado un conjunto de datos procedentes de 23 estaciones sísmicas temporales con sensores de banda ancha y de periodo corto. Hemos aplicado una inversión multiescala no lineal para obtener los mapas de velocidad de grupo 2-D y, un enfoque transdimensional para su inversión en profundidad. El modelo 3-D de V_s obtenido muestra la presencia de cinco anomalías de velocidad importantes. Los cuerpos anómalos de alta velocidad de V_s probablemente están relacionados con la formación de un complejo solidificado de intrusiones volcánicas, antes (H2) y durante (H1 y H3) la formación del edificio volcánico del Misti.

Casualmente, las anomalías H1 y H3 siguen una tendencia NW-SE similar a la Falla del Chili, que atraviesa el volcán Misti y que demostraría su existencia. En cambio, los cuerpos anómalos de baja velocidad (L1 y L2), espacialmente tienen cierta coincidencia con el sistema hidrotermal del volcán Misti, pero no se descarta una relación directa con materiales y capas fracturadas, asociadas con la formación de una caldera al final de la formación del edificio Misti 2.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169, 1239–1260.
- Cabrera-Pérez, I., D'Auria, L., Soubestre, J., Barrancos, J., Padilla, G., Pérez, N. (2020). A Non-Linear Multiscale Inversion Approach for Ambient Noise Tomography. *Geophysical Journal International*, ggaa574, <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa574>.
- Finizola, A., Lénat, J.-F., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J.-C., y Sortino, F. (2004). Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135(4), 343-360, doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.03.009.
- Harpel, C.J.; De Silva, S.L. & Salas, G. (2011). The 2 ka eruption of Misti volcano, southern Peru – the most recent plinian eruption of Arequipa's

iconic volcano. Boulder, CO: Geological Society of America, 72 p. Special Paper, 484.

Levshin, A., Ratnikova, L., & Berger, J. O. N. (1992). Peculiarities of surface-wave propagation across central Eurasia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(6), 2464-2493.

Moussallam, Y., Peters, N., Masias, P., Apaza, F., Barnie, T., Schipper, C., Oppenheimer, C. (2017). Magmatic gas percolation through the old lava dome of El Misti volcano. *Bull. Volcanol.*, 79(46), doi: 10.1007/s00445-017-1129-5.

Ramos, D. (2000). Aplicación del método geofísico del potencial espontáneo para el estudio-estructural del volcán Misti. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín. Facultad de Geología, Geofísica y Minas. Arequipa, Perú.

Thouret, J.-C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., y Frechen, M. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *GSA Bulletin*, 113(12), 1593-1610.