



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



IGP

Instituto
Geofísico
del Perú

EXPLORACIÓN GEOFÍSICA PARA DETERMINAR LA ESTRUCTURA INTERNA DEL ESTRATOVOLCÁN MISTI

Informe Técnico n.º 026-2025/IGP CIENCIAS DE LA TIERRA SÓLIDA



Lima-Perú
Octubre, 2025

CRÉDITOS

Miguel Ángel Espichán Mariñas
Ministro del Ambiente

Hernando Tavera
Jefe institucional del IGP

Juan Carlos Gómez
Director de la Dirección de Ciencias de la Tierra Sólida del IGP

Exploración geofísica para determinar la estructura interna del estratovolcán Misti
Informe técnico

Gonzalo Romero
Yanet Antayhua
Hernando Tavera
José Luis Torres
Yovana Álvarez
Beto Ccallata
Autores

Svetlana Byrdina
Juanjo Ledo
Colaboradores externos

Hernando Tavera
Jorge Concha
Edición de contenido

Jorge Concha
Diseño y diagramación

Este informe ha sido elaborado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP)
Calle Badajoz 169, Mayorazgo, Ate, Lima
Teléfono: +5113172300

Accede libremente al Repositorio Geofísico Nacional (REGEN) para descargar este informe:
<https://repositorio.igp.gob.pe/>



REGEN

Lima, octubre de 2025

Programa Presupuestal 068
REDUCCIÓN DE LA VULNERABILIDAD Y ATENCIÓN DE EMERGENCIAS
POR DESASTRES

ESTUDIOS PARA LA ESTIMACIÓN DEL RIESGO DE DESASTRES

Actividad
Generación de información y monitoreo de peligro volcánico

EXPLORACIÓN GEOFÍSICA PARA DETERMINAR LA ESTRUCTURA INTERNA DEL ESTRATOVOLCÁN MISTI



Lima, Perú
Octubre de 2025

RESUMEN

La aplicación del método geofísico de magnetotelúrica ha permitido caracterizar la estructura interna del estratovolcán Misti. Se ha identificado en superficie el sistema hidrotermal, el cual se extiende lateralmente bajo todo el edificio volcánico, entre 1 km y 2 km sobre el nivel del mar. En la dirección perpendicular al cráter, este sistema es alimentado con fluidos magmáticos (principalmente gases volcánicos), a través de un conducto que se prolonga en profundidad. Asimismo, se identificó un dominio resistivo que abarca casi toda la estructura profunda del volcán, vinculado a rocas intrusivas que conforman el basamento. Otro hallazgo significativo es el cuerpo conductor ubicado ligeramente al este del cráter, a unos 10 km bajo el nivel del mar, interpretado como la cámara magmática de composición andesítica del sistema volcánico del Misti. La escasa actividad sísmica concentrada en la parte superior del edificio volcánico y los valores de resistividad ligeramente altos de la cámara magmática, indican una recarga de magma reducida o limitada. Los resultados obtenidos muestran la primera imagen en profundidad del sistema magmático del Misti y evidencian que se mantiene activo.

CONTENIDO

| | |
|-----------|--|
| 5 | Resumen |
| 8 | Introducción |
| 9 | Contexto geológico |
| 10 | Estudios geofísicos previos |
| 12 | Metodología |
| 12 | El método magnetotelúrico |
| 14 | Estimación del factor de impedancia |
| 15 | Dimensionalidad |
| 17 | Teoría sobre la inversión magnetotelúrica |
| 19 | Datos y procesamiento |
| 19 | Adquisición y procesamiento de datos MT |
| 24 | Resultados |
| 24 | Análisis de pseudosecciones |
| 25 | Análisis de la dimensionalidad |
| 26 | Inversión magnetotelúrica 1D y 3D |
| 30 | Discusión |
| 30 | Modelo 3D representado en cortes horizontales |
| 31 | Modelo 3D representado en secciones verticales |
| 32 | Conclusiones |
| 33 | Referencias |
| 35 | Anexos |



Vista del volcán Misti y la ciudad de Arequipa.

1. Introducción

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica geofísica electromagnética que mide simultáneamente las variaciones del campo eléctrico y magnético en superficie. La metodología permite caracterizar el comportamiento geoelectrico interno de la Tierra, abarcando desde los primeros metros hasta cientos de kilómetros de profundidad (Simpson & Bahr, 2005). Ampliamente utilizado en entornos volcánicos, el método MT resulta especialmente útil debido a que la resistividad es altamente sensible a la presencia de fluidos saturados, temperatura, magma y zonas de alteración (Aizawa et al., 2009; Heise et al., 2008). Los estudios de MT en volcanes sugieren que las zonas de baja resistividad cercanas a la superficie podrían estar relacionadas con la presencia de fluidos hidrotermales o áreas de alteración (Matsushima et al., 2001; Aizawa et al., 2009; Yamaya et al., 2013). En tanto, las zonas de alta resistividad suelen asociarse con intrusiones magmáticas, cuerpos magmáticos remanentes, acumulaciones de gases de alta temperatura y

sectores de saturación de agua meteórica.

El volcán Misti, ubicado en la región sur de Perú, es un estratovolcán que forma parte de los 16 volcanes activos y potencialmente activos situados en la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC; Figura 1). El volcán se localiza muy próximo a la ciudad de Arequipa, la segunda ciudad más importante del país, donde viven cerca de un millón de habitantes. Durante los últimos años, el volcán Misti ha sido objeto de diversos estudios geofísicos y geológicos orientados a comprender su estructura interna y marco tectónico. Sin embargo, a pesar de estos esfuerzos, aún se dispone de información limitada sobre su estructura profunda, especialmente en lo que respecta a la localización y geometría de la cámara magmática (hasta ahora inferida únicamente mediante estudios petrofísicos).

Entre los años 2023 y 2024, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) llevó a cabo la adquisición de 28 sondeos magnetotelúricos (MT) en los alrededores del volcán Misti, con el objetivo de investigar el sistema volcánico y, a partir de ello, desarrollar el primer modelo geoelectrico de su estructura profunda.

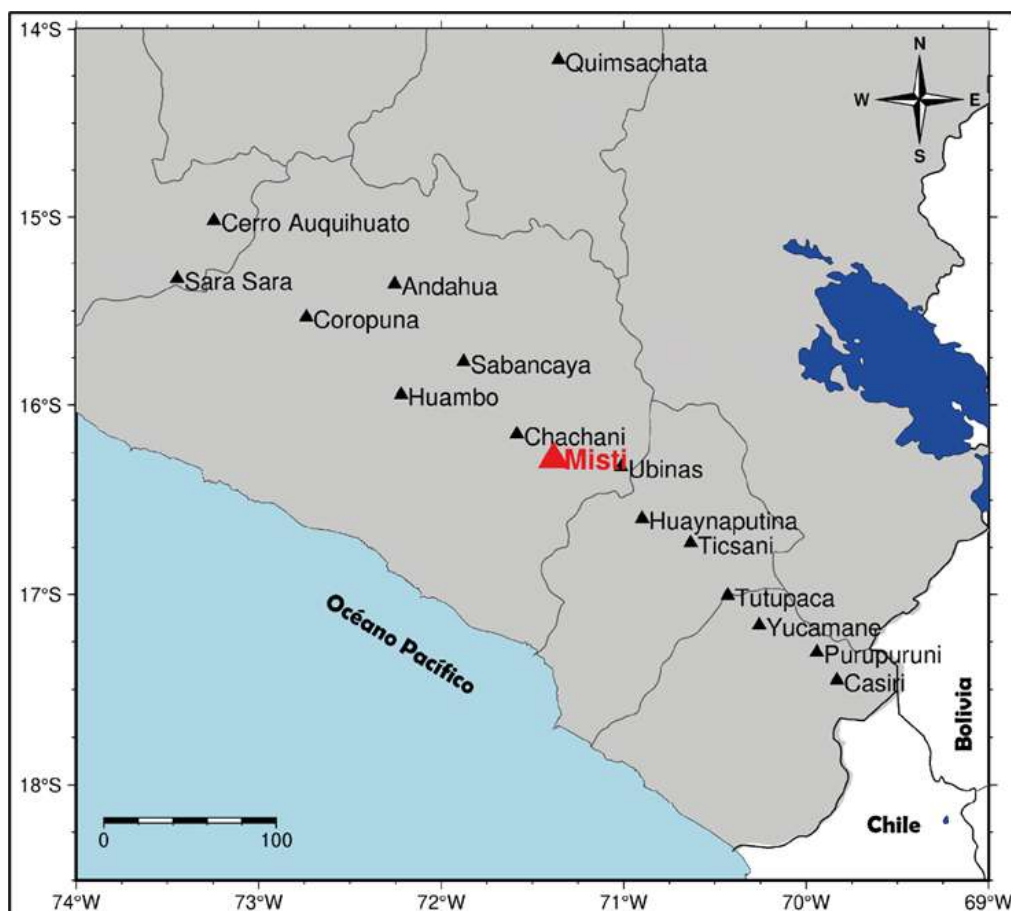


Figura 1. Volcanes activos y potencialmente activos en Perú, con énfasis en la ubicación del volcán Misti.

1.1 Contexto geológico

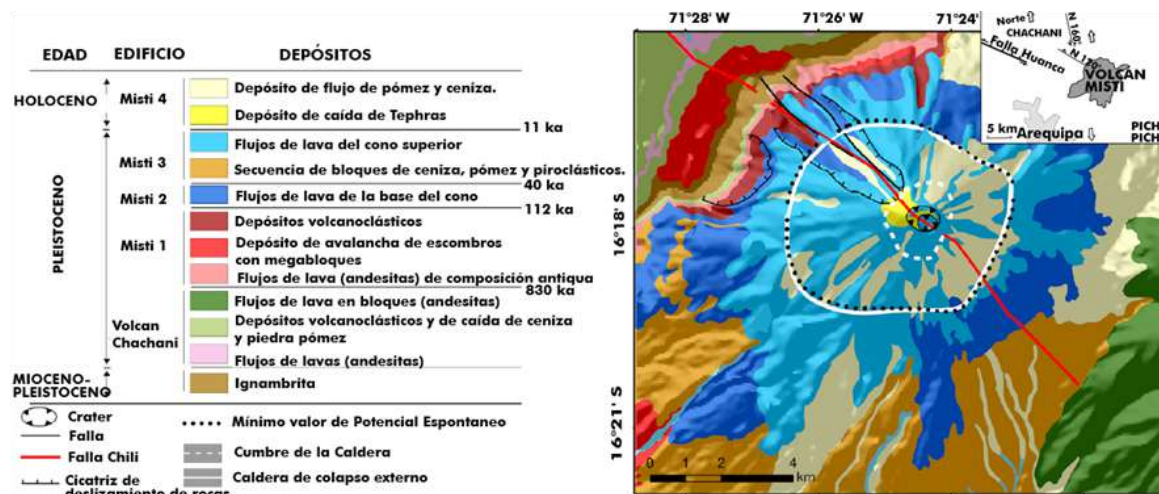


Figura 2. Mapa geológico simplificado del volcán Misti, modificado de Cabrera-Pérez et al. (2022).

El volcán Misti es un estratovolcán asimétrico ubicado en la región Arequipa, al sur de Perú. El volcán es controlado por la geomorfología del altiplano que rodea el volcán y el flanco occidental de la cordillera occidental (Thouret et al., 2001). Su historia geológica se remonta a aproximadamente 833 000 años, cuando comenzó su fase de construcción sobre antiguas secuencias sedimentarias y consolidadas de ignimbritas-riodacíticas, denominadas “Pre-Misti” (Thouret et al., 2001). A lo largo de su evolución, el Misti ha experimentado una variedad de episodios volcánicos, desde flujos de lava durante fases efusivas hasta explosivas erupciones piroclásticas (Harpel et al., 2011). Su estructura actual revela la superposición de varios edificios volcánicos. El Misti 1, formado entre 833 000 y 112 000 años, comprende flujos de lava (andesitas), avalanchas de escombros y depósitos volcanoclásticos. Le siguen el Misti 2, Misti 3 y Misti 4, cada uno con características geológicas distintivas que reflejan diferentes períodos de actividad volcánica.

La forma distintiva del Misti está influenciada por la tectónica regional, especialmente por el sistema de fallas activas de Huanca. Este se caracteriza por una tectónica extensional regional, con fallas de tipo *strike-slip* que han modelado la estructura del volcán a lo largo del tiempo (Thouret et al., 2001). Una posible prolongación de esta falla estaría orientada al sureste, cerca de la cima del volcán, lo que coincide con numerosos puntos de emisión de fumarolas (Thouret et al., 2001). Recientemente, en estudios de neotectónica, esta falla ha sido denominada como falla Chili

(Benavente et al., 2018; Figura 2).

La cima del Misti presenta dos cráteres concéntricos, con fumarolas activas tanto en su interior como en sus flancos. El cráter interno alberga un sello de lava andesítico que muestra una intensa actividad fumarólica en la actualidad (Moussallam et al., 2017).

La Figura 3 muestra el corte geológico del volcán Misti elaborado por Cacya y Mamani (2009), en dirección suroeste-noreste (SO-NE). Este modelo permite, de manera simplificada, identificar los distintos grupos y formaciones geológicas sobre los que se ha construido el edificio volcánico. Asimismo, la imagen sugiere la posible ubicación de la cámara magmática, a una profundidad de entre 9 km y 10 km por debajo de la cima del volcán, ubicación basada en estudios mineralógicos y petrofísicos realizados por Ruprecht y Wörner (2007).

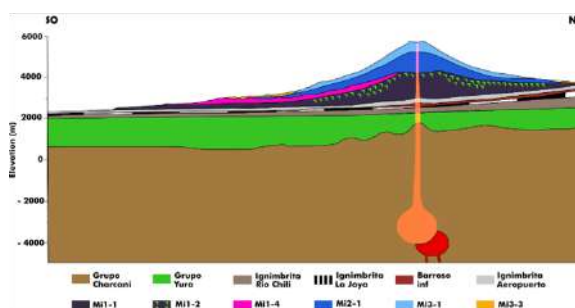


Figura 3. Corte geológico del volcán Misti, modificado de Cacya y Mamani (2009). Las abreviaciones Mi1, Mi2 y Mi3 corresponden a los edificios volcánicos Misti 1, Misti 2 y Misti 3, respectivamente.

1.2 Estudios geofísicos previos

Finizola et al. (2004) estudiaron el volcán Misti mediante registros de potencial espontáneo (SP, por sus siglas en inglés). Los resultados del estudio se muestran en la Figura 4. Como es común en los flancos de volcanes activos, los perfiles en el Misti muestran un mínimo SP a media ladera del volcán, lo cual representa la transición entre el sistema hidrogeológico y el sistema hidrotermal. La amplitud de este mínimo varía significativamente en los 10 perfiles radiales, desde aproximadamente 3800 mV en el perfil 2 hasta unos 700 mV en los perfiles 8 y 9. Este patrón de variación en la amplitud del mínimo sugiere heterogeneidad en la distribución de los fluidos subterráneos y procesos internos asociados al volcán.

Además de los ensayos de potencial espontáneo, Finizola et al. (2004) realizaron el estudio audio-magnetotelérfico (AMT). La Figura 5 muestra la comparación del modelo de resistividad AMT con las

variaciones de los valores de potencial espontáneo obtenidos por los autores. En el modelo AMT, se observan patrones bien definidos de resistividad dentro del edificio volcánico. Las secuencias poco profundas muestran altas resistividades, características de formaciones volcánicas no saturadas, mientras que las estructuras más profundas muestran mayor conductividad, atribuida a la saturación de agua o alteración hidrotermal. Un aspecto notable en el modelo es la relación entre el marcado gradiente de anomalías SP y las secuencias de anomalías resistivas. Esta correlación se interpreta como variaciones laterales en la resistividad eléctrica que distorsionan el campo SP. En el estudio de Finizola et al. (2004), no se incluyeron sondeos AMT en la zona de la cumbre, donde la presencia de capas conductoras poco profundas podría confirmar la existencia de formaciones alteradas en la zona hidrotermal; sin embargo, en las zonas donde las anomalías SP se invierten y se vuelven positivas, la sección de resistividad AMT sugiere una disminución significativa y un cambio brusco en el espesor de las estructuras resistivas.

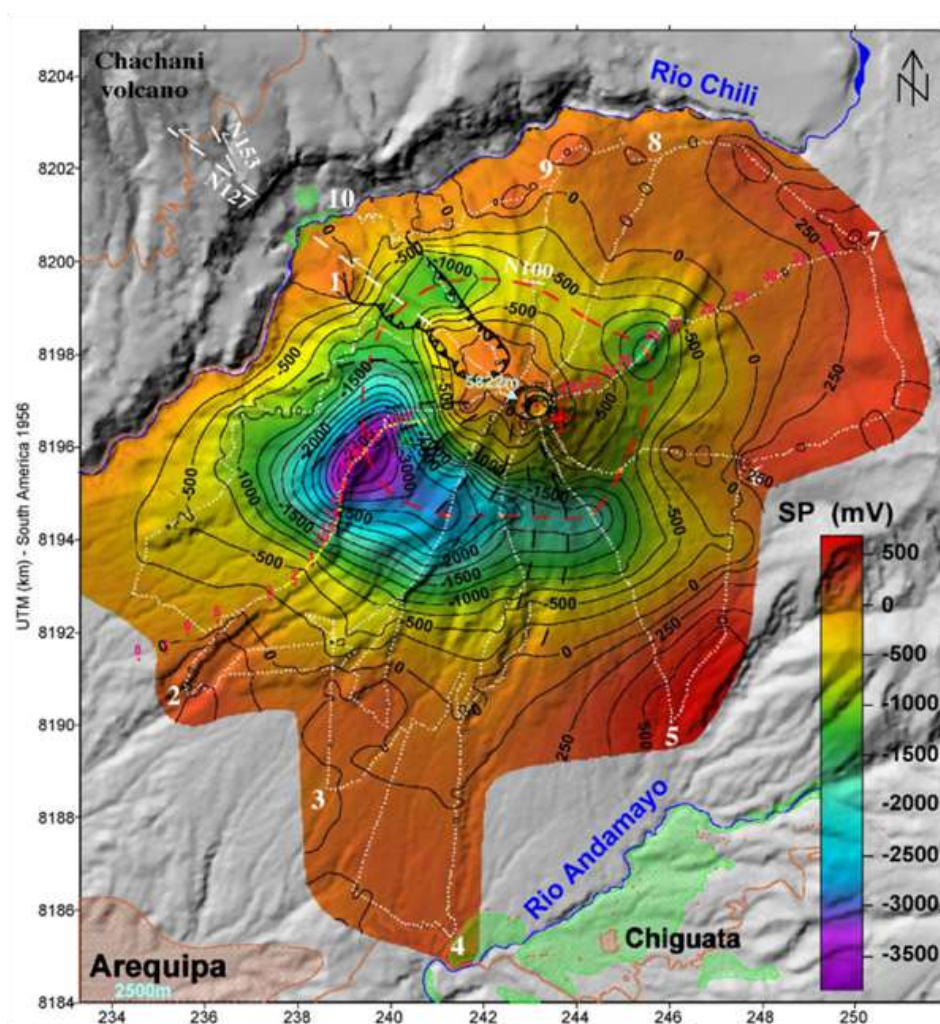


Figura 4. Mapa de las variaciones espaciales de potencial espontáneo (Finizola et al., 2004).

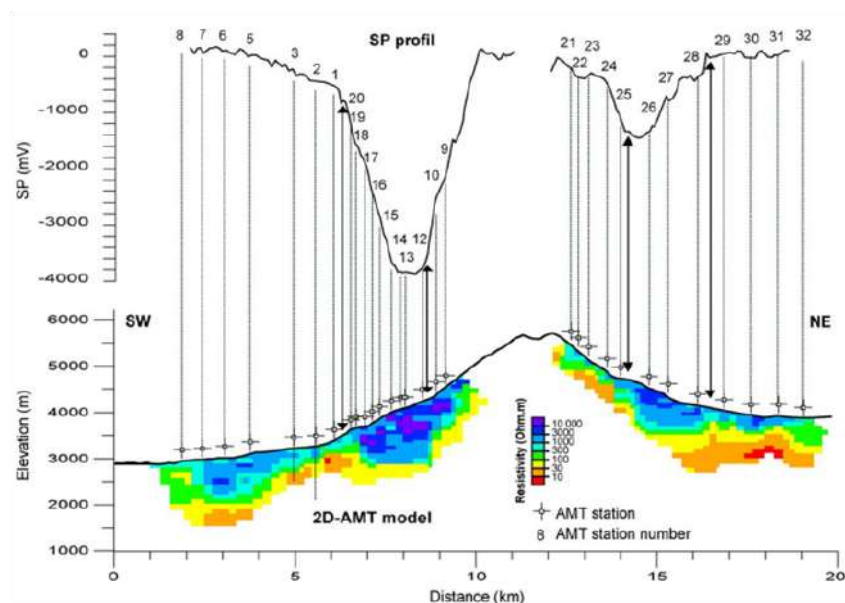


Figura 5. Imagen comparativa entre el modelo de resistividad AMT (inferior) y SP (superior), a lo largo de un perfil transecto SO-NE del volcán (Finizola et al., 2004).

Cabrera-Pérez et al. (2022) llevaron a cabo el estudio de ruido sísmico ambiental para implementar un modelo de velocidades de ondas S. Para este fin, los autores utilizaron datos de 23 estaciones sísmicas de banda ancha y de corto periodo que se instalaron temporalmente en el volcán Misti, entre marzo y diciembre de 2011. Los modelos resultantes se presentan en la Figura 6. El estudio reveló cinco anomalías de velocidad sísmica relevantes, así

como tres anomalías de alta velocidad, ubicadas en los flancos oeste-noroeste, suroeste y sureste del cráter, que podrían estar relacionadas con cuerpos intrusivos, posiblemente asociados a la formación del volcán Misti. Además, dos anomalías de baja velocidad en el flanco oeste y la parte central del volcán, relacionados con materiales fracturados y debilitados, asociados al colapso externo de la caldera y a episodios eruptivos recientes.

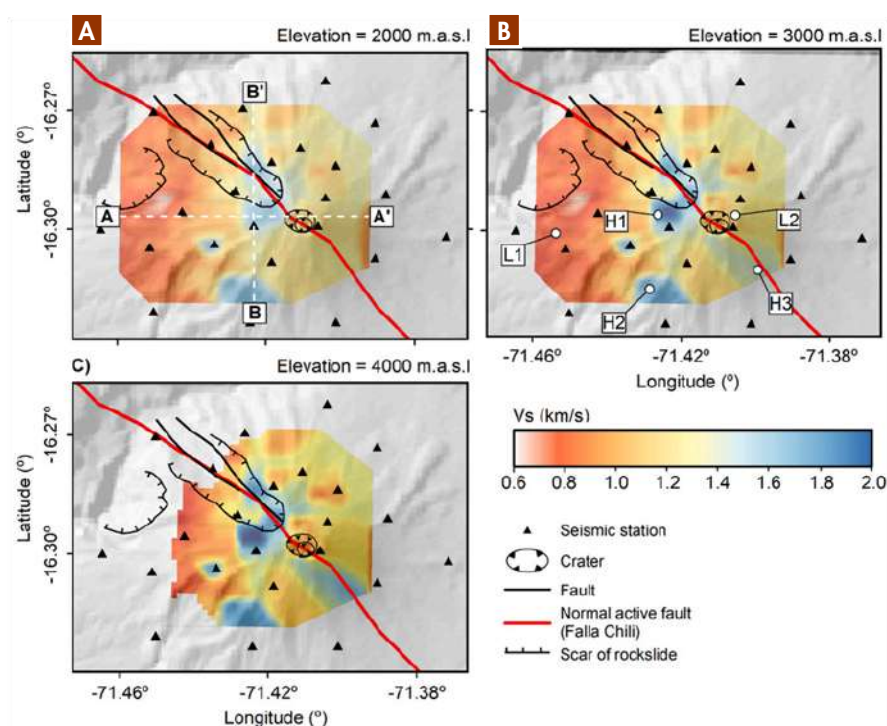


Figura 6. Secciones horizontales del modelo de velocidad de ondas S (V_s) a diferentes elevaciones (Cabrera-Pérez et al., 2022).

2. Metodología

2.1 El método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) registra las variaciones naturales y temporales del campo eléctrico y magnético de la Tierra en superficie para proporcionar información sobre la conductividad eléctrica de la corteza y el manto superior de la Tierra. Estas variaciones se generan debido a movimientos de cargas eléctricas en la ionósfera y por tormentas atmosféricas, en un rango de frecuencia 10^{-4} – 10^4 . Para frecuencias <1 Hz, desde la ionósfera, las fluctuaciones se propagan sin atenuación y cuando inciden en la superficie de la Tierra, al ser esta un conductor, se atenúan. En el caso de las frecuencias >1 Hz, las ondas electromagnéticas son generadas por tormentas atmosféricas que se propagan como una onda guiada. El campo electromagnético externo (primario) interacciona con la Tierra conductora induciendo un campo secundario, lo cual se mide en superficie.

La resistividad es muy sensible a pequeños cambios en la composición de un determinado volumen de roca, por lo que está fuertemente condicionada por aquellos procesos que actúen sobre esta. De este modo, la resistividad eléctrica de las rocas de la corteza dependerá, además de su naturaleza y composición, de factores como la porosidad, la permeabilidad, las características del fluido de saturación, la presión y la temperatura. La resistividad de las rocas puede variar dentro de un amplio margen en función de su contenido en agua, la salinidad, el modo de distribución de los poros y la temperatura. La Figura 7 presenta los márgenes de variación más comunes en algunas rocas y minerales.

En su forma básica, es decir, escalar, un sondeo magnetotelúrico requiere del registro simultáneo del campo magnético en una dirección y el campo eléctrico en la dirección perpendicular. En tanto, en un concepto tensorial (p. ej. Cantwell, 1960), el método MT requiere el registro simultáneo de dos componentes de campo magnético horizontal (H_x , H_y) y dos componentes horizontales del campo eléctrico (E_x , E_y), normalmente perpendiculares entre sí. El concepto de tensor es superior al

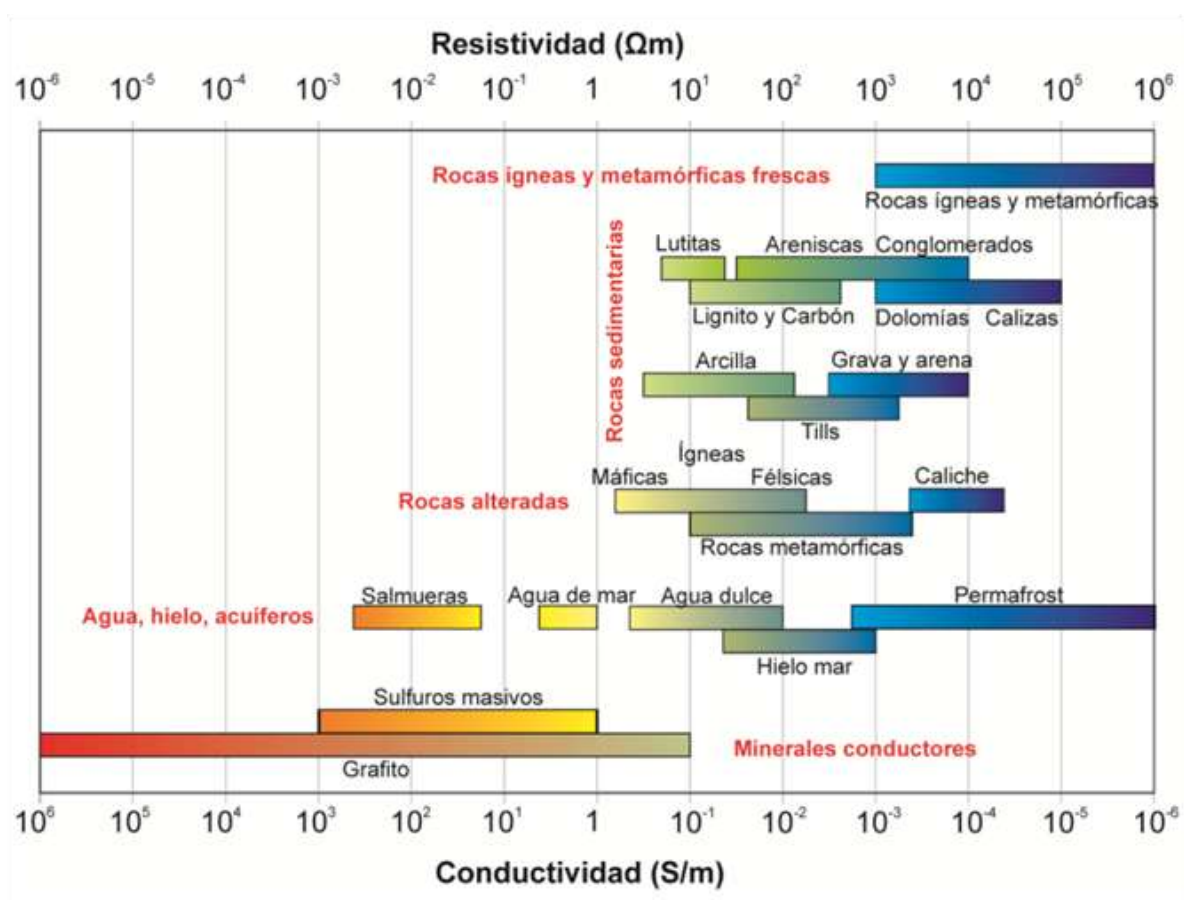


Figura 7. Rango de conductividad eléctrica de los materiales más frecuentes en la Tierra, modificado de Miensoyust (2010).

valor escalar porque proporciona información direccional de la distribución de la conductividad del subsuelo. Esto permite una descripción mucho más precisa de los ambientes complejos. En el dominio de la frecuencia existe una relación lineal entre las componentes horizontales del campo electromagnético, mediante el tensor de impedancia, Z , el cual contiene la información del comportamiento eléctrico interno de la Tierra.

Matemáticamente, en el dominio espectral, el tensor de impedancia puede ser expresado de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

Donde Z es un número complejo compuesto por un número real e imaginario; y donde E_i es la i componente del campo eléctrico y H_i es la componente i del campo magnético, considerando $i = x, y$. Usualmente, a partir del tensor de impedancia, se trabaja con valores deducidos de resistividad aparente (ρ_a) y fase (φ), los cuales permiten una fácil interpretación de los datos. Matemáticamente, estos dos valores son expresados de la siguiente forma:

$$\rho_{i,j} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}|^2 \quad (2)$$

$$\varphi_{ij} = \arctan \frac{\text{Im} Z_{ij}}{\text{Re} Z_{ij}} \quad (3)$$

Donde μ_0 es la permeabilidad magnética y ω es la frecuencia angular.

Adicionalmente, el vector de inducción, también conocido como *tipper*, es una herramienta clave en los estudios magnetotelúricos para analizar la distorsión lateral en los campos electromagnéticos inducidos en el subsuelo. Este vector, representado por un par de componentes complejas, proporciona información sobre la dirección y la magnitud de la desviación del campo magnético en respuesta a estructuras conductoras en el subsuelo. El *tipper* es especialmente útil en regiones con variaciones laterales significativas, como zonas de fallas o interfaces entre cuerpos con diferentes propiedades eléctricas, donde el análisis del tensor de impedancia por sí solo puede no ser suficiente. Al examinar la longitud y orientación del *tipper*, se puede inferir la presencia y ubicación de estas anomalías conductoras,

mejorando la resolución espacial de los modelos de resistividad y aportando una comprensión más detallada de las estructuras geológicas subyacentes (Jones, 1983).

Matemáticamente, el *tipper* se expresa mediante un vector complejo que relaciona las componentes horizontales del campo magnético (H_x, H_y) con la componente vertical del campo magnético (H_z). Este vector se puede definir en función del tensor de inducción de la siguiente manera:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y$$

Donde, T_x y T_y son las componentes del *tipper* en las direcciones x e y , respectivamente.

La adquisición de datos magnetotelúricos consiste en medir las variaciones horizontales de los campos eléctricos y magnéticos, mediante electrodos y sensores magnéticos, respectivamente. La Figura 8 muestra gráficamente la disposición clásica de los equipos e instrumentos requeridos para la adquisición de datos MT. Los electrodos se disponen en forma de cruz, orientados en las direcciones norte-sur y este-oeste. Los electrodos son distanciados en un rango variable dependiendo del propósito del estudio. Usualmente, se utilizan distancias de entre 20 a 50 metros entre dipolos para estudios locales, mientras que para estudios regionales (tectónicos) son empleadas distancias de entre 100 y, en algunos casos, hasta 200 metros.

En la instalación, los electrodos son enterrados a aproximadamente 30 cm de la superficie, con bastante agua para reducir la resistencia. En tanto, los sensores magnéticos también son orientados en las direcciones norte-sur y este-oeste, y enterrados bajo tierra para que no sean afectados por ningún tipo de movimiento externo. En ciertos estudios MT, un tercer sensor magnético es utilizado para medir la componente vertical del campo magnético (H_z). La información brindada por este tercer sensor contribuye sobre todo en la etapa interpretativa o, propiamente, en la elaboración de los modelos resistivos. Todos los sensores eléctricos y magnéticos son conectados hacia la unidad registradora magnetotelúrica. El registrador MT es alimentado de manera continua por baterías o paneles solares. Además, un GPS es conectado para registrar las variaciones en el tiempo.

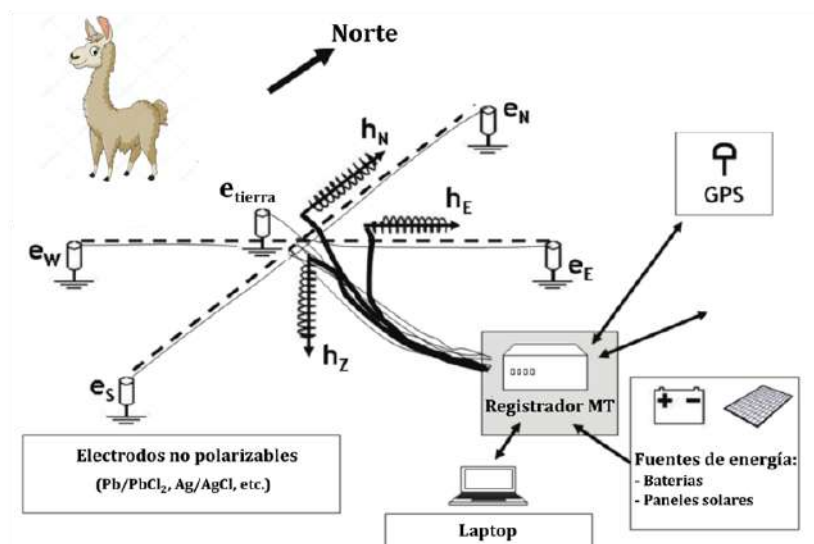


Figura 8. Ilustración gráfica de la adquisición clásica de datos magnetotelúricos. Las letras e y h corresponden a los sensores eléctricos y magnéticos, respectivamente.

2.2 Estimación del tensor de impedancia

La estimación de la función de transferencia (tensor de impedancia, Z) se realiza a partir del registro de las variaciones temporales de los campos eléctricos y magnéticos en superficie. Sin embargo, ¿cuál es el significado exacto del término "función de transferencia"? Para explicar este comportamiento, se considera que la Tierra es representada como un sistema lineal, es decir, que responde a procesos de entrada y salida predecibles, los cuales pueden estar asociados a campos magnéticos y eléctricos que varían en el tiempo. La función de transferencia es la relación de estos procesos, y dado que el sistema es lineal, esta no depende de la amplitud del proceso de entrada.

La estimación de las funciones de transferencia puede verse dificultada por el ruido en los procesos de entrada y salida, como en el caso de, los campos eléctricos y magnéticos que no son inducidos naturalmente, sino que están asociados a ondas electromagnéticas provenientes del medio cultural. Si el nivel de ruido es bajo o presenta una distribución gaussiana, una estimación por mínimos cuadrados resulta suficiente. De lo contrario, la aparición de valores atípicos exige aplicar un esquema de procesamiento "robusto".

A partir de una de las funciones de transferencia (tensor de impedancia, Z), se obtiene la información sobre el comportamiento geoelectrónico del interior de la Tierra. En la Figura 9 se presenta el diagrama de flujo que explica de manera general y simplificada las etapas del procesamiento de datos MT. En resumen, implica

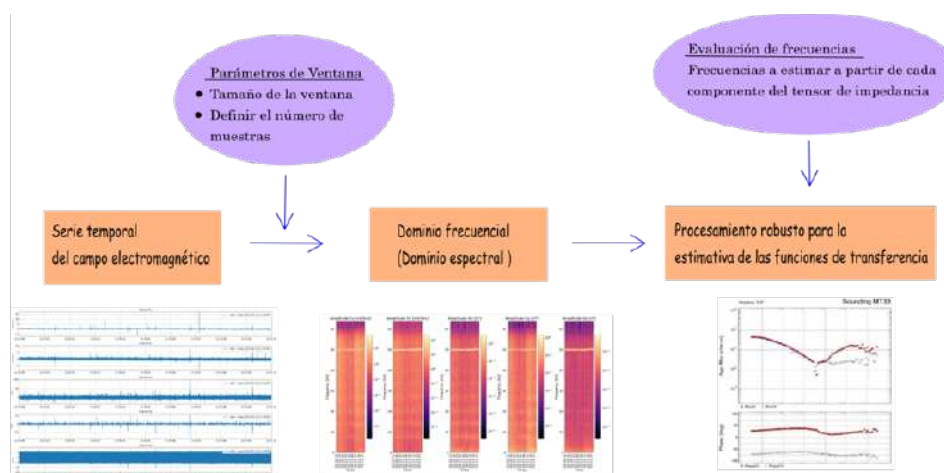


Figura 9. Diagrama de flujo que resume las etapas y parámetros a considerar en el procesamiento de datos MT.

la obtención de curvas de resistividad aparente y fase a partir de las variaciones temporales del campo electromagnético adquiridas en campo.

2.3 Dimensionalidad

La relación tensorial entre los campos electromagnéticos registrados permite caracterizar las estructuras resistivas y conductivas del subsuelo y también su dimensionalidad, es decir, si su comportamiento geoelectrico se aproxima más a un modelo de Tierra 1D, 2D o 3D. Esto permite conocer y explorar de mejor manera el área de estudio, con la finalidad de emplear un proceso de inversión que se ajuste mejor a los datos.

• Modelo de Tierra 1D

Para una Tierra estratificada unidimensional e isotrópica (es decir, la conductividad cambia solo con la profundidad), las componentes diagonales (Z_{xx} - Z_{yy}) del tensor de impedancia, que están relacionadas con los campos eléctricos y magnéticos horizontales, son cero. Dado que no hay variaciones laterales en la conductividad, las componentes fuera de la diagonal (Z_{xy} - Z_{yx}) son iguales, pero de signo opuesto para preservar la regla de la mano derecha. Así, el tensor de impedancia para una Tierra 1D puede presentarse de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

• Modelo de Tierra 2D

En el caso bidimensional (2D), la conductividad no solo varía con la profundidad, sino también en la extensión lateral, mas no en la dirección del *strike*. Para el caso ideal 2D, los campos eléctricos y magnéticos son mutuamente ortogonales, con campos eléctricos (E_x) paralelos a la dirección del *strike* induciendo campos magnéticos perpendiculares al *strike* (H_y , H_z), y campos magnéticos (H_x) paralelos a la dirección del *strike* inducen campos eléctricos en el plano vertical perpendicular al *strike* (E_y , E_z). Bajo estas circunstancias, las ecuaciones de Maxwell pueden desacoplarse en dos modos. El primero, que describe corrientes eléctricas que fluyen paralelas

a la dirección del *strike* (dirección x en la Figura 10), se llama Modo Eléctrico Transversal (TE) o Polarización E. El segundo, que describe corrientes que fluyen perpendicularmente a la dirección del *strike*, se denomina Modo Magnético Transversal (TM) o Polarización B.

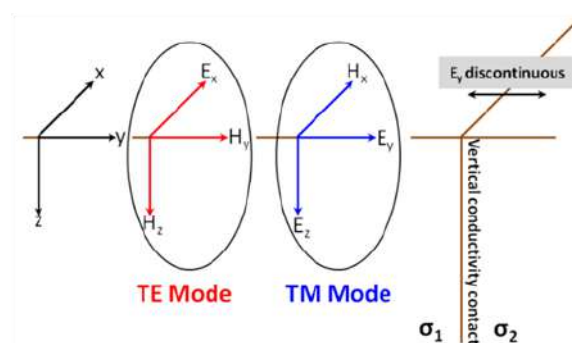


Figura 10. Descripción gráfica de un modelo simple 2D, donde se observa el desacoplamiento de las ondas electromagnéticas en los modos TE y TM.

En el caso ideal 2D, con un sistema de coordenadas alineado con el *strike*, el tensor de impedancia se puede describir mediante la siguiente ecuación:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

Dado que los componentes eléctricos están relacionados solo con componentes magnéticos ortogonales (y viceversa), los elementos diagonales son cero. Los elementos fuera de la diagonal (Z_{xy} - Z_{yx}) representan esencialmente los modos TE y TM, respectivamente. Normalmente, son de signo opuesto y tienen magnitudes diferentes. Tener signos opuestos resulta en la fase de xy en el primer cuadrante y la fase de yx en el tercer cuadrante (si se utiliza una dependencia temporal positiva $e^{i\omega t}$).

• Modelo de Tierra 3D

Si la distribución de conductividad cambia en todas las direcciones, el problema se vuelve tridimensional (3D). En este caso, no hay ningún ángulo que pueda reducir los elementos diagonales del tensor de impedancia a cero. Además, la desvinculación en dos modos separados ya no es válida. La Tierra en 3D requiere la determinación de los cuatro elementos del tensor de impedancia completo.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

La Figura 11 muestra el tensor de impedancia en función de la dimensionalidad de las estructuras geoelectricas de la subsuperficie.

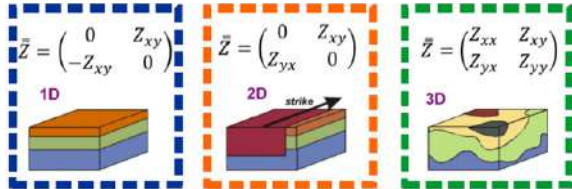


Figura 11. Representación gráfica sobre la dimensionalidad del medio y el tensor de impedancia asociado. Imagen extraída de Campányà (2014).

Existen diferentes herramientas que permiten analizar y explorar la dimensionalidad subyacente del área de estudio. A continuación, se describen los métodos más utilizados: tensor de fase y WALDIM.

2.3.1 El tensor de fase

Los conductores localizados cerca de la superficie pueden distorsionar la respuesta de MT producida por la estructura de resistividad de mayor escala de interés, y esta distorsión suele estar confinada al campo eléctrico horizontal, mientras que el campo magnético horizontal queda prácticamente sin distorsionar (Caldwell et al., 2004). Además, estas distorsiones son independientes de la frecuencia por debajo de un valor máximo, que suele ser relativamente alto, y estas distorsiones del campo eléctrico independientes de la frecuencia se denominan distorsiones galvánicas (Caldwell et al., 2004).

La heterogeneidad cerca de la superficie puede distorsionar drásticamente la amplitud del campo eléctrico, pero la fase prácticamente no se ve afectada por la distorsión galvánica, y el tensor de fase regional se puede recuperar a partir del tensor de impedancia observado. Matemáticamente, el tensor de fase se puede definir como $\phi = X^{-1}Y$, donde X es la parte real e Y la parte imaginaria del tensor de impedancia. La razón del éxito de esta metodología es debido a que no se ve afectada por la distorsión galvánica y no hace ninguna suposición sobre la dimensionalidad de la conductividad en el subsuelo (Caldwell et al., 2004). Esta afirmación puede demostrarse así:

el tensor de impedancia puede denotarse como $Z_{obs} = CZ_R$, donde C es el tensor de distorsión y Z_R es el tensor regional de no distorsión, que puede expresarse como $Z_R = X_R iY_R$; entonces:

$$\begin{aligned} \phi &= X^{-1}Y \\ &= (CX_R)^{-1}(CY_R) \\ &= X_R^{-1} C^{-1} CY_R \\ &= X_R^{-1} Y_R \\ &= \phi \end{aligned}$$

Así, los tensores de fase observados y regionales son idénticos e independientes del tensor de distorsión, lo que concuerda con el comportamiento esperado para la fase (Caldwell et al., 2004). Escrito en términos de las componentes real e imaginaria de Z en un sistema de coordenadas cartesianas de coordenadas (x, y) , el tensor de fase ϕ puede escribirse como la siguiente matriz:

$$\phi = \begin{pmatrix} \phi_{xx} & \phi_{xy} \\ \phi_{yx} & \phi_{yy} \end{pmatrix}$$

Además, Caldwell et al. (2004) brinda expresiones analíticas para derivar parámetros adicionales que ayudan en la determinación de la dimensionalidad:

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{\phi_{xy} - \phi_{yx}}{\phi_{xx} + \phi_{yy}}$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{\phi_{xy} + \phi_{yx}}{\phi_{xx} - \phi_{yy}}$$

La representación gráfica del tensor de fase se representa mediante un elipsoide, como se muestra en la Figura 12.

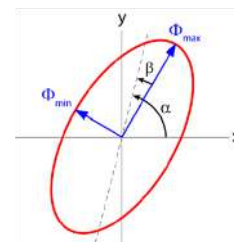


Figura 12. Representación gráfica del tensor de Fase. ϕ_{max} y ϕ_{min} corresponden al eje mayor y menor del elipsoide, respectivamente. β es el Skew y α expresa la dependencia del tensor respecto al sistema de coordenadas.

Cuando la estructura de resistividad subsuperficial es unidimensional (1-D), el diagrama del tensor de fase es un círculo y β es cero. Cuando la estructura de resistividad subsuperficial es bidimensional (2D), el diagrama del tensor de fase es una elipse con φ_{max} en la dirección del *strike* y β es cero. Cuando la subsuperficie es tridimensional (3D), el diagrama del tensor de fase es una elipse con φ_{max} en la dirección del *strike* dominante, si la hay, y β suele ser diferente de cero. Los diagramas del tensor de fase a menudo se representan como elipses rellenas con sus valores de β . Esto proporciona otra herramienta gráfica para determinar la dimensionalidad de los datos de MT y la dirección del *strike* cuando es válida una aproximación 2D.

2.3.2 Invariantes de rotación

En el método magnetoteléxico (MT), un invariante de rotación del tensor de impedancia es una propiedad física que permanece constante bajo ciertas rotaciones del sistema de coordenadas. Cuando se realiza un análisis de datos MT, es común transformar el tensor de impedancia a diferentes sistemas de coordenadas para simplificar su interpretación. Sin embargo, ciertas propiedades físicas, como los invariantes de rotación, permanecen constantes independientemente de la orientación del sistema de coordenadas utilizado. Estos invariantes de rotación son útiles porque permiten identificar características importantes del subsuelo que no dependen de la orientación de los electrodos o de la dirección de la corriente eléctrica aplicada durante la adquisición de datos. Esto puede facilitar la interpretación de los resultados del MT y ayudar a distinguir entre diferentes estructuras geológicas subsuperficiales.

Szarka y Menvielle (1997) analizan las propiedades rotacionales del tensor de impedancia y examinan las relaciones algebraicas entre las

numerosas invariantes que han sido previamente introducidas (p. ej., Lilley, 1993; Fischer & Masero, 1994). Los autores demostraron que existen siete invariantes independientes "I" en términos de los cuales se pueden expresar todas las demás invariantes. Años más tarde, Weaver et al. (2000) introdujeron una nueva invariante dependiente denominada "Q". A partir de este conjunto de ocho invariantes, clásicamente denominadas WAL, Martí et al. (2013) presentó un código Fortran, llamado WALDIM, para caracterizar la dimensionalidad de un conjunto de datos MT.

La Tabla 1 muestra el criterio de dimensionalidad de acuerdo con los invariantes del tensor magnetoteléxico. Estos invariantes ofrecen características similares al código de tensor de fase, brindando un análisis exhaustivo de dimensionalidad y parámetros para corregir la distorsión galvánica en datos de MT.

2.4 Teoría sobre la inversión magnetoteléxica

Una vez que los datos MT han sido procesados y analizados, la siguiente etapa es evaluar un método de modelado e inversión adecuado para el conjunto de datos. Dependiendo de la dimensionalidad del área subyacente, se pueden generar modelos 1D, 2D o 3D que mejor se adecuen a los datos. El procedimiento que utiliza una teoría física para predecir los resultados de observaciones se llama modelado directo. La situación recíproca, que utiliza los resultados de mediciones para inferir los valores de los parámetros que representan un sistema, se llama inversión (Tarantola, 2006). El operador directo del proceso de inversión puede describirse mediante la siguiente ecuación:

Tabla 1. Determinación del comportamiento geoelectrico a partir de los invariantes de rotación de WAL (Martí et al., 2013).

| Case | I_3 to I_7 and Q values | Geoelectric dimensionality |
|------|--|--|
| 1 | $I_3 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$ | 1D $\rho_{1D} = \mu_0((I_1^2 + I_2^2)/\omega)$, $\varphi_{1D} = \arctan(I_2/I_1)$ |
| 2 | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\xi_4 \neq 0$ and $\eta_4 \neq 0$) | 2D |
| 3a | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $I_7 = 0$ | 3D/2D twist 2D affected by galvanic distortion (only twist) |
| 3b | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $Q = 0$ | 3D/1D 2D Galvanic distortion over a 1D or 2D structure (non-recoverable strike direction) |
| 3c | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ or $Q = 0$ ($\xi_4 = 0$ and $\eta_4 = 0$) | 3D/1D 2D diag Galvanic distortion over a 1D or 2D structure resulting in a diagonal MT tensor |
| 4 | $I_3 \neq 0$ or $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 \neq 0$; $I_7 = 0$ | 3D/2D General case of galvanic distortion over a 2D structure |
| 5 | $I_7 \neq 0$ | 3D (affected or not by galvanic distortion) |

$$d = f(m)$$

lo que conduce al operador inverso general dado por:

$$m = f^{-1}(d) + \delta$$

Donde los datos observados: $d = d_1, d_2, d_3, \dots, d_M$ son reproducidos dentro de sus errores por un operador de modelado directo, f , que es una función de los parámetros del modelo, $m = m_1, m_2, m_3, \dots, m_M$. Dependiendo de la dimensionalidad de los datos, 1D, 2D o 3D, el modelo de conductividad se puede discretizar en celdas que forman la malla del modelo. Para definir la malla del modelo, existen diferentes aproximaciones, como métodos de elementos finitos, diferencias finitas y ecuaciones integrales. Las ecuaciones de Maxwell, así como las condiciones de contorno apropiadas, se resuelven entonces para cada celda de la malla. La formulación exacta del sistema de ecuaciones dependerá de la aproximación utilizada. Una vez que conocemos los campos eléctricos y magnéticos, podemos estimar fácilmente los valores de impedancia (o resistividad y fase o tensor) en una ubicación de observación. Los datos sintéticos derivados del modelado directo se comparan con los datos observados reales, y su diferencia generalmente se presenta mediante un ajuste de raíz media cuadrada (rms). Durante el proceso de inversión, se intenta encontrar los “mejores” valores de los parámetros del modelo que se ajusten a los datos observados.

2.4.1 Inversión de Occam 1D

La inversión de Occam fue introducida por Constable et al. (1987) para llevar a cabo procesos de inversión MT unidimensional. Posteriormente, fue ampliada para procesos de inversión 2D por De Groot-Hedlin y Constable et al. (1990). El concepto es aceptar el modelo más simple de todos los modelos capaces de ajustar a los datos. La inversión de Occam lo consigue al buscar una estructura mínima que ajuste los datos dentro de una tolerancia aceptable. Los modelos suaves solo tienen características que se alejan del caso más simple en la medida en que sea necesario para ajustarse a los datos. Por lo tanto, solo aparecerán las estructuras absolutamente requeridas por los datos, y el modelo no puede ser sobreinterpretado.

2.4.2 Inversión 3D

La estructura interna de la Tierra es tridimensional, caracterizada por una notable complejidad y heterogeneidad, lo cual se acentúa aún más en el caso de sistemas volcánicos. Por esta razón, es fundamental implementar procesos de inversión 3D que permitan representar y capturar con mayor fidelidad las características estructurales del subsuelo, especialmente en contextos donde las geometrías y propiedades físicas varían de manera significativa, tanto en dirección vertical como lateral. FEMTIC (Usui, 2015) es un código de inversión tridimensional desarrollado para resolver problemas de inversión de datos electromagnéticos, con un enfoque particular en datos magnetotelúricos. Este código permite generar modelos detallados de la resistividad eléctrica del subsuelo mediante algoritmos que optimizan el ajuste entre las observaciones y las respuestas modeladas. Su diseño modular y flexible facilita la personalización de parámetros y configuraciones, lo que lo hace adecuado para una variedad de aplicaciones, desde la exploración de recursos naturales hasta estudios tectónicos y volcánicos. FEMTIC es valorado por su capacidad para manejar grandes volúmenes de datos y modelar estructuras geológicas complejas con alta precisión.

3. Datos y procesamiento

3.1 Adquisición y procesamiento de datos MT

La recolección de datos tuvo lugar en el transcurso del año 2023 y mayo de 2024. Se dividió en tres campañas de campo: la primera, en abril de 2023; la segunda, entre noviembre y diciembre de 2023; y la tercera, en mayo de 2024. La Figura 13 ilustra la ubicación de la totalidad de sondeos adquiridos, y la Tabla 2 muestra las coordenadas geográficas de cada uno de los sondeos. Los sondeos tuvieron un tiempo de registro aproximado de uno a dos días.

Tabla 2. Coordenadas geográficas de las estaciones adquiridas durante las tres campañas de campo.

| Campaña de campo | Sondeo MT | Longitud | Latitud |
|------------------|-----------|-----------|-----------|
| Primera | Misti_03 | -71.49550 | -16.26890 |

| | | | |
|---------|-----------|-----------|-----------|
| | Misti_04 | -71.46960 | -16.24080 |
| | Misti_05 | -71.34990 | -16.30960 |
| | Misti_06 | -71.45370 | -16.22510 |
| | Misti_12 | -71.39730 | -16.24830 |
| | Misti_13 | -71.36260 | -16.25230 |
| | Misti_16 | -71.38160 | -16.27360 |
| | Misti_17 | -71.34270 | -16.27320 |
| | Misti_18 | -71.36610 | -16.29870 |
| | Misti_20 | -71.48270 | -16.26090 |
| | Misti_25 | -71.38400 | -16.32080 |
| | Misti_26 | -71.35940 | -16.28220 |
| Segunda | Misti_121 | -71.41600 | -16.22000 |
| | Misti_01 | -71.32242 | -16.27439 |
| | Misti_02 | -71.37253 | -16.22106 |
| | Misti_07 | -71.43847 | -16.22933 |
| | Misti_08 | -71.43358 | -16.3645 |
| | Misti_09 | -71.46944 | -16.27853 |
| | Misti_10 | -71.50672 | -16.27522 |
| | Misti_14 | -71.48339 | -16.30044 |
| | Misti_15 | -71.51572 | -16.32219 |
| | Misti_19 | -71.46672 | -16.32253 |
| | Misti_21 | -71.46625 | -16.33567 |
| | Misti_22 | -71.41969 | -16.34633 |
| | Misti_23 | -71.43758 | -16.38097 |
| Tercera | Misti_24 | -71.36858 | -16.35942 |
| | Misti_27 | -71.38492 | -16.37394 |
| | Cráter | -71.40806 | -16.29611 |

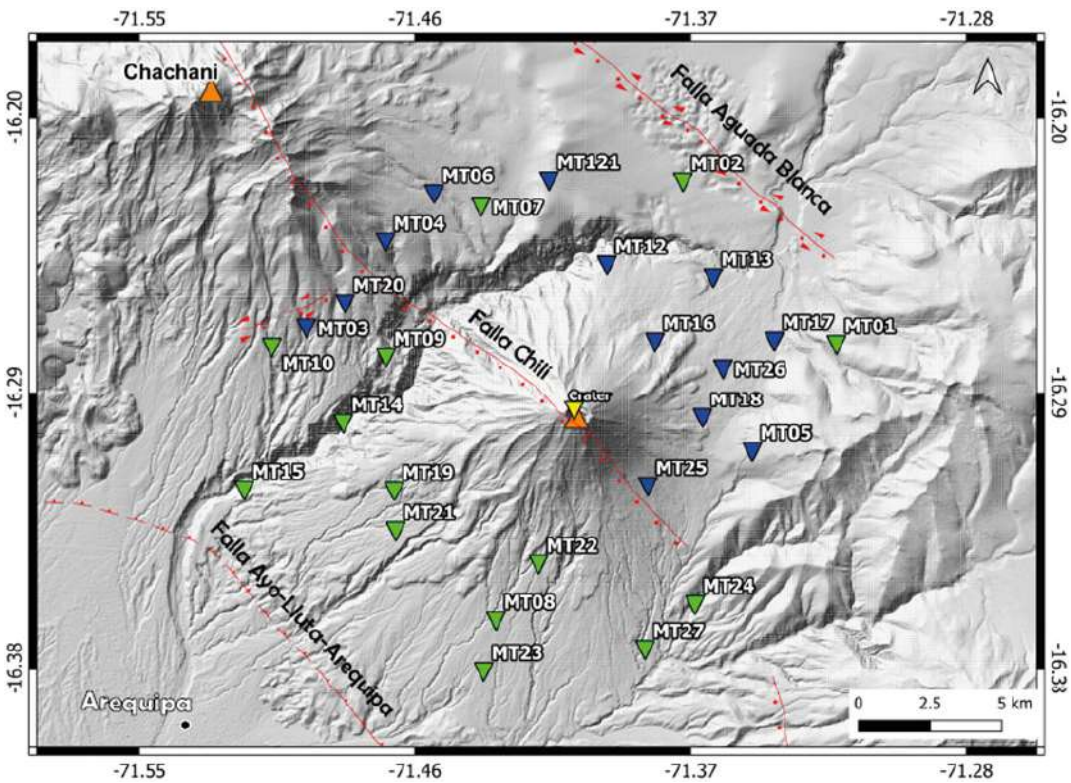


Figura 13. Distribución de las estaciones MT adquiridas alrededor del volcán Misti. Los puntos azules y verdes representan los sondeos de la primera y segunda campaña, respectivamente. El punto amarillo corresponde al sondeo adquirido en el cráter.

3.1.1 Primera campaña

Esta campaña (abril de 2023), se llevó a cabo dentro del marco de cooperación entre el IGP y el IRD de Francia (Institut de Recherche pour le Développement). Se emplearon tres unidades registradoras magnetotéluricas ADU08e de la marca Metronix, propiedad del IRD. Se instalaron 13 estaciones MT localizadas principalmente en el sector norte y este del volcán (Figura 13). La Figura 14 presenta algunas fotografías capturadas durante el proceso de instalación de una de las estaciones MT.

La adquisición de datos se llevó a cabo en dos bandas de frecuencia, a 65 kHz y a 512 Hz. Esta elección se fundamenta en que las altas frecuencias son pertinentes para caracterizar superficies someras, mientras que las bajas frecuencias se emplean en estudios más profundos. Para el procesamiento de los datos de esta campaña, se implementó el procesamiento robusto de Egbert y Booker (1986), mediante el paquete modular EMTF, que puede ser descargado de manera libre en el sitio web: <https://www.mtnet.info/programs/egbert.html>. Cada una de las bandas de frecuencia correspondiente a una estación ha sido procesada de manera

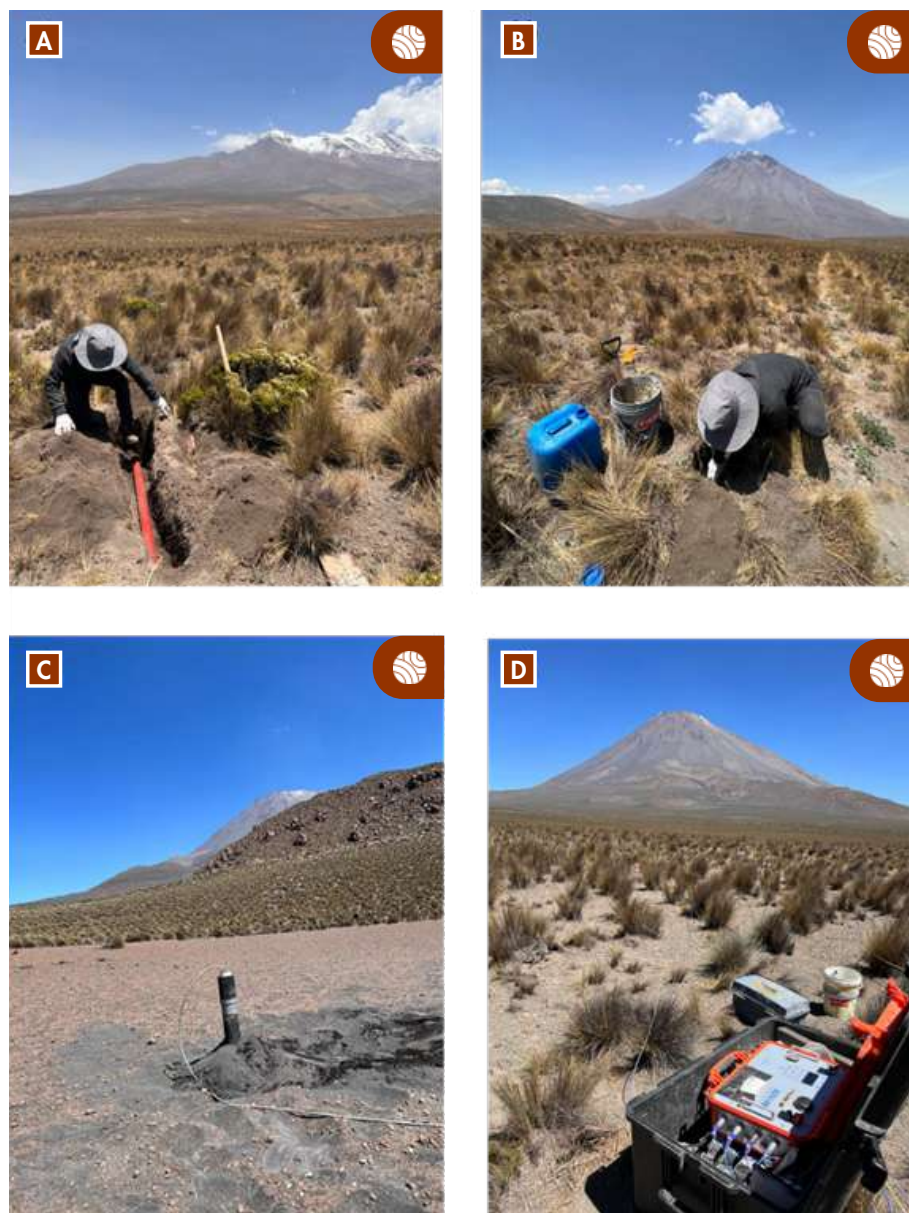


Figura 14. Fotos del trabajo de campo realizado en la primera etapa. a) Instalación del sensor magnético horizontal (H_x , H_y). b) Instalación del sensor eléctrico (electrodo). c) Instalación del sensor magnético vertical (Hz). d) Vista panorámica donde se muestra el equipo registrador MT-ADU08e utilizado.

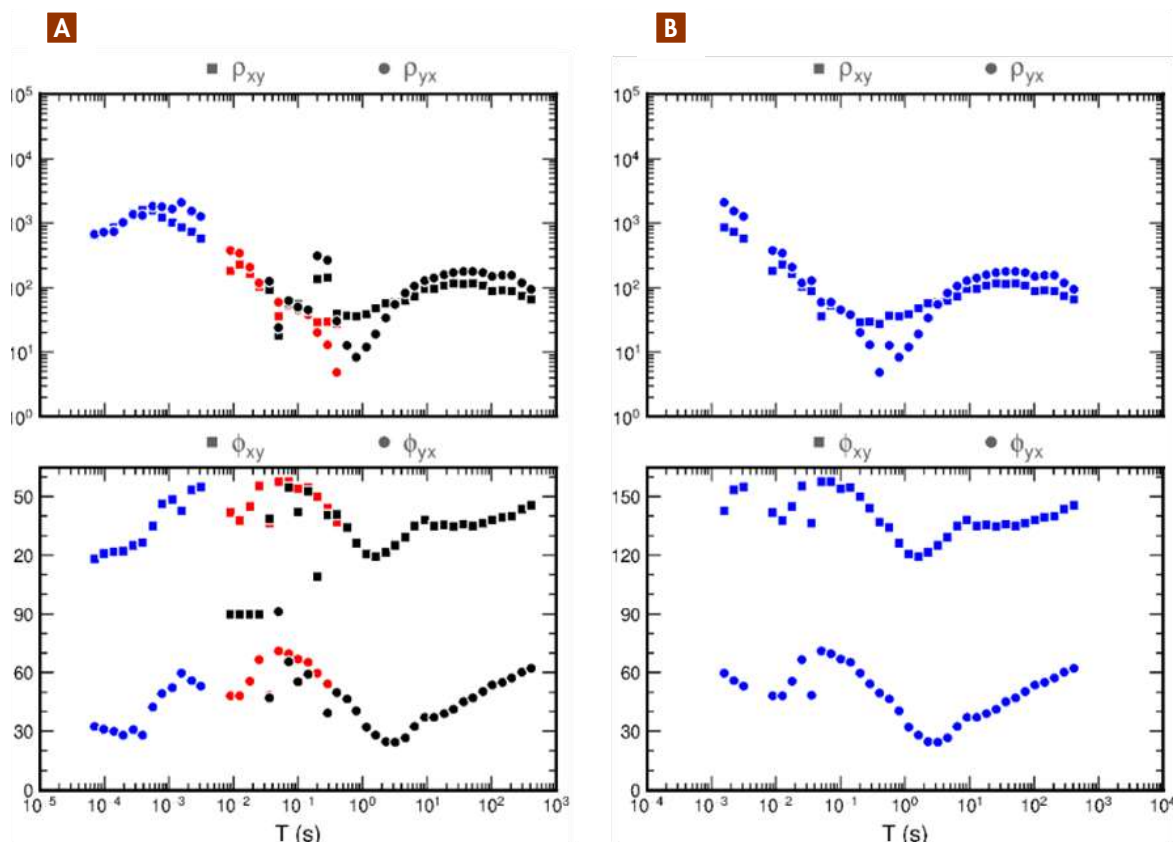


Figura 15. Curvas de resistividad aparente y fase de la estación MT06 resultantes luego del procesamiento. a) Frecuencias a 512 Hz (puntos azules) y 65 kHz (puntos rojos y negros) procesadas según tres tipos de segmentación. b) Frecuencias seleccionadas que conservan un comportamiento suave.

independiente, utilizando diferentes parámetros de procesamiento. Los resultados se presentan en forma de curvas de resistividad aparente y fase.

La Figura 15 muestra un ejemplo ilustrativo del procesamiento de la estación MT06, con tres tipos de parametrización distintos, representados en un único diagrama con fines comparativos. Los puntos azules representan las altas frecuencias (65 kHz), mientras que los puntos rojos y negros corresponden a la banda de frecuencia de 512 Hz, procesada con dos segmentos de ventana diferentes. Las curvas de resistividad aparente y fase muestran que la respuesta varía dependiendo de los criterios utilizados (Figura 15a). El propósito de esta etapa es analizar el ruido para luego seleccionar y conservar, únicamente, aquellas frecuencias que exhiban variaciones sutiles a lo largo del periodo (Figura 15b).

3.1.2 Segunda campaña

En esta campaña se utilizó la unidad magnetoteléfica MTU-5C de la marca Phoenix, propiedad del IGP. La distribución de 14 estaciones MT (Figura 13)

cubrió el área sur-suroeste del volcán. Se utilizó una única banda continua de muestreo que permite mapear tanto las altas como las bajas frecuencias. El procesamiento de los datos fue realizado con el software comercial EMPOWER, herramienta computacional propia del registrador MTU5C. El procesamiento está basado en la metodología de Jones y Jodicke (1984).

A manera de ejemplo de los resultados obtenidos, la Figura 16 exhibe las curvas de respuesta de resistividad aparente y fase de la estación MT17 para las componentes xy e yx, así como los valores reales e imaginarios de los vectores de inducción. A periodos bajos, las curvas de resistividad aparente de ambas polarizaciones se superponen y muestran un rápido descenso en los valores de resistividad, alcanzando un mínimo valor alrededor de 1 s. Este comportamiento de superposición de curvas es característico de estructuras 1D. A partir de este mínimo, ambas curvas tienden a subir y aumentar el valor de resistividad y variar según el periodo de manera independiente, lo que sugiere la existencia de estructuras más complejas subyacentes (2D-3D). Este patrón se replicó en la mayoría de las estaciones MT procesadas (Anexo A).

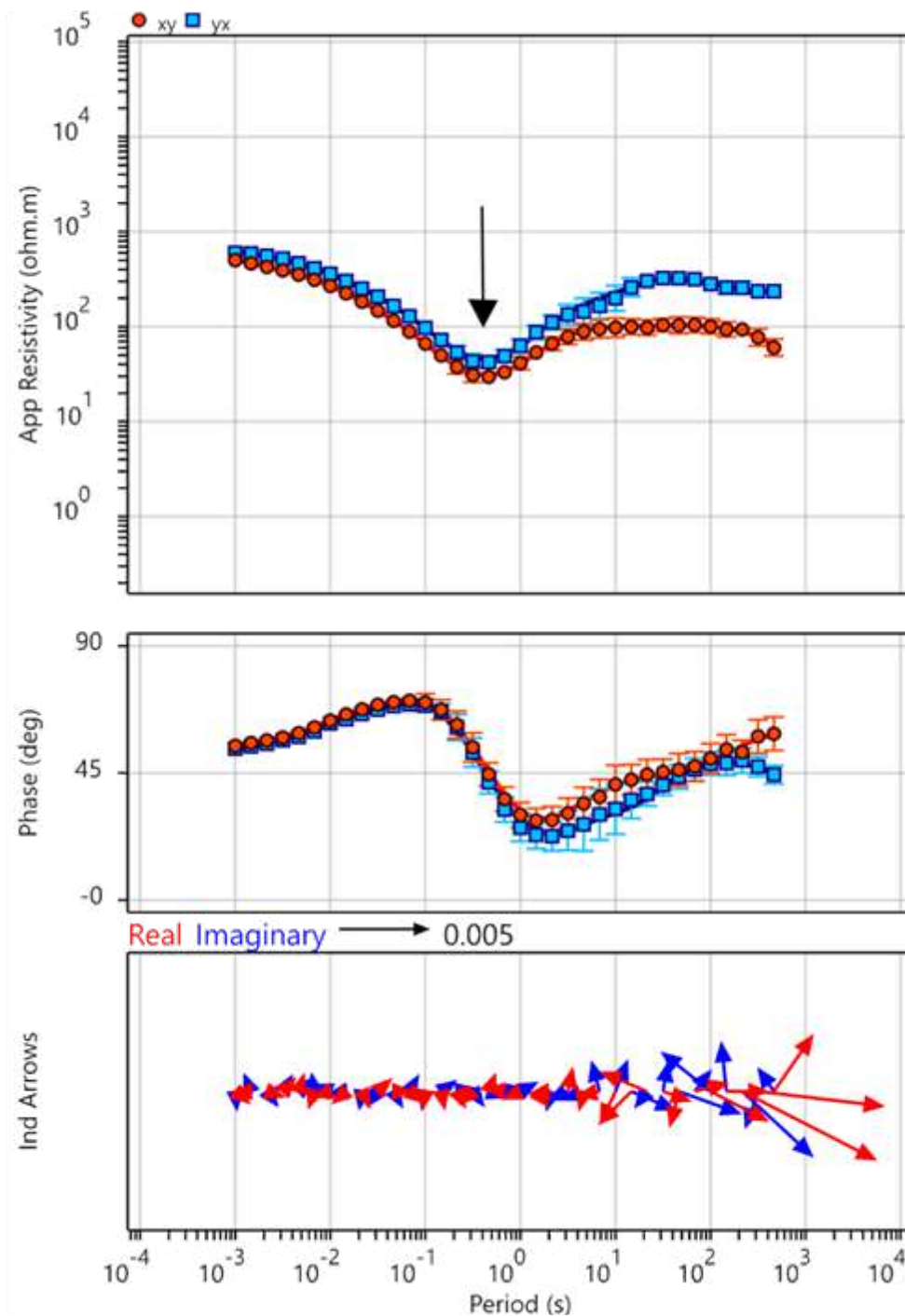


Figura 16. Los dos diagramas superiores representan las curvas de resistividad aparente y fase de la estación MT17, respectivamente. La flecha negra resalta el mínimo de resistividad de las dos polarizaciones xy e yx. El diagrama inferior muestra las variaciones de los vectores de inducción con el periodo.

En las curvas de resistividad aparente y fase se incluyen dos líneas de referencia, una azul y otra roja, que indican la relación teórica entre fase y resistividad aparente bajo el supuesto de una estructura 1D de la Tierra. En la mayoría de las estaciones se observa una buena correspondencia con este modelo, lo que sugiere una distribución estratificada de las propiedades eléctricas del subsuelo. Sin embargo, en los casos donde se

presenta una divergencia significativa entre ambas curvas, como se observa en la estación MT07 (Anexo A), esto sugiere la presencia de estructuras geológicas más complejas o de geometría tridimensional.

El análisis de los vectores de inducción muestra que, a altas frecuencias (periodos cortos), el tamaño de los vectores es mínimo, hasta

aproximadamente 1 segundo, lo que indica un comportamiento compatible con una estructura subyacente predominantemente 1D. A periodos más largos (mayores a 10 segundos), los valores reales e imaginarios de los vectores tienden a divergir y orientarse en direcciones distintas, lo cual es indicativo de una respuesta más compleja, posiblemente asociada a estructuras 3D. Es importante señalar que las estaciones MT14, MT16 y MT10 fueron excluidas de las etapas posteriores de análisis e inversión, debido a que presentaron respuestas altamente ruidosas que comprometieron la calidad de la interpretación.

3.1.3 Tercera campaña

En mayo de 2024, se realizó un sondeo MT en la cima del cráter del volcán. Se utilizó el equipo registrador MTU-5C, propiedad del IGP. Dadas las dificultades y el desafío que comprendía el ascenso al cráter del volcán, la instalación fue llevada a cabo por un equipo de 12 personas, entre geofísicos y personal de apoyo. La Figura 17 muestra un *collage* fotográfico del personal que llevó con éxito la instalación, a pesar de las dificultades topográficas y climáticas.

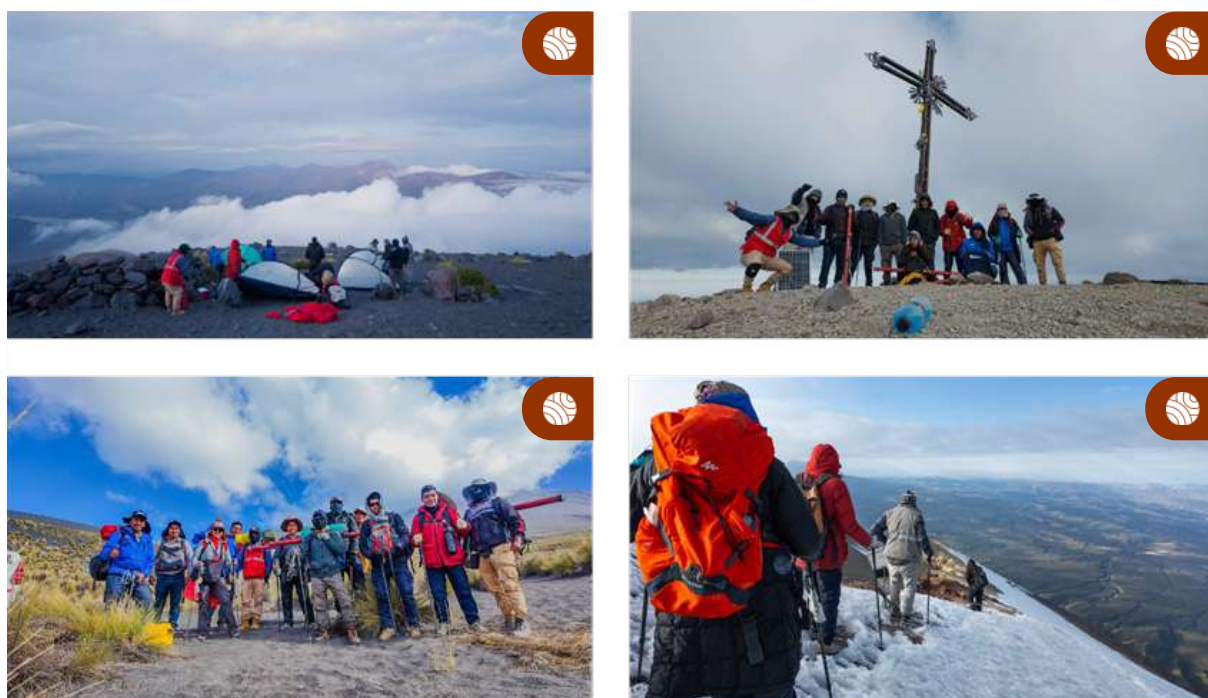


Figura 17. Collage fotográfico del equipo de trabajo que realizó la instalación del sondeo MT en el cráter del volcán Misti.

4. Resultados

4.1 Análisis de pseudosecciones

A partir de la distribución espacial de las estaciones magnetotéluricas, se definieron dos perfiles subperpendiculares que atraviesan la estructura volcánica en las direcciones norte-sur (N-S) y este-oeste (E-O) (Figura 18). Con base en estos perfiles, se analizó la respuesta de los datos observados mediante la representación de mapas de resistividad aparente y fase en función del periodo. Estas imágenes permiten visualizar, de manera preliminar, la distribución lateral de las propiedades eléctricas del subsuelo, proporcionando una primera aproximación a la geometría de la estructura interna del volcán. Las pseudosecciones de los perfiles 1 y 2 se presentan en la Figura 19, correspondiente a las componentes xy (modo TE) e yx (modo TM).

En el Perfil 1, las componentes xy e yx exhiben contrastes significativos en los valores de

resistividad. Entre las estaciones MT09 y MT25, el modo TE muestra un dominio conductor en la parte central del perfil del orden de $50 \Omega m$, mientras que en el modo TM se observa un dominio predominantemente resistivo, con valores superiores a $500 \Omega m$. Esta discrepancia puede explicarse por la complejidad de la estructura subyacente, que está asociada con la estructura profunda del volcán Misti. En cuanto a las fases del Perfil 1, ambos modos presentan una buena correlación, tanto en altas como en bajas frecuencias.

En el Perfil 2, el comportamiento de resistividad de ambas polarizaciones muestra una correlación consistente, aunque en el modo TM se presenta un comportamiento mucho más conductor entre las estaciones MT12 y el cráter. Este resultado indica la presencia de un dominio predominantemente homogéneo y conductor. Sin embargo, en la fase del modo TM, entre las estaciones MT12 y MT25, en el rango de frecuencias de $10^{-1}s$ - 10^2s , se observan valores cercanos o superiores a 90° . Esto sugiere la presencia de anisotropía eléctrica o la existencia de estructuras tridimensionales (3D) por debajo del cráter.

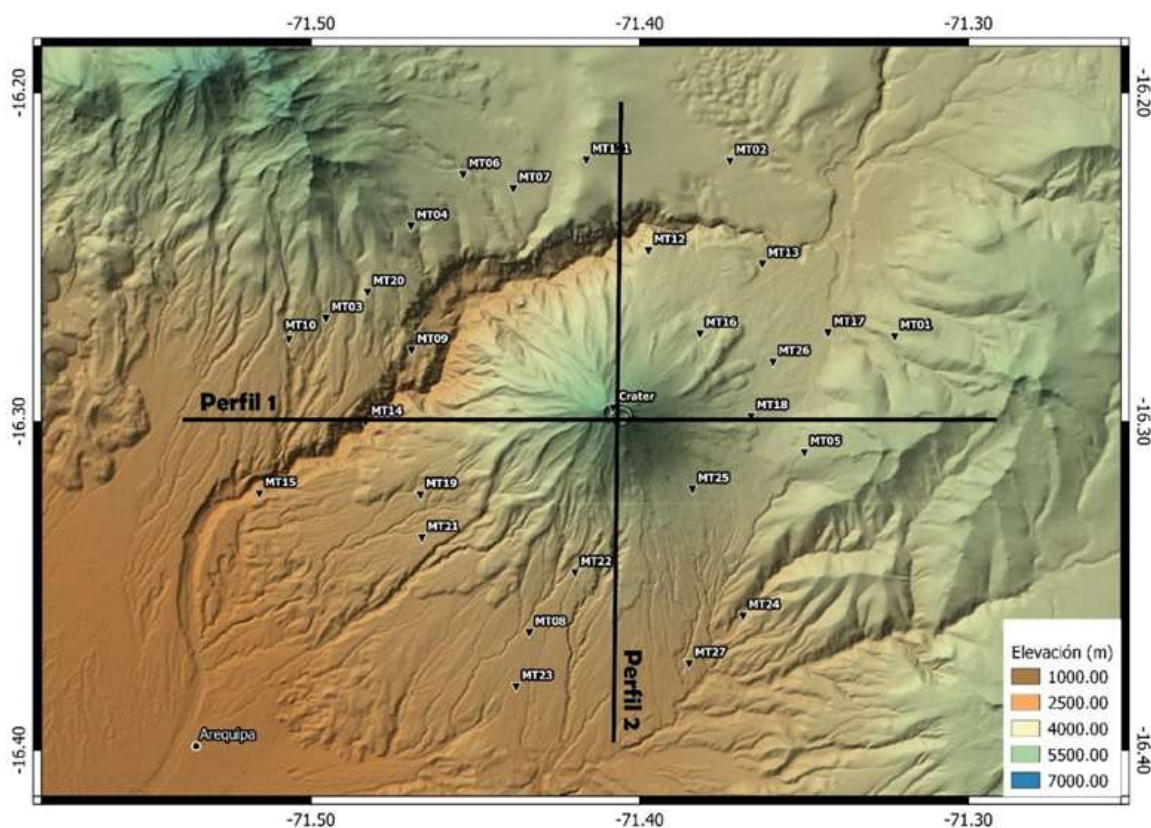


Figura 18. Mapa topográfico del área próxima al volcán Misti, donde se muestra la distribución de las estaciones MT y las direcciones de los perfiles que se han establecido para la elaboración de las pseudosecciones. La escala de colores representa la elevación en metros.

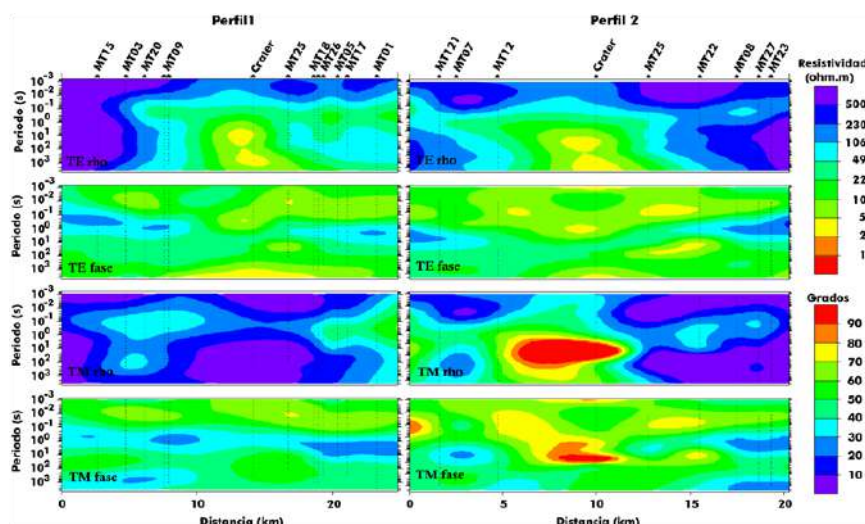


Figura 19. Pseudosecciones de los perfiles 1 y 2 en los modos TE y TM, respectivamente.

4.2 Análisis de la dimensionalidad

La Figura 20 ilustra el análisis de dimensionalidad sobre los datos adquiridos en los alrededores del volcán Misti, utilizando la metodología del tensor de fase a seis periodos diferentes. A altas frecuencias (periodos de 0.01–0.1 s; Figuras 20a–20b), los resultados muestran que, en la gran mayoría de estaciones, el tensor de fase tiene una forma circular y valores de skew inferiores a $|5^\circ|$, lo cual sugiere, por tanto, estructuras 1D y 2D. A bajas frecuencias (periodos >1 s, Figuras 20c–20d)

el tensor de fase se presenta de forma elipsoidal, con el eje mayor predominantemente orientado NO-SE (mapas de 1 s y 10 s). Este comportamiento revela una preferencia y un control estructural del volcán Misti, probablemente asociado a la presencia de la falla Chili. Mientras tanto, en los mapas de 100 s y 1000 s (Figuras 20e–20f), los elipsoides cambian de orientación preferencial en dirección NE-SO. La rotación del eje mayor de la elipse evidencia una complejidad estructural por debajo del volcán Misti, la cual es corroborada por los valores de skew superiores a $|5^\circ|$, que caracterizan dominios predominantemente 3D.

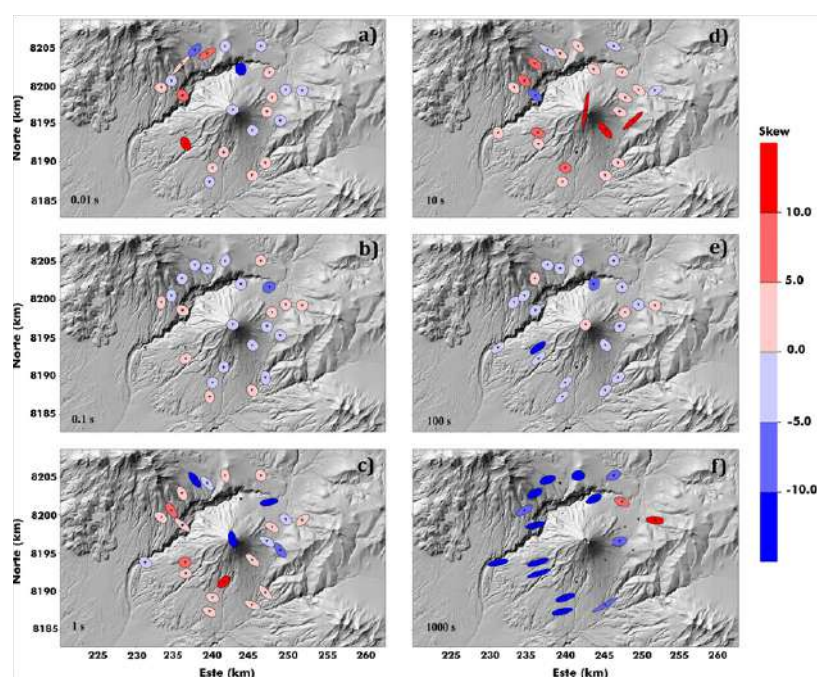


Figura 20. Análisis de dimensionalidad de los datos magnetotelúricos adquiridos en el volcán Misti mediante la metodología del Tensor de Fase para seis periodos diferentes.

La Figura 21 muestra el análisis de dimensionalidad de los datos MT del volcán Misti utilizando la metodología de WALDIM (Martí et al., 2009). Según estos resultados, la dimensionalidad es predominantemente 3D, como resultado de la complejidad estructural del área subyacente del volcán Misti, tanto en altas como en bajas frecuencias, exceptuando las estaciones MT08 y MT23, las cuales muestran un dominio 1D a altas frecuencias.

A partir de estos resultados, se considera que, para estudiar la estructura profunda del volcán Misti, el proceso de inversión que mejor se adecua es una rutina de inversión 3D. No obstante, ello no impide que se pueda realizar estimaciones del modelo de resistividad mediante otros procesos de inversión, como es el caso de inversiones 1D. Estas inversiones contribuirán sobre todo a caracterizar las variaciones someras para cada estación.

4.3 Inversión magnetotelúrica 1D y 3D

Con la finalidad de proponer un modelo de resistividad del volcán Misti, se evaluaron rutinas de inversión sobre los datos MT; para ello, se consideraron dos procesos de inversión: 1D y 3D.

4.3.1 Inversión y modelo de resistividad 1D

Una vez procesado los datos MT, se procedió a realizar rutinas de inversión 1D de cada una de las estaciones utilizando la metodología de Occam (Constable et al., 1987), mediante la utilización del software comercial @WinGLink. Para el proceso de inversión, se consideró el invariante

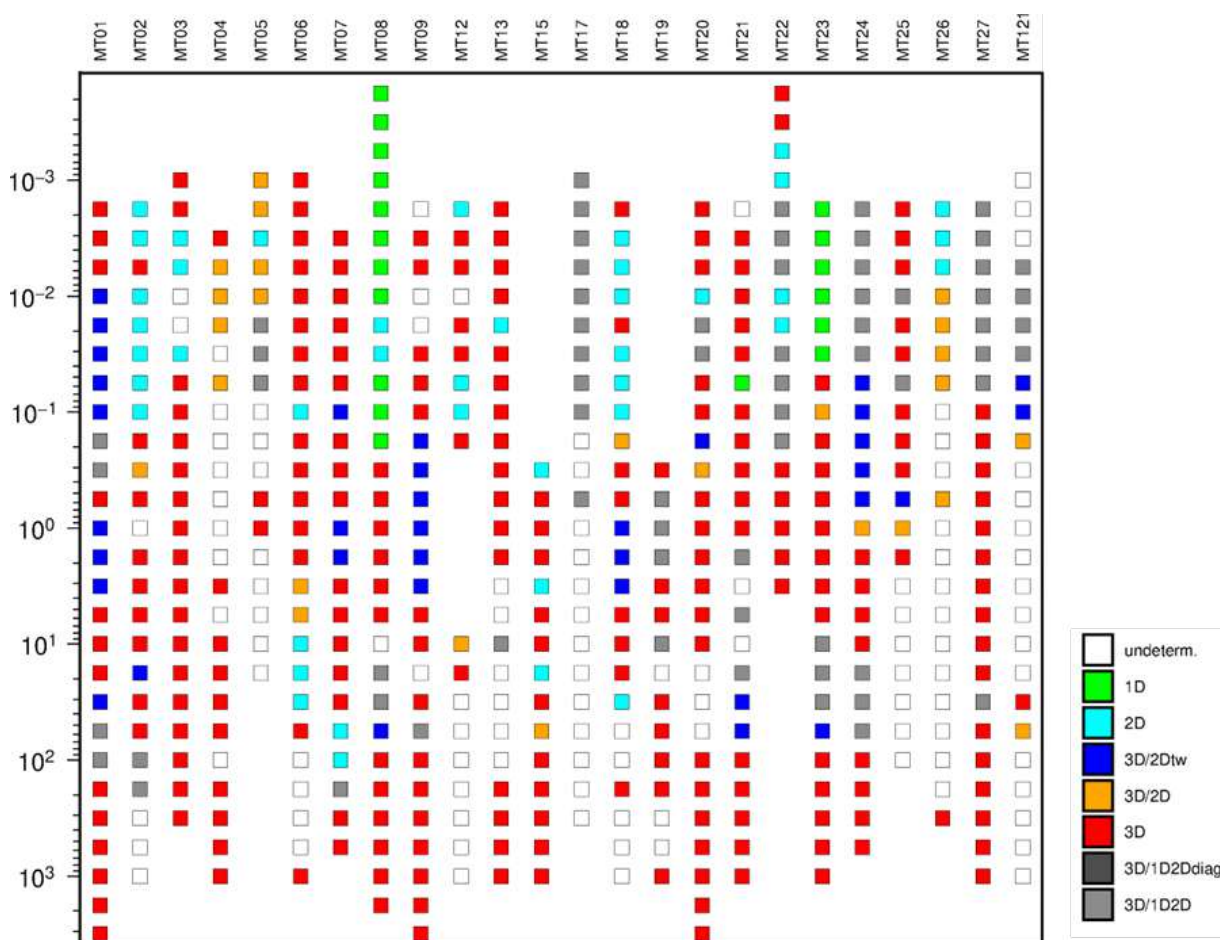


Figura 21. Análisis de dimensionalidad de los datos MT adquiridos en el volcán Misti utilizando la metodología de WALDIM.

de las componentes Z_{xy} e Z_{yx} . Todos los modelos 1D de cada sondeo son mostrados en el Anexo B. A manera de ejemplo ilustrativo, la Figura 22 muestra el modelo unidimensional obtenido de la estación MT25. En el modelo se identificaron dos curvas: la primera de color verde, que representa el modelo estratificado directo, y la segunda de color rosado, que representa el modelo resultante del proceso de inversión.

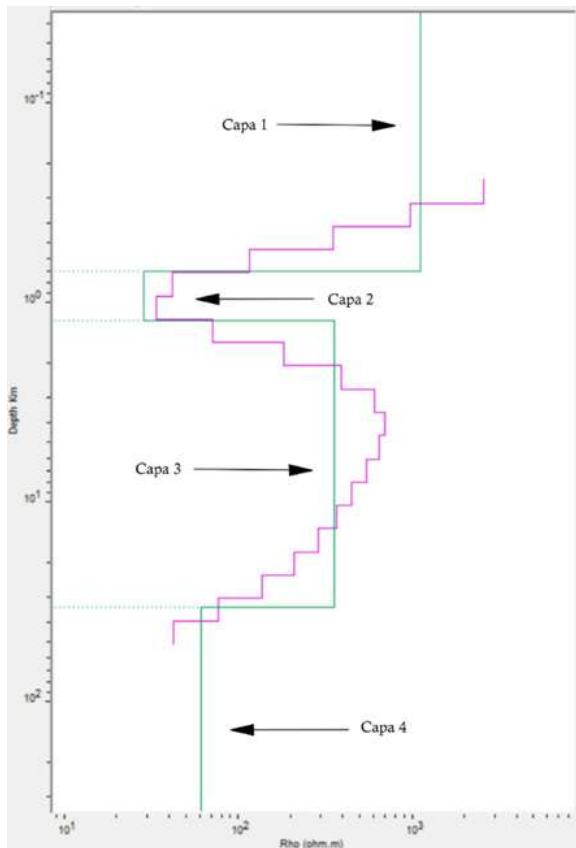


Figura 22. Modelo unidimensional obtenido mediante la inversión de Occam de la estación MT25.

Según los modelos unidimensionales elaborados, se establecen cuatro capas estratigráficas subyacentes basadas en sus características de resistividad eléctrica:

- La primera capa, ubicada a nivel superficial, inicia con valores de resistividad cercanos a 1000 Ωm , disminuyendo progresivamente hasta aproximadamente 700 metros de profundidad.
- La segunda capa es definida con un valor de resistividad de 30 Ωm y espesor de aproximadamente 300 metros.
- A partir de 1 km de profundidad, el modelo

revela un incremento en los valores de resistividad, y define una tercera estructura que se extiende hasta los 30 km y con un valor aproximado de 300 Ωm .

- A profundidades superiores a los 30 km, la resistividad disminuye nuevamente, estableciendo una cuarta y última estructura con un valor de resistividad de aproximadamente 60 Ωm .

En la elaboración del modelo de resistividad 1D se implementó una secuencia de perfiles que considera la totalidad de estaciones MT (Figura 23a). Las estaciones se proyectaron en la dirección del perfil, y luego se implementaron los procesos de inversión 1D para cada sondeo utilizando la metodología de Occam. Se procedió a interpolar los modelos en las direcciones x e y con factores de 1.5 y 0.5, respectivamente. El modelo resultante se muestra en la Figura 23b. Las estaciones MT05, MT09 y MT22 fueron excluidas del modelo 1D debido a su superposición con otras estaciones en el momento de la proyección.

Entre las estaciones MT03 y MT25, el modelo identifica, a nivel superficial (los primeros kilómetros por debajo de la topografía), una anomalía semiconductiva que se extiende lateralmente por debajo de toda la estructura volcánica. A mayor profundidad, por el contrario, se muestra una heterogeneidad en el comportamiento geoelectrico interno, caracterizada por una sucesión de estructuras tanto semiconductoras como resistivas. Este patrón sugiere la presencia de diversas unidades geológicas con diferentes propiedades eléctricas, posiblemente asociadas con zonas de fractura o variaciones en la composición litológica. En la región suroeste del volcán, específicamente entre las estaciones MT24 y MT15, se identificó un dominio resistivo tanto a nivel superficial como en profundidad. En tanto, por debajo el cráter, se observó una anomalía predominantemente conductiva que se extiende en profundidad, la cual podría correlacionarse con alguna estructura conductiva profunda del sistema volcánico.

Es fundamental señalar que el proceso de inversión unidimensional (1D) permite caracterizar exclusivamente las variaciones eléctricas en profundidad, sin abordar las variaciones laterales. Como se ha indicado en la sección anterior sobre la dimensionalidad del área de estudio, solo las frecuencias altas, correspondientes a estructuras superficiales, muestran un comportamiento predominantemente 1D. En contraste, las estructuras más profundas presentan mayor complejidad, comportándose de manera

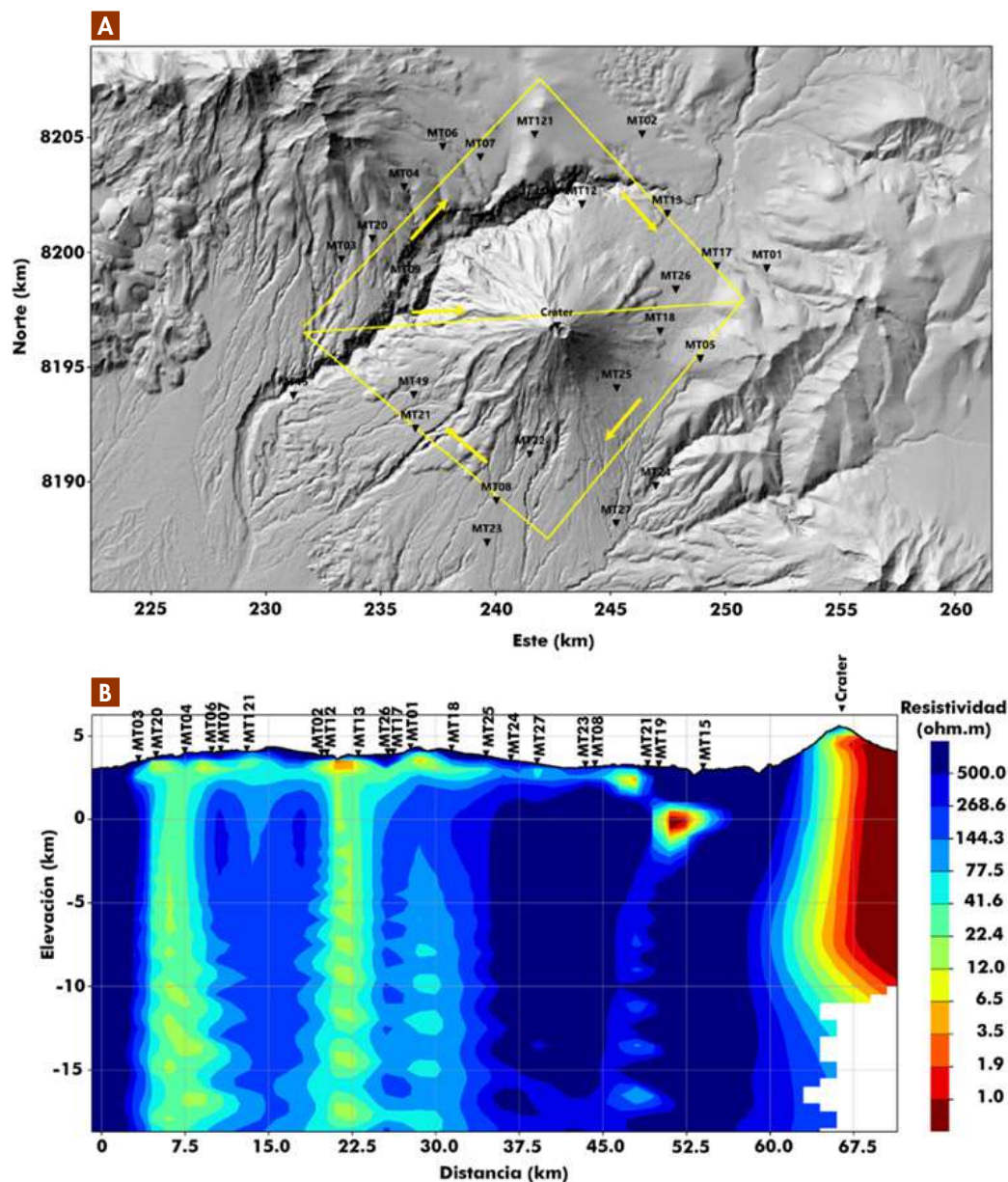


Figura 23. Modelo resistivo 1D del volcán Misti (b) según la secuencia de los perfiles establecida en (a).

tridimensional (3D). Por lo tanto, aunque el proceso de inversión 1D es robusto y confiable para los primeros kilómetros, su precisión se reduce a mayores profundidades, limitando su capacidad de representar correctamente el comportamiento geoelectrico interno. Esto resalta la necesidad de implementar procesos de inversión tridimensional (3D) que se adecúa mejor al conjunto de datos del volcán Misti.

4.3.2 Inversión y modelo de resistividad 3D

A partir de los resultados del análisis de dimensionalidad, se ha demostrado que la

mejor metodología que se puede emplear para caracterizar la estructura volcánica del Misti es un proceso de inversión 3D; para ello, se hizo uso del código de inversión 3D FEMTIC (Usui, 2015) gracias a la disposición del cluster computacional de la Universidad de Grenoble-Alpes (Francia).

Previo al proceso de inversión 3D, se requiere considerar diversos parámetros de entrada, los cuales son descritos a continuación:

- El modelo inicial constituye un parámetro fundamental en el proceso de inversión geofísica. En el caso del volcán Misti, se decidió utilizar un valor de resistividad inicial de 100 Ωm . Este valor representa un promedio razonable entre los valores de conductividad

y resistividad de las rocas. La elección de este valor se fundamenta en su capacidad para proporcionar un punto de partida equilibrado, que facilita la convergencia del proceso de inversión hacia una solución geofísica representativa del área de estudio.

- El proceso de inversión consiste en la discretización del área de estudio. En el caso del modelo del volcán Misti, se optó por una discretización fina en celdas en forma de hexaedros en la zona de interés, es decir, en las proximidades de las estaciones MT. A medida que se aleja del área de interés, la malla es progresivamente más gruesa. En la discretización del plano horizontal, se procuró mantener de 2 a 4 celdas entre estaciones vecinas. Sin embargo, debido a la disposición heterogénea de las estaciones, no siempre fue posible alcanzar esta disposición.

- Las Figuras 24a y 24b presentan ejemplos de la discretización realizada en el plano horizontal y vertical, respectivamente. Para la discretización en la dirección vertical (en profundidad), se consideró en primer lugar la topografía del área de estudio, obtenida del sitio web <https://opentopography.org/>, que ofrece una resolución espacial de 30 metros por píxel. La discretización de la malla en la dirección vertical se inició desde la cima del volcán con un espesor de 35 metros, a partir del cual el espesor de celda se incrementó en un factor de 1.2 con la profundidad. La Figura 24b ilustra el concepto de discretización vertical empleado en el estudio próximo al volcán. La discretización, tanto en la dirección horizontal como en la vertical, ha sido diseñada para ser lo suficientemente grande como para mitigar los efectos de borde, evitando así la creación de “artefactos” sobre el modelo.

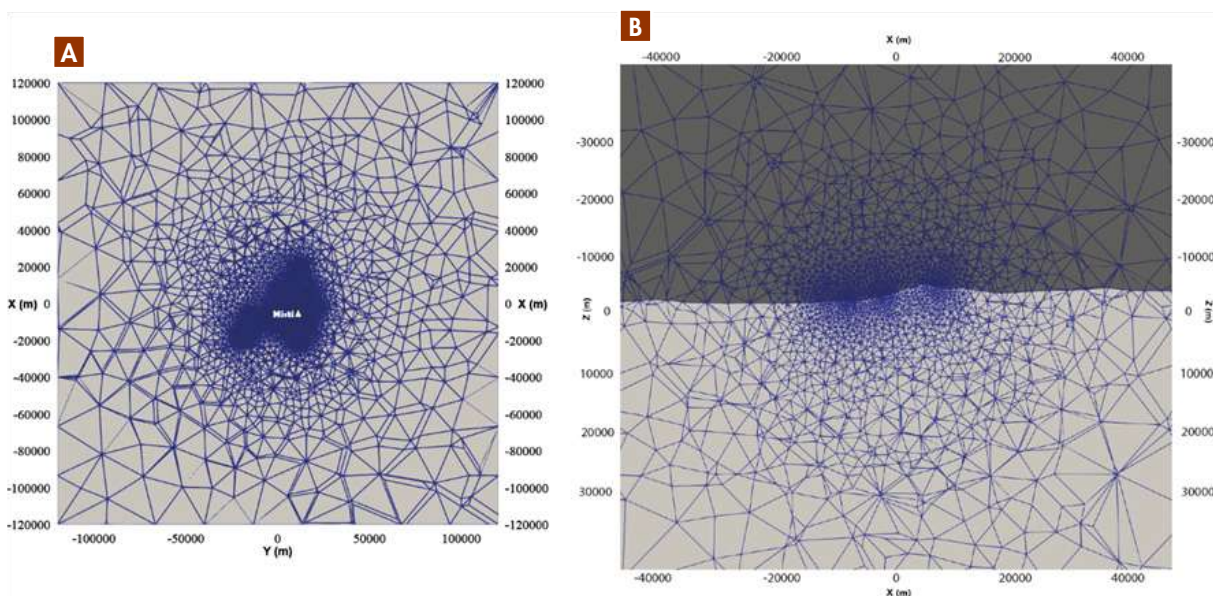


Figura 24. Discretización en el plano horizontal (a) y vertical (b) requerido para el proceso de inversión 3D del volcán Misti.

5. Discusión

5.1 Modelo 3D representado en cortes horizontales

La Figura 25 presenta cortes horizontales del modelo de resistividad 3D a 12 niveles de profundidad. En los dos niveles más someros (4-3 km s. n. m.), se observa un comportamiento heterogéneo en los valores de resistividad alrededor del volcán Misti, relacionado con la geología y la estructura de volcán. Bajo el nivel de mar, de 1-4 km, se identifica el conductor C2. La geometría de esta anomalía conductiva muestra

un leve desplazamiento hacia el sur respecto a la posición actual del cráter del Misti, lo cual podría estar relacionado con una migración asimétrica del sistema hidrotermal o con el control estructural ejercido por fallas profundas que canalizan el ascenso de fluidos. El resistivo R1 domina la estructura alrededor del edificio volcánico. A una profundidad de aproximadamente 10 km bajo el nivel del mar se identifica el conductor C3 en el extremo este del modelo. A mayores profundidades, las secciones horizontales sugieren que C3 continúa extendiéndose hacia el este. Sin embargo, esta interpretación no puede considerarse concluyente, ya que la extensión en profundidad, identificada en los modelos como C3, se localiza en el borde del modelo y en el límite de la cobertura de estaciones MT.

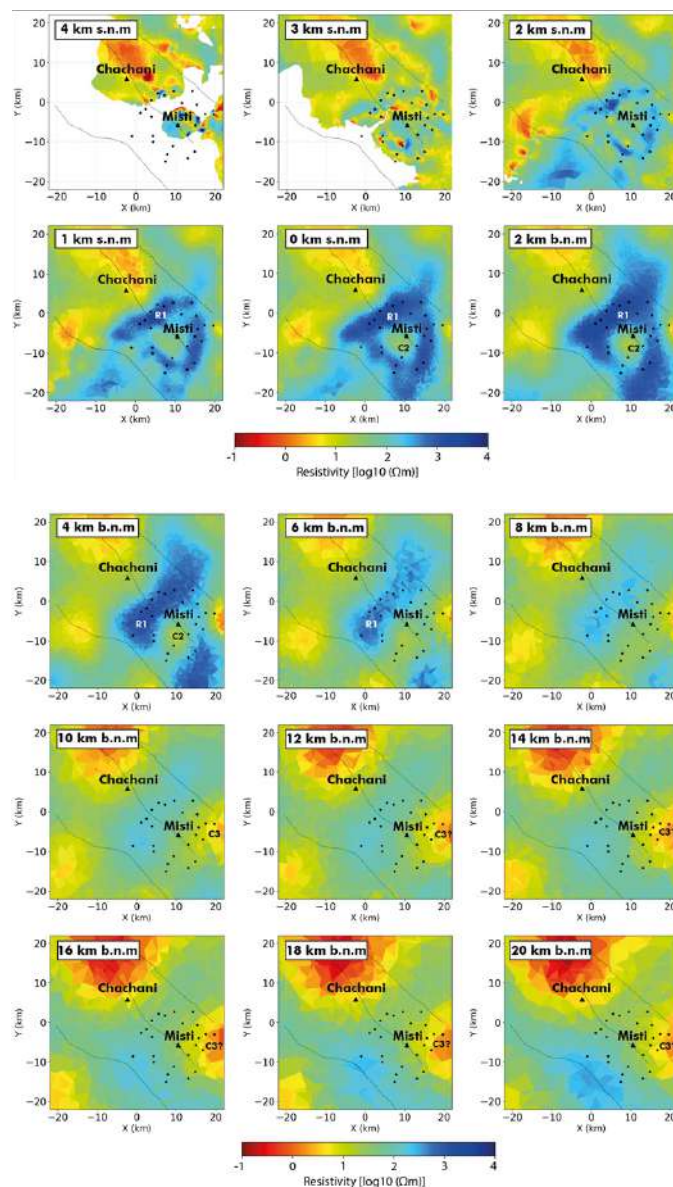


Figura 25. Secciones horizontales del modelo 3D a distintas profundidades. Los puntos negros representan las estaciones MT, mientras que las líneas negras corresponden a las principales fallas cercanas al sistema volcánico.

5.2 Modelo 3D representado en secciones verticales

La Figura 26 muestra secciones verticales en la dirección norte-sur y este-oeste del modelo de resistividad 3D (Figuras 26b y 26c). En ambos modelos se identifica lo siguiente:

- La anomalía conductiva C1 (77.5-3.5 Ωm) se extiende lateralmente bajo toda la estructura volcánica del Misti. Esta anomalía es interpretada como la zona de alteración hidrotermal del sistema volcánico.
- Subyacente a la zona de alteración, se determina un dominio predominantemente resistivo, R1 (>500 Ωm), que abarca gran parte de la estructura profunda del volcán, el cual es interpretado como el basamento cristalino proveniente del macizo de Arequipa (rocas intrusivas).
- La anomalía conductiva C2 se localiza por debajo del sistema hidrotermal (C1), en la dirección perpendicular al cráter del volcán. El valor de resistividad asociado (77.5-144.3 Ωm) es muy alto para poder ser interpretado como una zona de alteración hidrotermal, de fusión parcial o magma (<10 Ωm). Generalmente, en ambientes volcánicos, estos valores se correlacionan, de mejor manera,

con zonas de fractura o conductos debido al ascenso de material y fluido magmático. En el caso particular del volcán Misti, es posible que C2 represente una zona por la cual los fluidos magmáticos (principalmente gases) ascienden desde una fuente de calor profunda hacia la superficie.

- Sin duda alguna, la anomalía más importante y reveladora del estudio es el conductor C3, que se encuentra a aproximadamente 10 km b. n. m., ligeramente desplazado al este del cráter del Misti. Esta anomalía se atribuye a la cámara magmática de composición andesítica. Su valor de resistividad, en torno a 10 Ωm , es mayor a la comúnmente reportada para cámaras magmáticas (<1 Ωm), lo que sugiere que la recarga y movilidad de magma es limitada.
- En la sección vertical, en dirección oeste-este (Figura 26d), se sobreponen los eventos sísmicos ocurridos en el volcán Misti en el periodo 2021-2024. Se observa que, en superficie, justo por debajo del cráter, se identifica una ligera anomalía semiconductiva (20-25 Ωm) donde se concentran y focalizan los eventos sísmicos (puntos negros sobre la imagen). Dada la poca actividad sísmica y su localización somera, se interpreta que la generación de sismos en el Misti se debe a la presurización del sistema hidrotermal (C1).

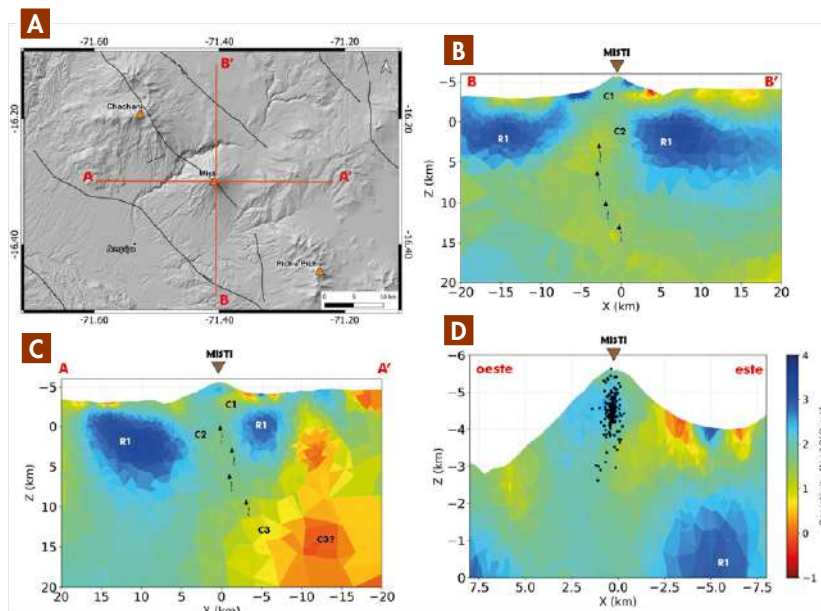


Figura 26. a) Orientación de los perfiles a partir de los cuales se elaboran las secciones verticales del modelo 3D mostradas en b) y c). La imagen mostrada en d) corresponde a un corte en dirección este-oeste, mostrado a una escala más reducida para observar con mayor detalle los eventos sísmicos representados por los puntos negros. La imagen d) tiene una exageración vertical en el eje vertical de x2. Etiquetas: C1, anomalía conductiva; C2, anomalía semiconductiva; C3, cámara magmática; R1, anomalía resistiva. La etiqueta "C3?" indica lo que sería la continuación hacia el este de la cámara magmática C3. Las fechas mostradas en las figuras b) y c) destacan el ascenso de fluido magmático de fuentes más profundas (C3), que atraviesa el conductor C2.

Conclusiones

la primera imagen geofísica en profundidad del volcán, la cual hasta ahora había sido inferida únicamente a partir de estudios geológicos.

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó una campaña magnetotelúrica en el volcán Misti durante los años 2023 y 2024, con el propósito de desarrollar un modelo geoeléctrico de su estructura interna. Se adquirieron un total de 28 sondeos MT, distribuidos tanto en los alrededores como en el cráter del volcán. Del análisis de los resultados se concluye lo siguiente:

- El procesamiento de los datos se realizó empleando técnicas robustas y procedimientos de inversión 1D y 3D, los cuales permitieron generar modelos de resistividad representativos del subsuelo volcánico. Los resultados revelaron la presencia de anomalías conductivas y resistivas que caracterizan distintas unidades del sistema magmático.
- Superficialmente, se identificó el sistema hidrotermal (C1) y la zona de alteración magmática del sistema volcánico, que se localiza entre 1 km y 2 km sobre el nivel del mar, que se extiende lateralmente por debajo de toda la estructura volcánica.
- Por debajo del sistema hidrotermal, se identificó la anomalía conductiva C2, asociada al conducto por el cual ascienden fluidos magmáticos, principalmente gases, desde una fuente térmica más profunda.
- El modelo reveló anomalías resistivas (R1) alrededor del cono volcánico, con resistividades superiores a 500 Ωm . Esta unidad es interpretada como el basamento intrusivo que constituye la mayor parte de la estructura profunda del volcán.
- La anomalía más significativa revelada por el modelo magnetotelúrico corresponde al conductor profundo (C3), ubicado a 10 km bajo el nivel del mar, que es interpretado como la cámara magmática de composición andesítica. Sin embargo, por el valor de su resistividad (10 Ωm), que es mayor a la comúnmente reportada para cámaras magmáticas (<1 Ωm), se sugiere que la recarga y movilidad de magma en el volcán Misti son limitadas.
- Finalmente, estos resultados representan un avance significativo en el entendimiento del sistema magmático del Misti, al proporcionar

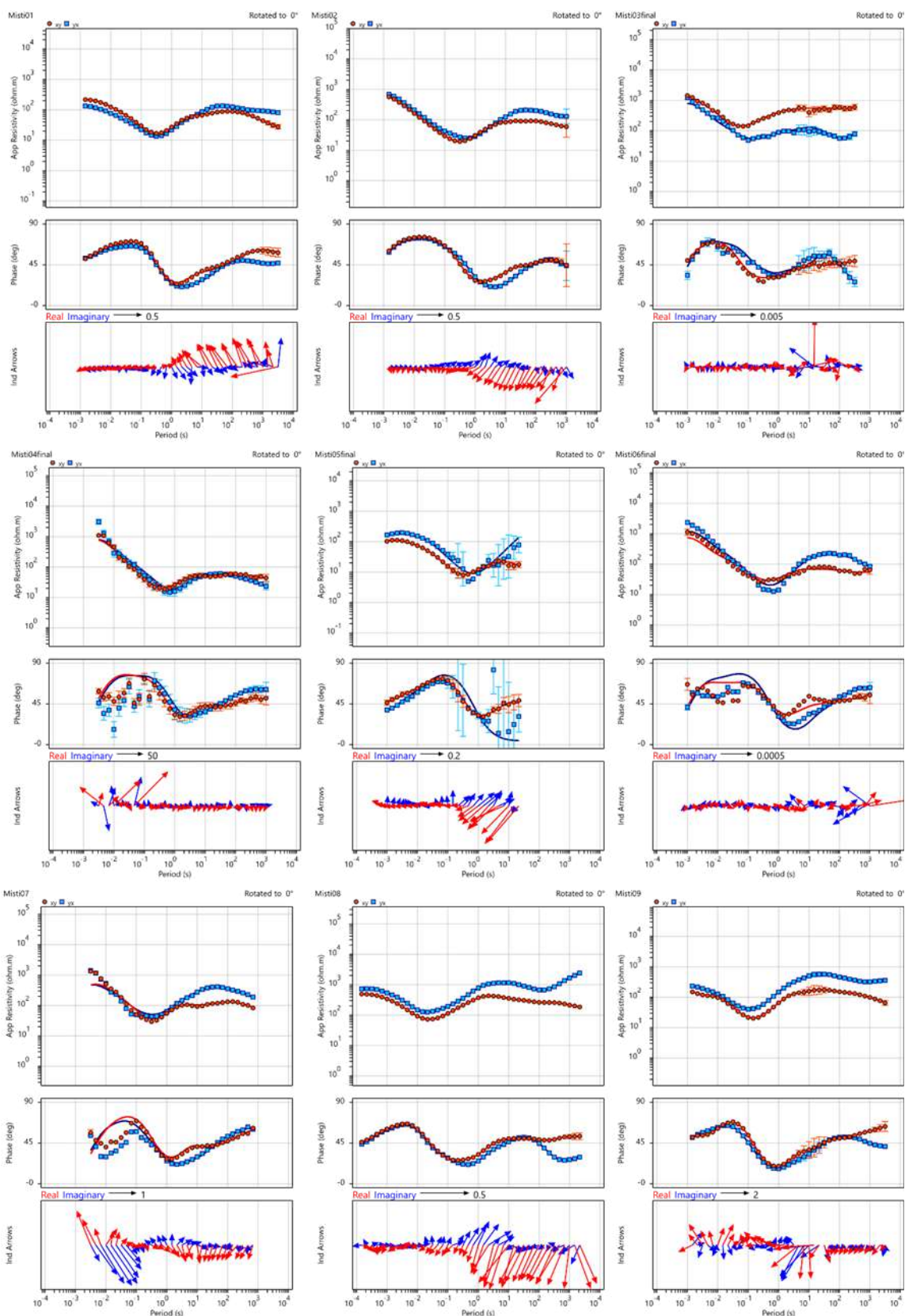
Referencias

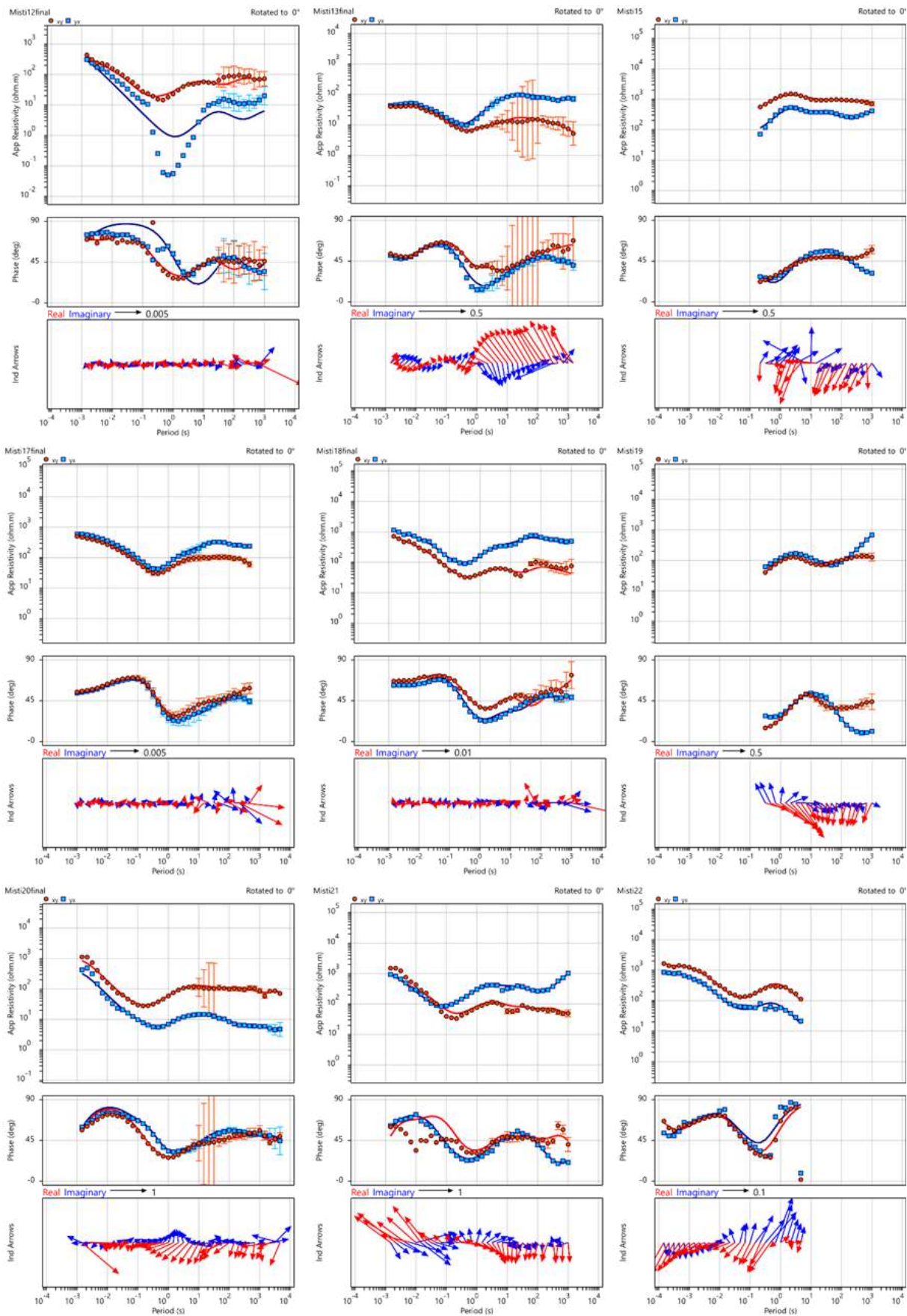
- Aizawa, K., Ogawa, Y., & Ishido, T. (2009). Groundwater flow and hydrothermal systems within volcanic edifices: Delineation by electric self-potential and magnetotellurics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1), B01208. <https://doi.org/10.1029/2008JB005910>
- Benavente Escobar, C. L., Delgado Madera, G. F., García Fernández Baca, B., Aguirre Alegre, E. M., & Audin, L. (2018). Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la región Arequipa [Boletín C 64]. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET). <https://repositorio.ingemet.gob.pe/handle/20.500.12544/2822>
- Cabrera-Pérez, I., Centeno, R., Soubestre, J., D'Auria, L., Rivera, M., & Machacca, R. (2022). Ambient noise tomography of Misti volcano, Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 426, 107538. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107530>
- Cacya, L., & Mamani, M. (2009). Variaciones geoquímicas de los depósitos del volcán Misti: Control de la asimilación somera y profunda. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 103, 91–107.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457–469. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02378.x>
- Campanyà, J., Ledo, J., Queralti, P., Marcuello, A., & Jones, A. G. (2014). A new methodology to estimate magnetotelluric (MT) tensor relationships: Estimation of local transfer-functions by combining interstation transfer-functions (ELICIT). *Geophysical Journal International*, 198(1), 484–494. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu139>
- Cantwell, T. (1960). *Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals* (Doctoral dissertation). Massachusetts Institute of Technology.
- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam inversion: A practical algorithm for generating smooth models from EM sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289–300. <https://doi.org/10.1190/1.1442303>
- De Groot-Hedlin, C., & Constable, S. C. (1990). OCCAM's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613–1624. <https://doi.org/10.1190/1.1442813>
- Díaz, D., Zúñiga, F., & Castruccio, A. (2020). The interaction between active crustal faults and volcanism: A case study of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone and Osorno volcano, Southern Andes, using magnetotellurics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393, 106806. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106806>
- Egbert, G. D., & Booker, J. R. (1986). Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 87(1), 173–194. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04552.x>
- Egbert, G. D., & Kelbert, A. (2012). Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, 189(1), 251–267. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x>
- Finizola, A., Lénat, J.-F., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J.-C., & 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.03.009>
- Fischer, G., & Masero, W. (1994). Rotational properties of the magnetotelluric impedance tensors: The example of the Araguinha impact crater, Brazil. *Geophysical Journal International*, 119(2), 548–560. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb00140.x>
- Harpel, C. J., de Silva, S., & Salas, G. (2011). *The 2 Ka eruption of Misti volcano, southern Peru: The most recent Plinian eruption of Arequipa's iconic volcano* (Vol. 484). Geological Society of America.
- Heise, W., Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Bannister, S. (2008). Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the Rotokawa geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 173(2), 740–750. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03737.x>
- Jones, A. G. (1983). On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. *Journal of Geophysics*, 53(1), 72–73.

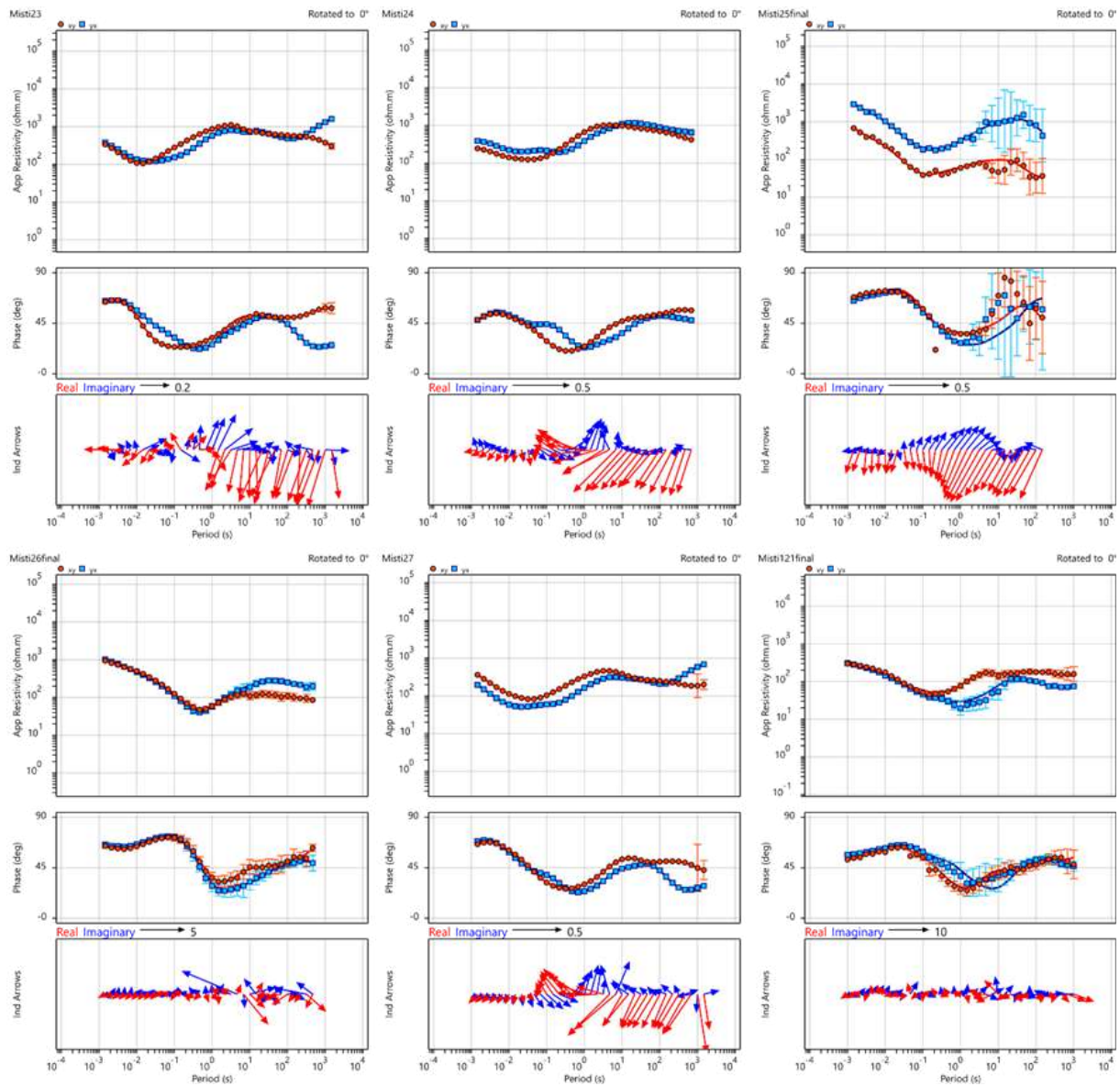
- Jones, A. G., & Jödicke, H. (1984). Magnetotelluric transfer function estimation improvement by a coherence-based rejection technique. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 51–55. <https://doi.org/10.1190/1.1894048>
- Lilley, F. E. M. (1993). Mohr circles in magnetotelluric interpretation: (i) Simple static shift; (ii) Bahr's analysis. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 45, 833–839.
- Martí, A., Queralt, P., & Ledo, J. (2013). WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. *Computers & Geosciences*, 56, 2295–2303. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.03.004>
- Matsushima, N., Michiwaki, M., Okazaki, N., Ichikawa, N., Takagi, A., Nishida, Y., & Mori, H. Y. (1990). Self-potential study in volcanic areas: Usu, Hokkaido Komaga-take and Me-akan. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series VII (Geophysics)*, 8(5), 465–477.
- Matsushima, N., Oshima, H., Ogawa, Y., Takakura, S., Satoh, H., Utsugi, M., & Nishida, Y. (2001). Magma prospecting in Usu volcano, Hokkaido, Japan, using magnetotelluric soundings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 109(4), 263–277. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00320-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00320-6)
- Miensopust, M. P. (2010). *Multidimensional magnetotellurics: A 2D case study and a 3D approach to simultaneously invert for resistivity structure and distortion parameters* (Doctoral dissertation). Dublin Institute for Advanced Studies.
- 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. *Bulletin of Volcanology*, 79(46). <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1129-5>
- Ruprecht, P., & Wörner, G. (2007). Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(3–4), 142–162. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.06.002>
- Simpson, F., & Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511614095>
- Szarka, L., & Menvielle, M. (1997). Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysical Journal International*, 129(1), 133–142. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb00938.x>
- Tarantola, A. (2006). Popper, Bayes and the inverse problem. *Nature Physics*, 2(8), 492–494. <https://doi.org/10.1038/nphys375>
- Thouret, J.-C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., & Frechen, M. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113(12), 1593–1610. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2)
- Usui, Y. (2015). 3D inversion of magnetotelluric data using unstructured tetrahedral elements: Applicability to data affected by topography. *Geophysical Journal International*, 202(2), 828–849. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv186>
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K., & Lilley, F. E. M. (2000). Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International*, 141(2), 321–336. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00083.x>
- Yamaya, Y., Alanis, P. K. B., Takeuchi, A., Mogi, T., Hashimoto, T., Sasai, Y., & Nagao, T. (2013). A large hydrothermal reservoir beneath Taal Volcano (Philippines) revealed by magnetotelluric resistivity survey: 2D resistivity modeling. *Bulletin of Volcanology*, 75(729). <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0729-y>

Anexos

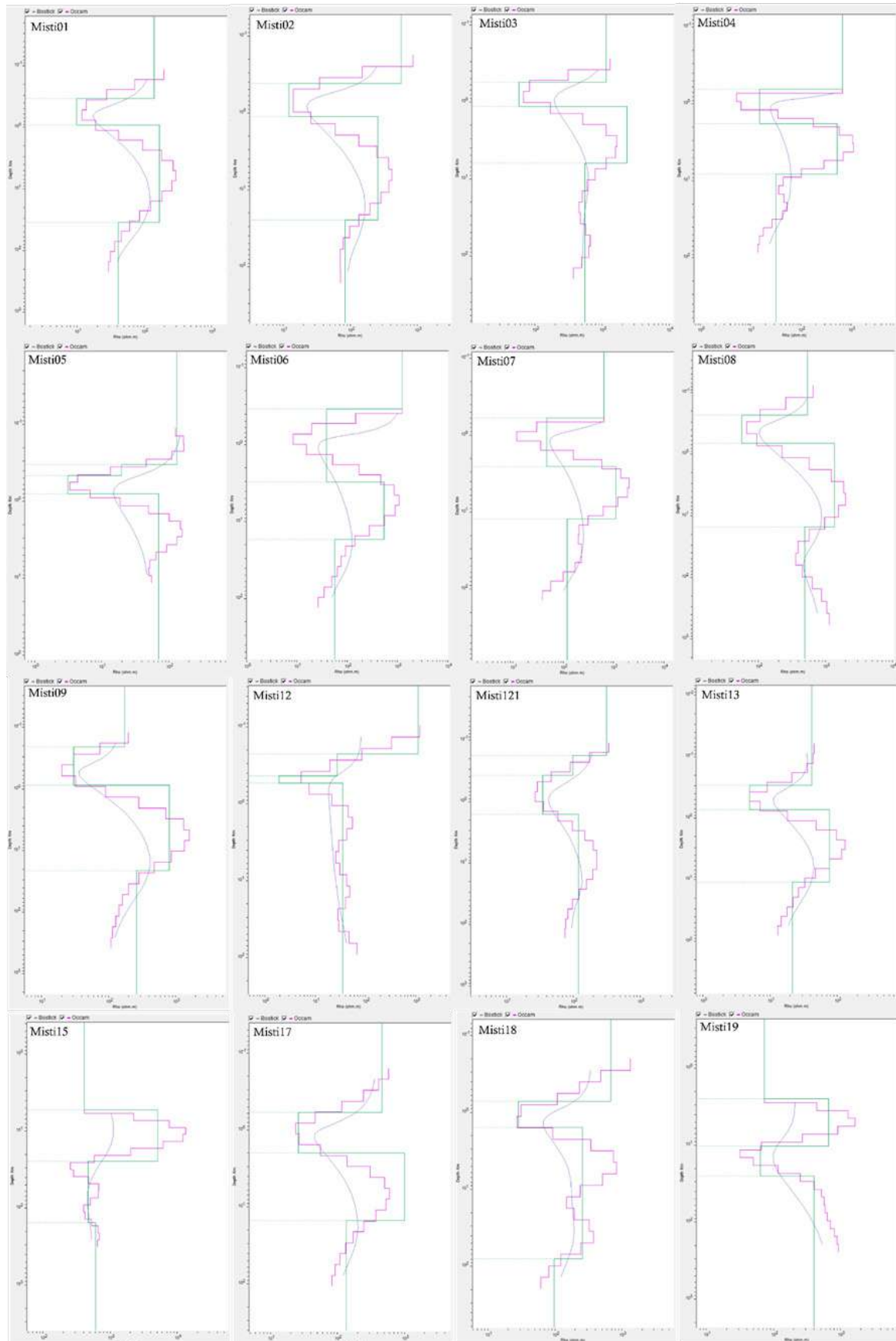
- Anexo A

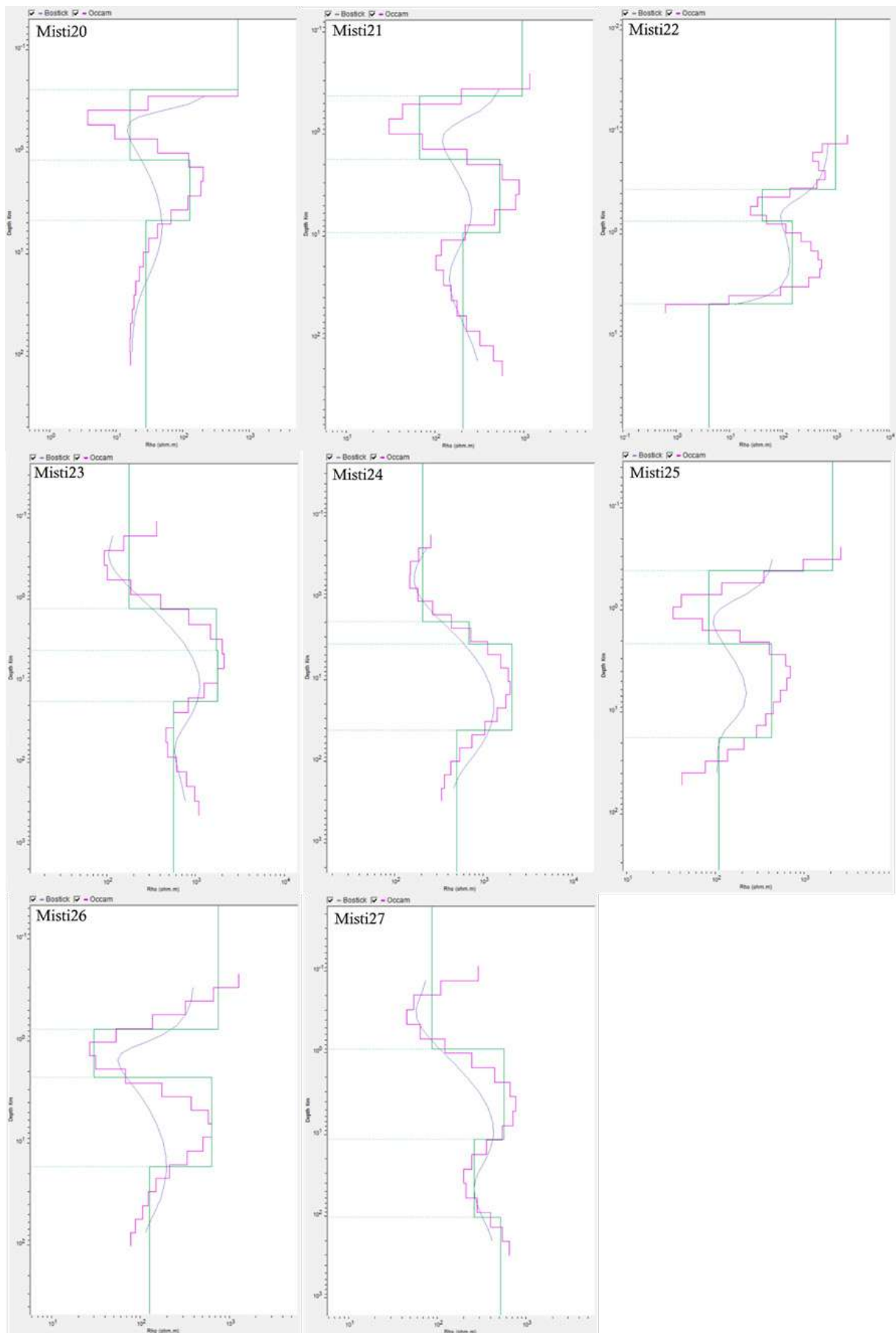






- Anexo B





Información clave para ti

Puedes consultar, descargar y compartir desde el Repositorio Geofísico Nacional (REGEN) los diferentes **reportes**, **boletines** e **informes** que genera el IGP.

RECUERDA: La Gestión del Riesgo de Desastres (GRD) se fundamenta en la investigación científica. El IGP es una entidad líder en la generación de conocimiento científico en el país.



REGEN



Sede central del Instituto Geofísico del Perú (IGP)

