PERÚ | Ministerio del Ambiente

IGP Instituto Geofísico del Perú

ESTRUCTURA INTERNA DE LOS VOLCANES CASIRI Y PURUPURUNI BASADO EN LA EXPLORACIÓN GEOFÍSICA (Región Tacna)

Informe Técnico N°037-2026/IGP CIENCIAS DE LA TIERRA SÓLIDA



Lima – Perú
Noviembre, 2026

Instituto Geofísico del Perú

Jefe Institucional: Hernando Tavera

Informe Técnico:

Estructura interna de los volcanes Casiri y Purupuruni basado en la exploración geofísica

(Región Tacna)

Autores:
Yanet Antayhua
Gonzalo Romero
Roger Machacca
Rosa Anccasi
Hernando Tavera
Beto Ccallata
José Torres
Yovana Álvarez
Ivonne Lazarte
Marco Rivera

Colaborador externo:
Svetlana Byrdina (IRD)

Este informe ha sido elaborado por el Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169, Mayorazgo
Teléfono: 51-1-3172300

ESTRUCTURA INTERNA DE LOS VOLCANES CASIRI Y PURUPURUNI BASADO EN LA EXPLORACIÓN GEOFÍSICA

(Región Tacna)

Lima - Perú
Noviembre, 2026

RESUMEN

El estudio geofísico integral de los volcanes Casiri y Purupuruni (Tacna) ha permitido, conocer la organización de su estructura interna, comprender el comportamiento del sistema volcánico, la circulación de fluidos y las posibles zonas de acumulación de magma. En el volcán Casiri, se ha identificado la presencia de una anomalía geofísica en profundidad, entre 3 y 5 kilómetros por debajo del nivel medio del mar, que por sus características geofísicas (anomalía conductiva, reducida sismicidad y baja velocidad de las ondas sísmicas) ha sido interpretada como la posible cámara magmática del volcán. Asimismo, otra anomalía superficial (entre 1 y 3 km), ha sido asociada con su sistema hidrotermal. El estudio también reveló la presencia de zonas con fracturamientos asociados a la falla Pacollo, sectores de acumulación de fluidos y estructuras profundas (mayores a 30 kilómetros por debajo del mar) por debajo del volcán Purupuruni, posiblemente relacionadas con zonas de acumulación de magma y fallas tectónicas regionales. En conjunto, este primer modelo geofísico integrado de la estructura interna de los volcanes Casiri y Purupuruni se constituye como conocimiento base para mejorar la preparación frente a una eventual erupción, actualizar sus planes de contingencia, fortalecer la gestión del riesgo de desastres y promover decisiones oportunas para proteger la vida de las personas, sus viviendas, sus actividades económicas y el medio ambiente en la región Tacna.

CONTENIDO

RESUMEN

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Estudios previos

2.- CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

3.- METODOLOGÍA Y DATOS

3.1.- Método magnetotelúrico

3.2.- Método sísmico

3.3.- Método de Potencial Espontáneo

4.- RESULTADOS

4.1.- Modelo magnetotelúrico 3D

4.2.- Distribución de la sismicidad

4.3.- Modelo de velocidades sísmicas 3D

4.4.- Potencial Espontáneo en el volcán Purupuruni

5.- DISCUSIÓN

5.1.- Modelo MT 3D y secciones geológicas SO-NE

5.2.- Modelo MT 3D y tomografía sísmica local NO-SE

5.3.- Modelo integrado 3D de los volcanes Casiri y Purupuruni

CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

1.- INTRODUCCIÓN

Los Andes centrales conforman una de las regiones tectónicamente más activas del planeta, donde interactúan procesos magmáticos, tectónicos e hidrotermales. En este contexto, el sur del Perú, parte de la Zona Volcánica Central (ZVC), alberga 16 volcanes activos y potencialmente activos, entre ellos Casiri y Purupuruni (Figura 1). El volcán Casiri es un estratovolcán de composición andesítica, ubicado en el sector sureste (SE) de la zona de estudio (Figura 2A), y está constituido por cuatro edificios volcánicos, tres de ellos antiguos y uno joven que reflejan la migración de la actividad volcánica. El edificio más joven presenta un cráter en cuyo interior se emplaza un domo. Asimismo, se observan dos coladas de lava bien conservadas que indicarían una actividad reciente (Holoceno). Las dataciones realizadas por Bromley et al. (2019) sugieren que el volcán Casiri habría registrado sus 2 últimas erupciones hace 5970±930 y 2600±400 años respectivamente, confirmando procesos eruptivos recientes.

El volcán Purupuruni ubicado en el sector noroeste (NO) de la zona de estudio (Figura 2B), está constituido por un conjunto de siete domos de lava que se extienden con dirección N-S y E-O. Estos domos presentan radios entre 700 y 1000 metros, y alturas entre 4900 y 5200 m s. n. m. lo que le confiere una morfología imponente y lo posiciona como una de las estructuras volcánicas más representativas del altiplano sur. Las dataciones cosmogénicas realizadas por Bromley et al. (2019) sugieren que su última actividad eruptiva habría ocurrido hace 5300 ±1100 años, lo que ratifica su carácter de volcán activo.

Entre estas estructuras volcánicas, existe actividad hidrotermal que se manifiesta con la presencia de fuentes termales o manantiales que alcanzan temperaturas máximas de hasta 86 °C, con presencia de pequeñas fumarolas (Cruz et al., 2020).

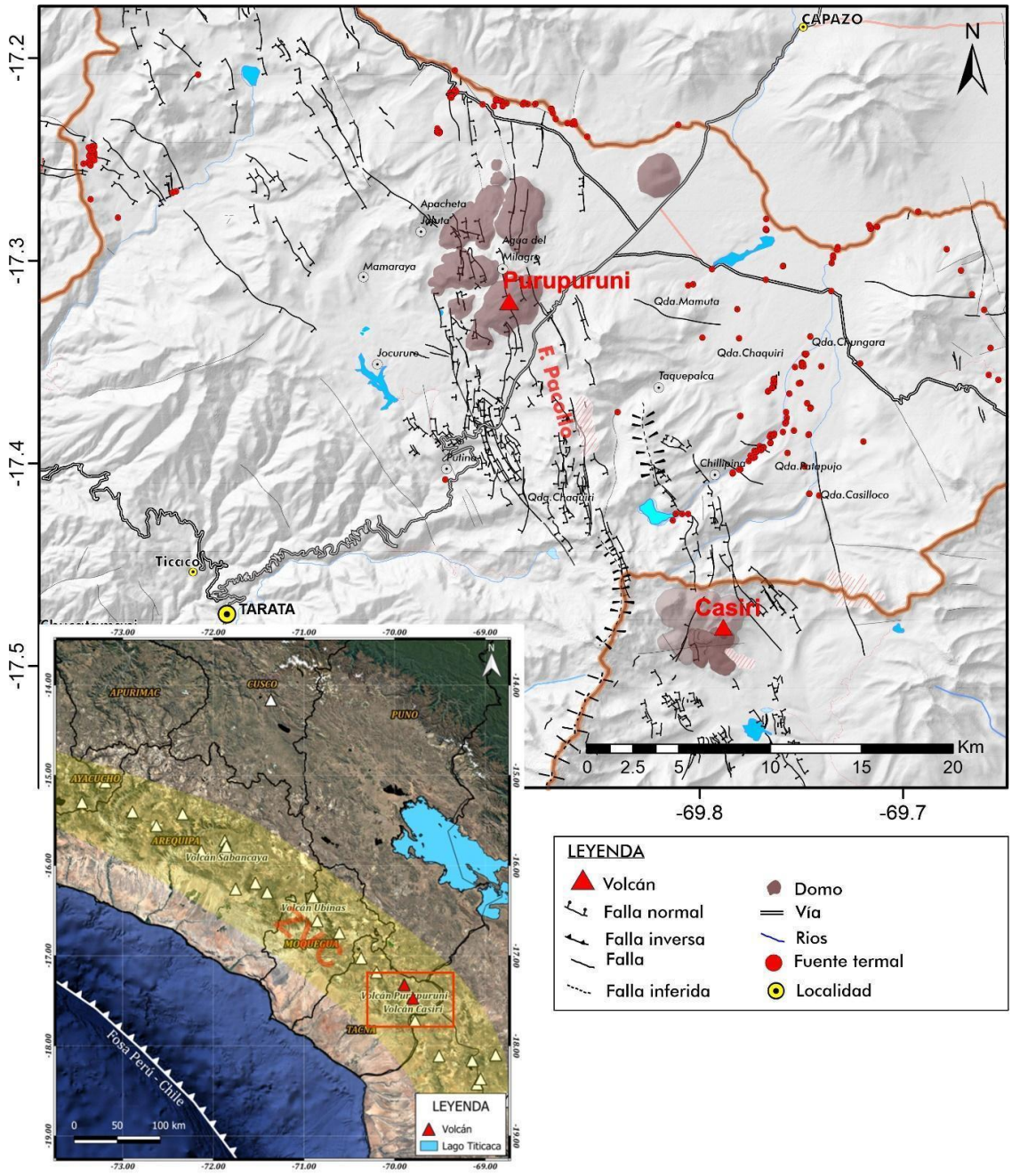


Figura 1.- Mapa de ubicación de los volcanes activos y potencialmente activos en el sur del Perú. Los volcanes Casiri y Purupuruni (región Tacna) están representados por triángulos rojos. ZVC: Zona Volcánica Central.

El conocimiento actual sobre la estructura interna de ambos volcanes es limitado debido a la falta de estudios geofísicos de alta resolución, lo que ha dificultado la caracterización de los sistemas magmáticos profundos y su vínculo con los procesos hidrotermales superficiales. Para abordar esta brecha, en este estudio se emplean métodos geofísicos de exploración profunda como la

magnetotelúrica (MT) y la sismología, y de exploración superficial como el potencial espontáneo (SP: self potential).

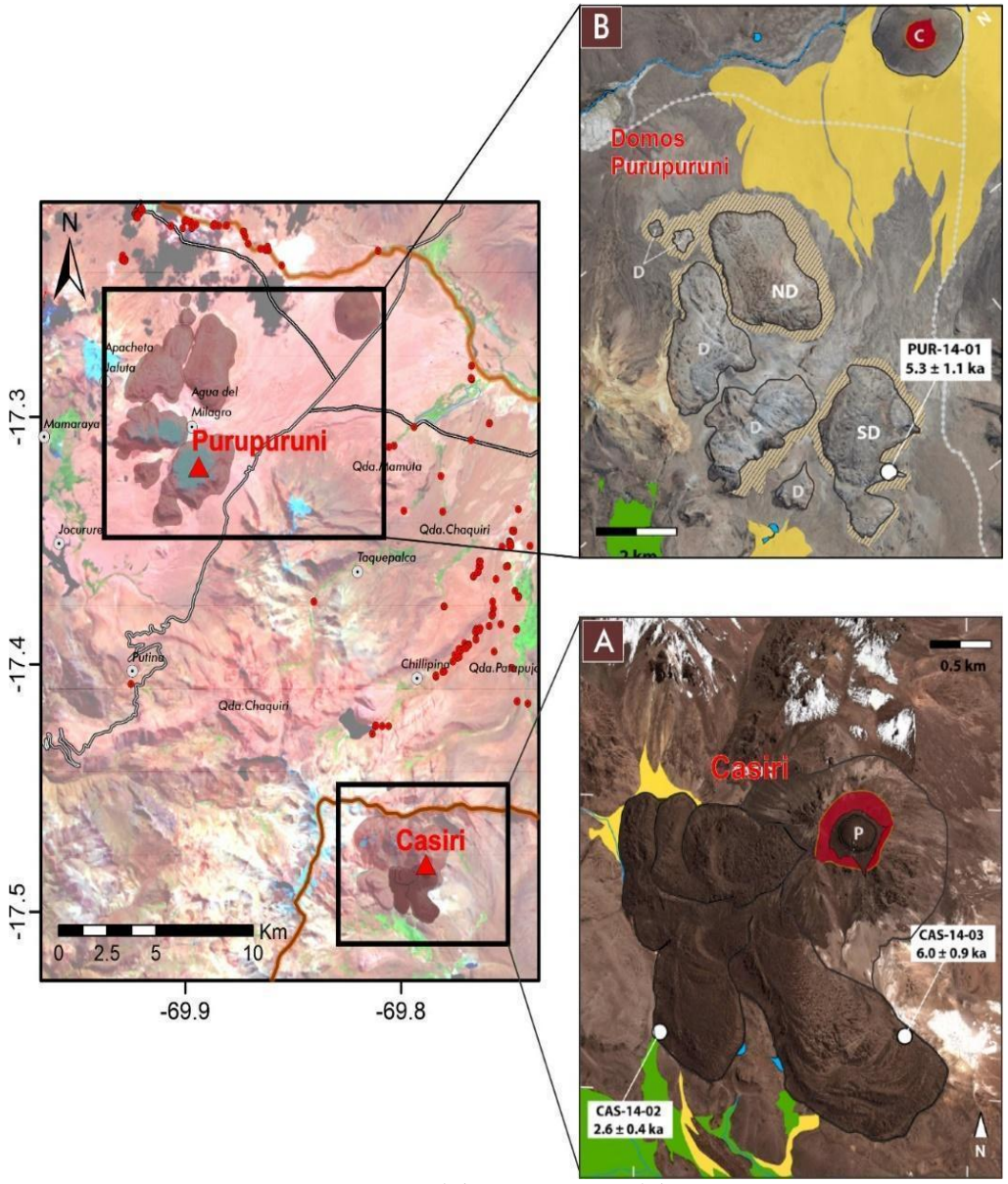


Figura 2.- Ubicación de los volcanes Casiri (A) y Purupuruni (B). Disposición de los domos, conos y depósitos volcánicos (Bromley et al., 2019).

La magnetotelúrica permite identificar anomalías conductivas asociadas a fluidos hidrotermales, magma o zonas de alteración, así como zonas resistivas vinculadas a rocas densas y compactas. La sismología, por su parte, caracteriza la distribución espacial y en profundidad de los sismos, identifica zonas de sismicidad reducida o ausente, cambios de velocidad sísmica, etc. En conjunto,

ambas técnicas permiten delimitar la zona de transición frágil-dúctil, asociada a la isoterma de ~350 °C, y detectar zonas de almacenamiento magmático, zonas de fracturamiento de rocas y posibles intrusiones. Por otro lado, el potencial espontáneo permite identificar variaciones del potencial eléctrico natural del suelo que se relacionen con el movimiento de fluidos, alteraciones hidrotermales y gradientes térmicos.

En esa línea, el objetivo de este estudio es caracterizar la geometría y ubicación de los reservorios magmáticos, conductos, sistemas hidrotermales y otras estructuras que intervienen en el funcionamiento de los volcanes activos Casiri y Purupuruni mediante la integración de la variación de la resistividad, distribución de la sismicidad, cambios en la velocidad sísmica y cambios del potencial eléctrico natural y, de esta manera, reconstruir la estructura interna de los volcanes Casiri y Purupuruni y proveer conocimiento base para efectuar u optimizar modelos de fuente con fines de pronóstico ante posibles erupciones volcánicas.

1.1.- Estudios previos

En el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni se llevaron a cabo diferentes estudios geológicos, geoquímicos y en menor número estudios geofísicos.

- Mendivil S. (1965), realizó el estudio geológico del volcán Purupuruni. Mediante el método radiométrico estimó la edad de este volcán en 0.1 Ma., por su emplazamiento en valles de origen glaciar el autor indica que el límite inferior de su edad no debe ser más antiguo que el Pleistoceno.

- Bromley et al. (2019), realizaron un estudio geológico y dataciones radiométricas con el fin de conocer la evolución y periodo de actividad volcánica. Las nuevas dataciones cosmogénicas de rocas extraídas de los domos del Purupuruni (domo sur) permitieron estimar su edad en 5.3±1.1

ka. Asimismo, efectuaron dataciones cosmogénicas de rocas del volcán Casiri obteniendo edades de 2.6±0.4 ka y 6.0±0.9 ka para las lavas recientes que afloran en su extremo suroeste.

- Cruz et al. (2019), efectuaron estudios geológicos, hidrogeológicos, geofísicos y geoquímicos y elaboraron el modelo conceptual integrado para la zona geotermal de Paucarani. Los resultados indican que los fluidos geotérmicos están asociados a fuentes magmáticas.

- Cruz et al. (2020), realizaron el estudio integral de la zona geotermal Casiri-Kallapuma. Los resultados sugieren la existencia de una fuente de calor asociada al complejo volcánico Casiri-Paucarani. Desde el punto de vista geotérmico, las alteraciones hidrotermales identificadas serían indicativos de ascensos de flujo geotérmico.

- Antayhua et al. (2021), analizaron la actividad sísmica ocurrida entre los años 2020 y 2021. Los resultados de la distribución espacial y en profundidad de los sismos, así como la obtención de mecanismos focales sugieren que su origen está asociado a la reactivación de la falla Pacollo y segmentos de fallas paralelas.

- Vargas et al. (2022), mediante la técnica DInSAR cuantificaron el desplazamiento de la superficie en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni. Los resultados indicaron procesos de desplazamiento, movimiento lateral y hundimiento en la falla Pacollo y en los domos sur y norte del volcán Purupuruni.

- Benavente et al. (2024), efectuaron el análisis del control estructural de los volcanes cuaternarios y activos del sur del Perú. Los resultados mostraron la coherencia entre el emplazamiento de los volcanes y la orientación de las fallas normales en el arco volcánico. Estos a su vez, controlarían el

ascenso del magma y la formación de los sistemas hidrotermales.

- Del Carpio et al. (2024), analizaron los sismos ocurridos en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni. Los resultados sugieren que la sismicidad ocurrida entre los años 2020 y 2021 podría tener un componente magmático que generó la ruptura de una zona sometida a fluidos de alta presión; como resultado, habría ocasionado la reactivación de la falla Pacollo.

- Álvarez et al. (2025), elaboraron e interpretaron modelos geoeléctricos de la zona geotérmica Paucarani. Identificaron zonas de alta conductividad asociadas a temperaturas anómalas que son relevantes para evaluar la posible generación de energía geotérmica, especialmente en la región occidental del área estudiada.

2.- CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

Los volcanes Casiri y Purupuruni forman parte de la cadena volcánica de los Andes Centrales compuestas, principalmente, de rocas volcánicas andesíticas, así como de domos andesíticos y dacíticos del Pleistoceno y Holoceno (Bromley et al., 2019; Cruz et al., 2019) (Figura 3). Estos volcanes se emplazaron principalmente sobre secuencias de lavas andesíticas del Grupo Barroso del Mioceno-Pleistoceno, algunas de las cuales están alteradas e hidrotermalizadas. Hacia el sector oeste de la cadena volcánica predominan lavas andesíticas de la Formación Chocolate (Jurásico Inferior). Hacia el sector este existe una secuencia de depósitos volcánicos sedimentarios del Grupo Maure (Neógeno-Mioceno). Las rocas más antiguas se ubican en el sector oeste y corresponden a areniscas de la Formación Hualhuani (Cretácico Inferior) y areniscas cuarzosas del Grupo Yura (Jurásico). Estas secuencias están cortadas por fallas inversas de orientación NO-SE y N-S, con buzamientos opuestos en dirección SO y NE y corresponden al sistema de fallas Incapuquio.

En la parte central, entre los volcanes Casiri y Purupuruni resalta la falla Pacollo y fallas paralelas de ~16 km de extensión y con dirección NNO-SSE; estos segmentos de fallas cortan secuencias volcánicas del Grupo Barroso (Mendívil, 1965). En el sector norte, donde se ubican los domos dacíticos del volcán Purupuruni, se observa la presencia de fallas y lineamientos que coinciden con la dirección preferencial N-S de la falla Pacollo. En el sector sur, entre la falla Pacollo y el volcán Casiri, se observan fracturas, así como fallas y lineamientos de menor longitud, con dirección preferencial NO-SE y con buzamiento hacia el oeste (Bromley et al., 2019; Cruz et al., 2020; Benavente et al., 2024).

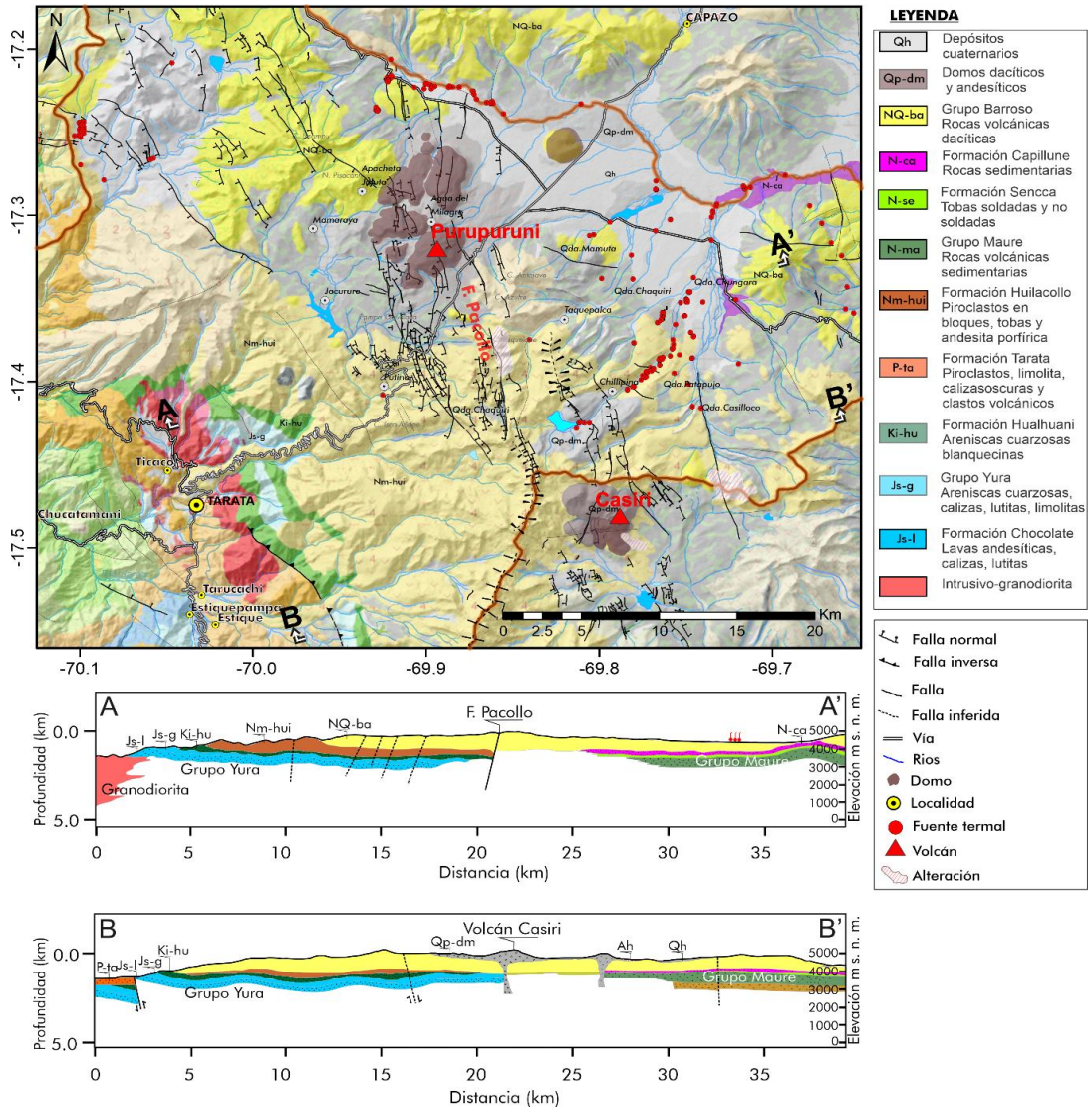


Figura 3.- Mapa geológico-estructural regional en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni (A) y secciones geológicas A-A' (Cruz et al., 2020) y B-B' (Cruz et al., 2019) en dirección SO-NE. Información recopilada de Bromley et al. (2019), Benavente et al. (2024) y de la página web del Geocatmin (https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin_v3/).

3.- METODOLOGÍA Y DATOS

3.1.- Método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) desarrollado entre los años 40 y 50 por Tikonov (1950) y Cagniard (1953), 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 (Chave y Jones, 2012). 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 (Kaufman y Keller, 1981). 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 es medido en superficie.

La resistividad es muy sensible a pequeños cambios en la composición de un determinado volumen de roca. 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 (Heise et al., 2013). En general, su variación se da en un amplio margen en función de su contenido en agua, de la salinidad, del modo de distribución de los poros y de la temperatura. La Figura 4 presenta los márgenes de variación más comunes en algunas rocas y minerales (Miensopust, 2010).

Por lo general, las zonas de alta resistividad se asocian a rocas metamórficas e ígneas no erosionadas, sus valores de resistividad pueden superar las centenas

de Ωm. Respecto a las resistividades intermedias estas pueden asociarse a rocas meteorizadas y sedimentos. En ambientes volcánicos las bajas resistividades se atribuyen generalmente a zonas de fluidos magmáticos (Volpi et al., 2003; Hill et al., 2009), zonas de alta temperatura (Ingham et al., 2009), agua salada, minerales secundarios (alteración) conductores de la electricidad, como los sulfuros o algunas arcillas (Jenkins et al., 2023).

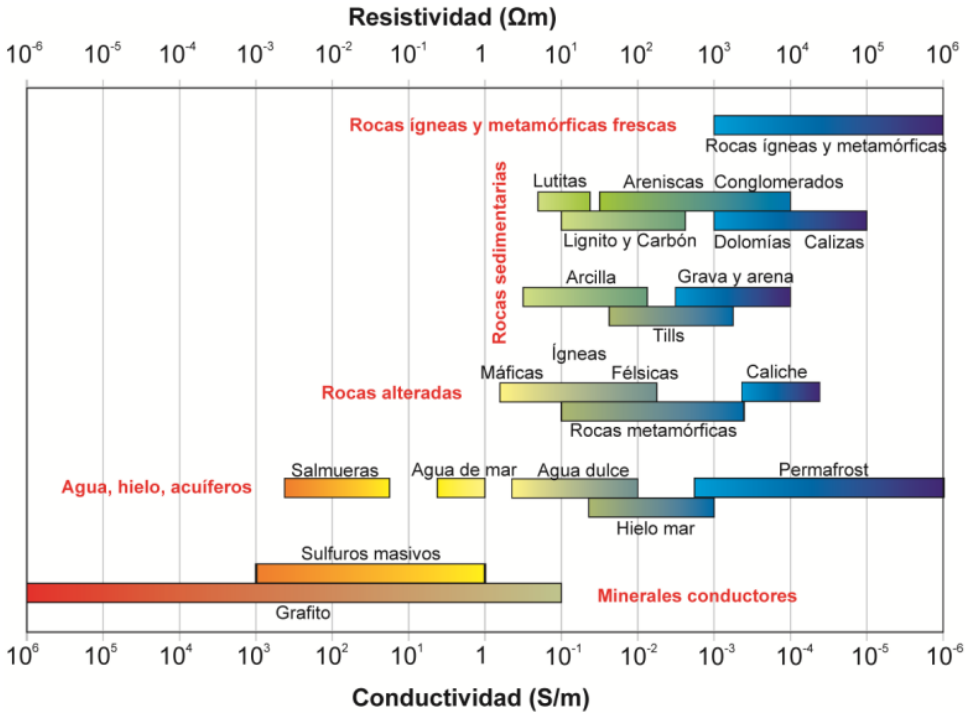


Figura 4.- Rango de conductividad eléctrica de los materiales más frecuentes en la Tierra. Modificado de Miensopust (2010).

3.1.1.- Adquisición de datos MT

La adquisición de 24 datos MT en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri se realizó mediante el registrador magnetotelúrico MTU-5C y sus respectivos accesorios (bobinas, electrodos, GPS). Los datos fueron adquiridos en las campañas de campo realizadas entre el año 2024 e inicios del año 2025 en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni. En la Figura 5 se presenta la ubicación de las estaciones magnetotelúricas (triángulos invertidos en color azul)

con su respectiva identificación, así como la disposición de los segmentos de fallas donde resalta la falla Pacollo.

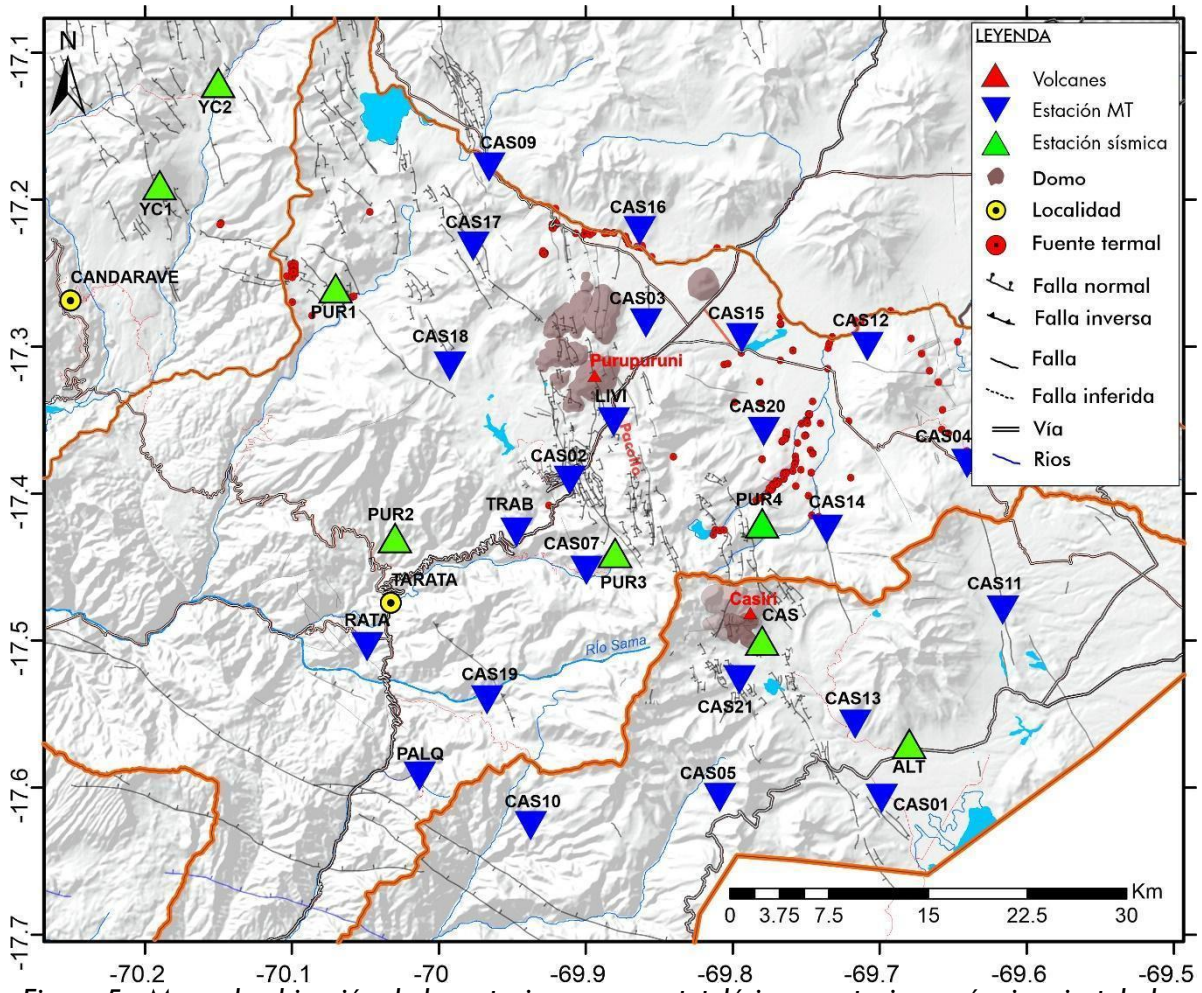


Figura 5.- Mapa de ubicación de las estaciones magnetotelúricas y estaciones sísmicas instaladas en los alrededores del de los volcanes Casiri y Purupuruni.

3.1.2.- Procesamiento e inversión 3D

El procesamiento se llevó a cabo mediante dos metodologías: el procesamiento robusto de Egbert (1997) y el software EMPOWER. El primero está basado en un esquema iterativo que minimiza la influencia de valores atípicos y ruido en los datos, lo que permite obtener estimaciones más estables del tensor de impedancia. Por su parte, el segundo (EMPOWER) es una herramienta moderna que incorpora algoritmos avanzados para la supresión de ruido coherente y la selección automática de ventanas temporales óptimas, lo cual

mejora la fidelidad espectral y la coherencia entre canales. Por otro lado, mediante el método del tensor de fase (Caldwell et al., 2004) se identificó que el proceso de inversión más apropiado para el caso de los volcanes Casiri y Purupuruni es una rutina de inversión 3D.

El proceso de inversión 3D fue ejecutado en el clúster iCloud, vinculado a la cuenta institucional del Instituto Geofísico del Perú y asociado al software GeoTools. El código de inversión utilizado está basado en el método de gradientes no conjugados para resolver el problema inverso. Se elaboró una malla para el proceso de inversión 3D donde se consideró la topografía obtenida a través de un modelo de elevación digital de 12 metros. La discretización horizontal se efectuó con un mayor refinamiento en la zona donde se ubican las estaciones magnetotelúricas y la discretización vertical con tres niveles de refinamiento hasta 200 km de profundidad, considerando una mayor resolución en las capas superiores para capturar las estructuras superficiales y corticales.

El tiempo de la inversión 3D tuvo una duración aproximada de dos días. Después de 200 iteraciones, se logró el modelo magnetotelúrico 3D representativo, con nRMS de 1.5. Los resultados fueron descargados al entorno de GeoTools para su visualización y análisis.

3.2. Método sísmico

3.2.1.- Datos y procesamiento

Para los fines de este estudio, se realizó la selección y localización hipocentral de 2163 sismos Volcano-Tectónicos (VT) ocurridos en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni en el periodo 2020-2021. Estos eventos fueron registrados por seis estaciones (Figura 5) equipadas con sismómetros de banda ancha de tres componentes. La estación CAS forma parte de la Red Volcánica (RV) y es la estación que registró el inicio de la crisis sísmica de julio de 2020.

Excepcionalmente, y ante la ocurrencia de sismos de magnitud moderada (M>3.5), las estaciones sísmicas ALT de la Red Sísmica Nacional (RSN) y YUC1 de la RV han sido utilizadas para el procesamiento de los datos sísmicos. Las estaciones PUR1, PUR2, PUR3 y PUR4 que constituyen la Red de la Falla Pacollo (RFP) fueron instaladas en diciembre de 2020 para cubrir, acimutalmente, el entorno de la falla Pacollo y en general, el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri con la finalidad de optimizar la localización hipocentral de los sismos.

El procesamiento y reprocesamiento de los sismos ocurridos en el periodo 2020-2021 fueron efectuados con los programas de localización absoluta Hypocenter (Lienert y Havskov, 1995) incluido en el sistema SEISAN (Otemöller et al., 2020), y la localización relativa mediante la Doble Diferencia HypoDD (Waldhauser, 2001). En total, se relocalizaron 2163 sismos. Las magnitudes de estos eventos oscilan entre M1.2 y M5.1 y profundidades entre 0.5 km y 18 km.

A esta sismicidad (periodo 2020-2021) se adicionaron 205 sismos ocurridos en el periodo 2022-2023. Estos eventos fueron localizados mediante el programa NonLinLoc (Lomax et al., 2000), analizados y compartidos por los cooperantes del proyecto DEEPTrigger integrados por investigadores del IGP e IRD. La magnitud de estos eventos varía entre M1.4 y M4.0 y la profundidad promedio entre 0.5 y 20 km.

En conjunto, ambos catálogos de sismos VT hacen un total de 2368, con magnitudes entre M1.2 y M5.1, y profundidades entre 0.5 km y 20 km bajo la superficie de ambos volcanes.

3.2.2.- Tomografía sísmica local

La tomografía sísmica se basa en el registro de los tiempos de viaje de las ondas P y S de los sismos que atraviesan una región determinada y que se registran en una serie de estaciones sísmicas instaladas alrededor de dicha

región. En su trayectoria, los rayos sísmicos acumulan información sobre la estructura interna de la Tierra. El objetivo de una inversión tomográfica es descifrar esta información y reconstruir la estructura interna de la Tierra. El enfoque cinemático, basado en el uso de los tiempos de viaje de los rayos sísmicos, es el método más simple y común para esta aplicación (Figura 6). Estos tiempos se pueden representar como una integral a lo largo de las trayectorias de los rayos:

$$T = \int_{\gamma} \frac{dS}{V(x,y,z)}$$

donde γ es la trayectoria del rayo y V es la velocidad sísmica. Aquí, se presume una frecuencia finita de la onda que permite representar el rayo sísmico como una sola línea curva. Estos tiempos de viaje se comparan con los tiempos de viaje teóricos calculados con un modelo de velocidad inicial, si la diferencia entre los tiempos de viaje observados y teórico no son adecuados, se varía el modelo de velocidad de forma iterativa a uno que se ajuste mejor a los tiempos de viaje observados. Este procedimiento se conoce como método inverso, ya que a partir de los resultados se trata de inferir aquello que los produce.

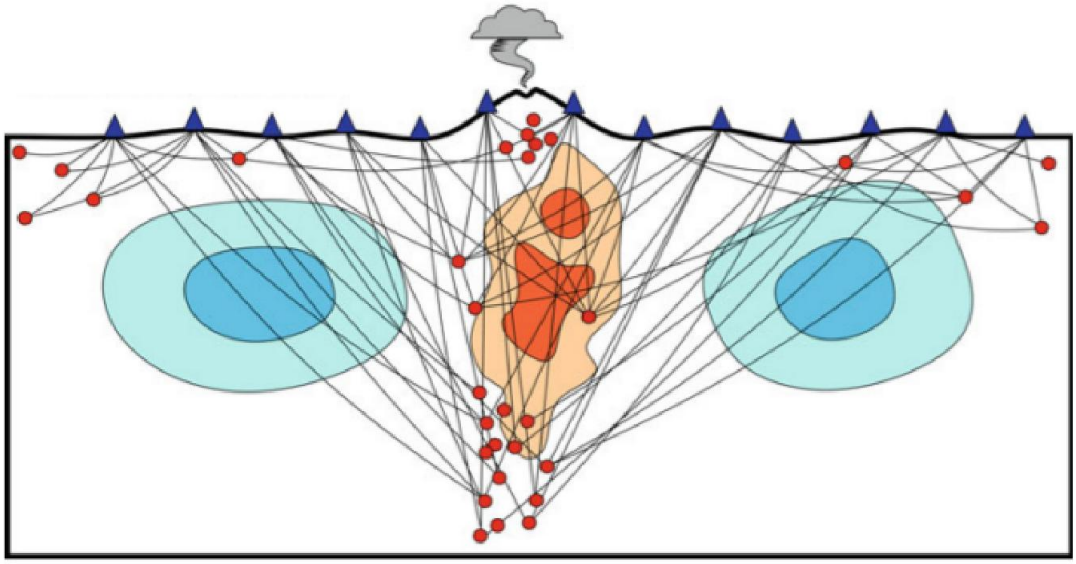


Figura 6.- Esquema sobre la tomografía sísmica empleando sismos locales y la trayectoria de rayos hacia las estaciones sísmicas. Los triángulos azules representan las estaciones sísmicas; los círculos rojos, los sismos y las líneas negras, las trayectorias de los rayos sísmicos (Koulakov y Shapiro, 2015).

Para conocer la variación de la velocidad en profundidad en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni se empleó el algoritmo de inversión sísmica 3D denominada LOTOS (Koulakov, 2009). Este algoritmo sencillo, ampliamente utilizado en el estudio de la estructura interna de los volcanes mediante la tomografía sísmica local (Koulakov et al., 2019; Koulakov et al., 2020) está diseñado para ajustar modelos de velocidad 3D de ondas sísmicas mediante la inversión conjunta de los tiempos de llegada de ondas P y S, y la relocalización hipocentral.

Los datos de entrada del algoritmo constan de tiempos de arribo de las ondas P y S, rigurosamente seleccionados con la finalidad de optimizar los resultados y obtener la tomografía 3D de los volcanes Casiri y Purupuruni.

3.3.- Método de Potencial Espontáneo

El método de Potencial Espontáneo (Self Potential: SP por sus siglas en inglés) es una técnica geofísica que consiste en medir la diferencia de potencial eléctrico natural en la superficie del terreno. Estas variaciones se originan por procesos electroquímicos o por el movimiento de fluidos en el subsuelo. En volcanes estas diferencias se dan por movimiento de fluidos, alteraciones hidrotermales y gradientes térmicos, lo que ayuda a entender la estructura interna de un volcán. Este comportamiento produce perfiles SP característicos en forma de "W", con disminuciones de varios cientos de milivoltios en las laderas y una recuperación cerca del cráter. Las anomalías positivas de SP observadas alrededor de cráteres o zonas fumarólicas se atribuyen principalmente al flujo ascendente de fluidos impulsados térmicamente (Corwin y Hoover, 1979; Reynolds, 2011).

Ishido (2014), mediante simulaciones numéricas con el modelo bidimensional EKP ("Electrokinetic Potentials"), demostró que estructuras conductoras entre niveles someros y profundos favorecen la concentración de corriente y el

incremento del SP en la cima de los volcanes. La Figura 7 muestra el esquema clásico del comportamiento del potencial eléctrico natural en una zona volcánica con la presencia de una zona hidrotermal y una zona hidrogeológica.

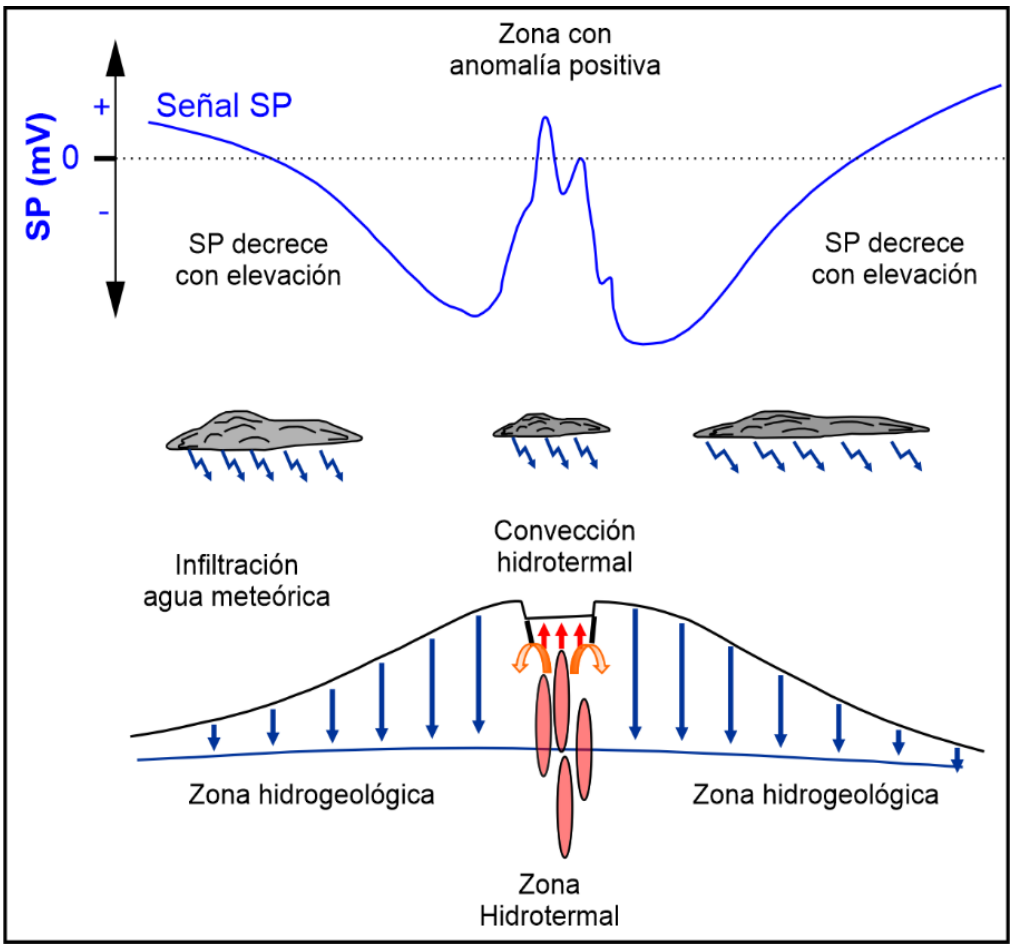


Figura 7.- Esquema clásico de generación del potencial espontáneo en una zona volcánica (modificado de Lénat et al., 2000).

En este estudio, el método SP se ejecutó en el flanco norte del complejo de domos del volcán Purupuruni en junio de 2025, con la finalidad de identificar cambios en el potencial eléctrico natural del subsuelo atribuidos al movimiento de fluidos. En total, se efectuaron 113 mediciones de SP a lo largo del perfil N-S (Figura 8), con distancias de 20 metros de separación entre puntos de medición, cubriendo una línea de 2.2 km de longitud.

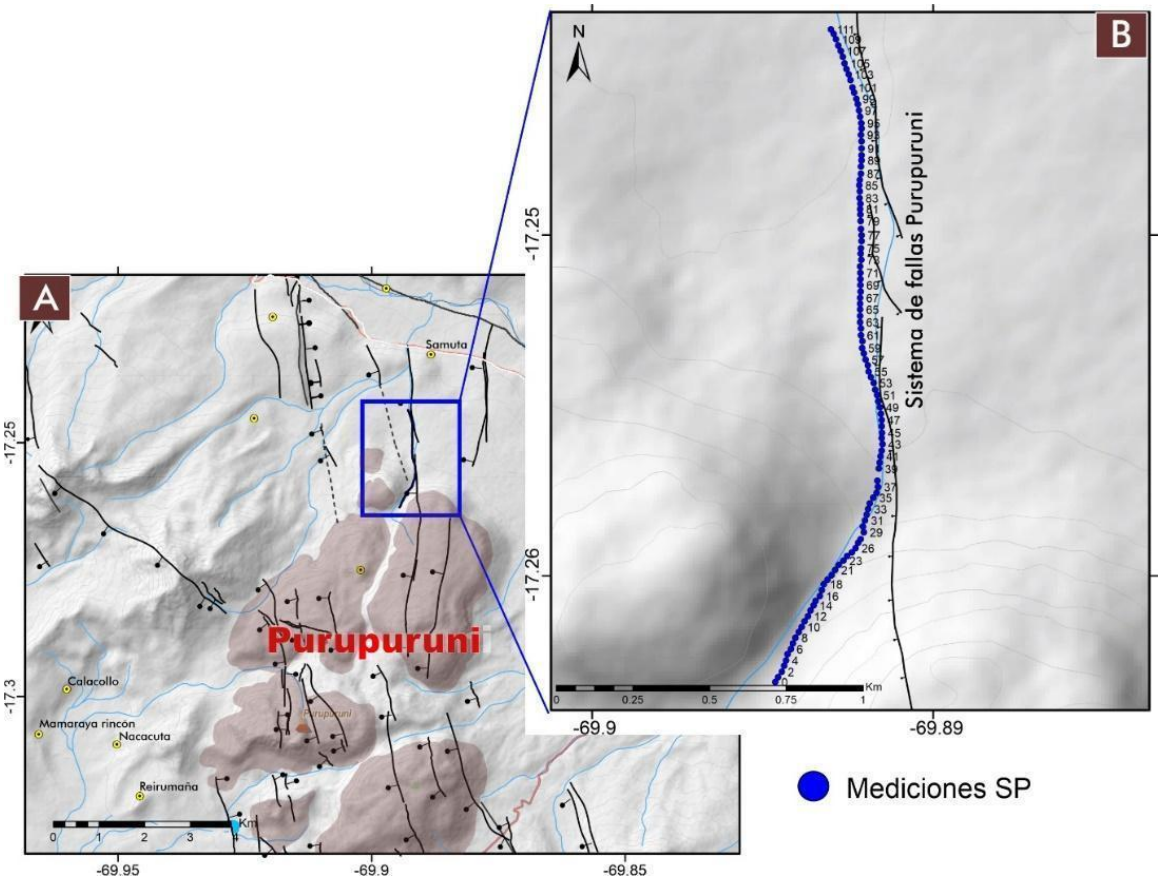


Figura 8.- Perfil de Potencial Espontáneo (SP) realizado al norte de los domos del Purupuruni (A). Se realizaron 112 mediciones SP con separaciones de 20 metros (B). Se observa que las mediciones siguen la dirección de uno de los segmentos del sistema de fallas Purupuruni.

4.- RESULTADOS

4.1.- Modelo magnetotelúrico 3D

El modelo magnetotelúrico tridimensional obtenido en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni es presentado en secciones horizontales (Figura 9), secciones verticales (Figura 10) e iso-superficies elaboradas con resistividades de 5 Ωm (Figura 11).

4.1.1.- Presentación del modelo MT 3D en cortes horizontales

En la Figura 9 se presentan cortes horizontales de la estructura resistiva 3D de los volcanes Casiri y Purupuruni, elaboradas para profundidades entre 3 km sobre el nivel del mar (s. n. m.) y 40 km bajo el nivel del mar (b. n. m.), observándose contrastes marcados entre dominios conductivos y resistivos.

Al oeste de los volcanes Casiri y Purupuruni, entre 1 y 3 km s. n. m. se identifica un dominio resistivo R, asociado a rocas más densas y de baja permeabilidad (Figura 9A-G). Hacia el este, donde se localizan las fallas neotectónicas, se observa un dominio conductivo C1. A partir de los 5 km b. n. m., ligeramente desplazado al sur del volcán Casiri, se identifica el conductor C2 con valores de resistividad de 3.5 a 6.5 Ωm (Figura 9D-F). En el sector noroeste del volcán Purupuruni se identifica el conductor C3. Se ubica a profundidades mayores a 30 km b. n. m. (Figura 9H-J). En el sector noroeste del volcán Purupuruni se identifica el conductor C3, el cual se ubica a profundidades mayores a 30 km b. n. m. (Figura 9H-J).

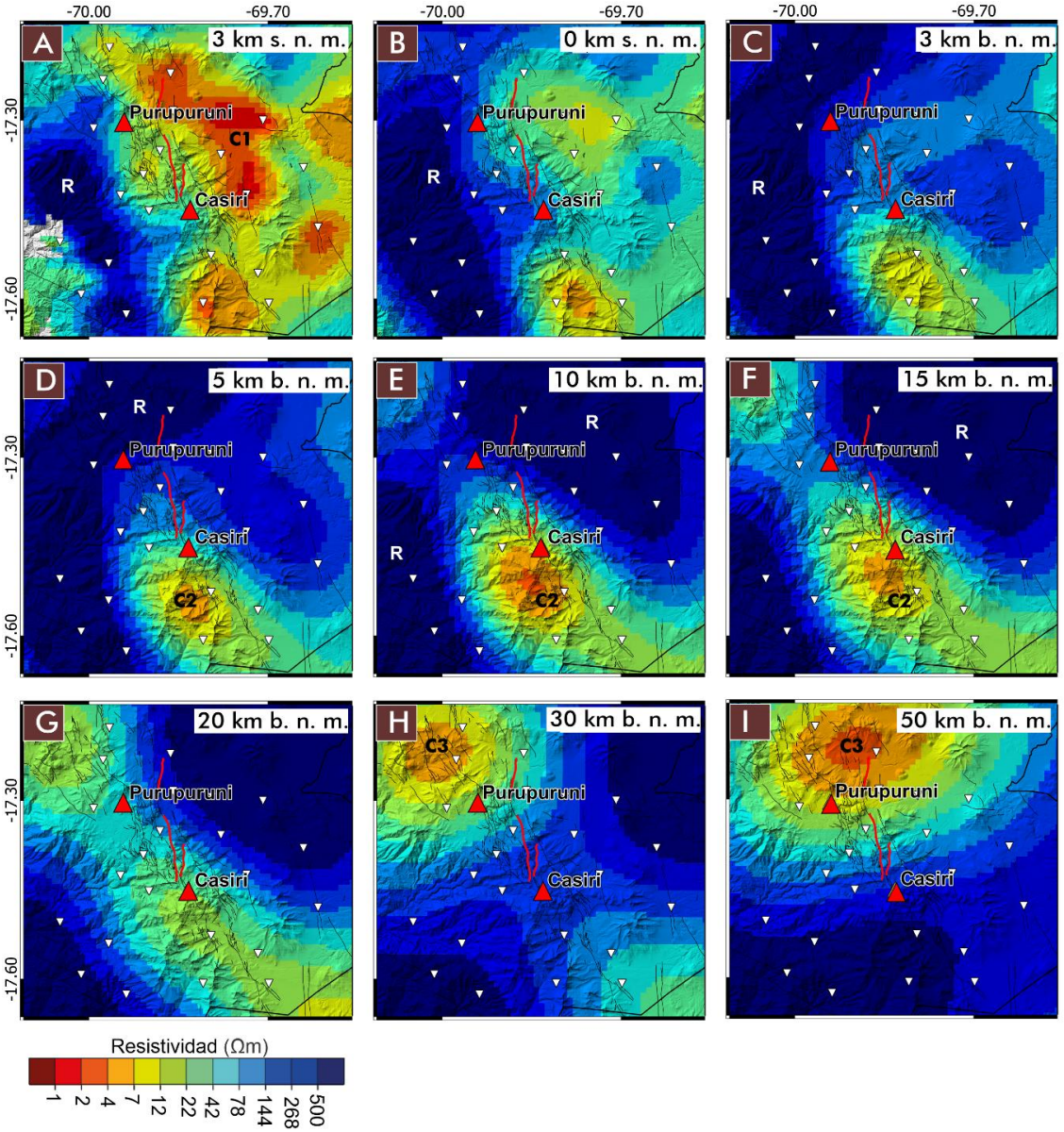


Figura 9.- Cortes horizontales para diferentes profundidades derivados del modelo 3D de los volcanes Casiri y Purupuruni. Sobre los modelos se etiquetan las anomalías conductivas C1, C2 y C3. Las líneas negras representan las fallas presentes en el área de estudio, en donde se enfatiza la localización de la falla Pacollo (en rojo).

4.1.2.- Presentación del modelo MT 3D en secciones verticales

En la Figura 10 se presentan seis secciones verticales del modelo magnetotelúrico 3D elaboradas en dirección NO-SE (P01, P02, P03) y SO-NE (P05, P06, P07).

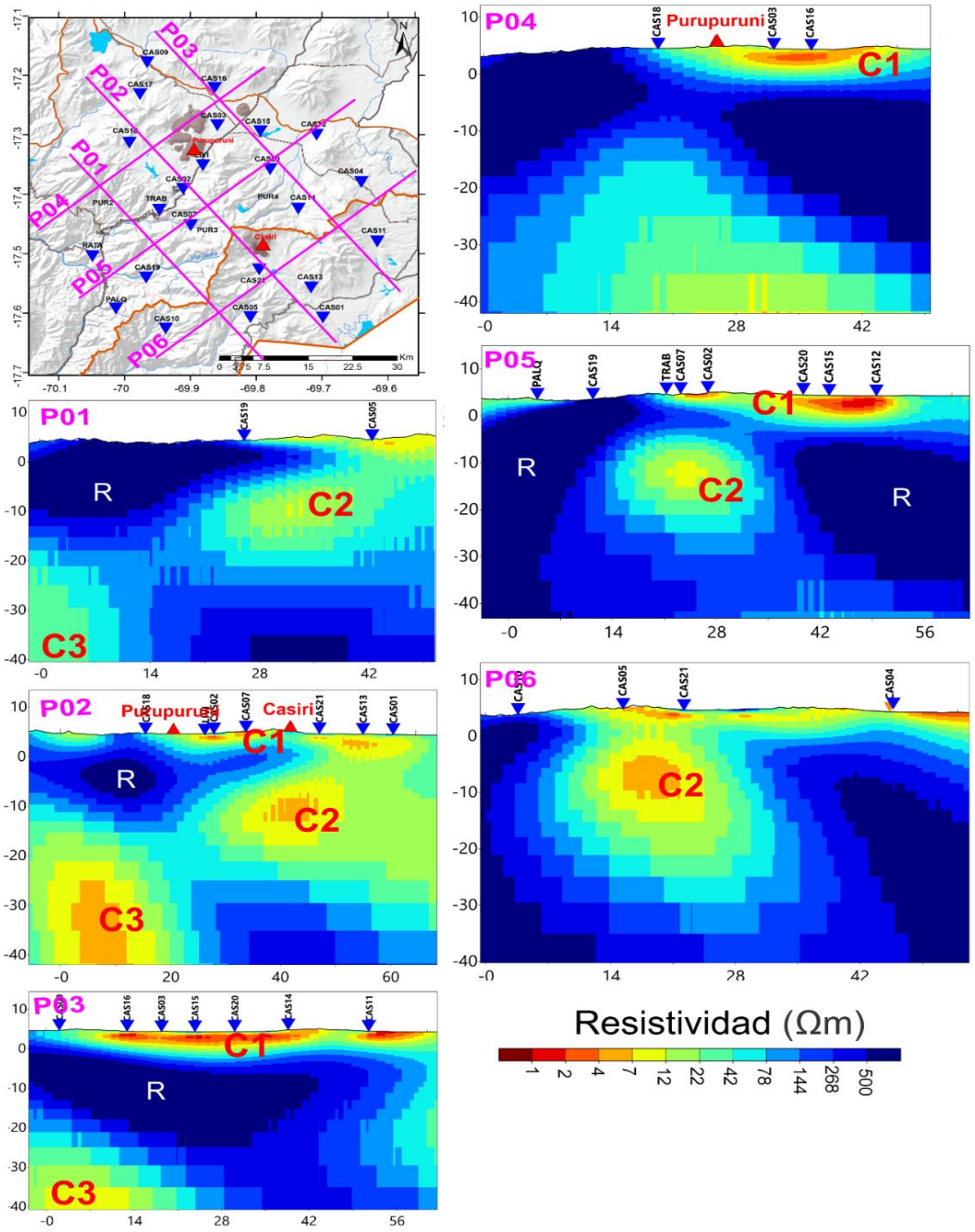


Figura 10.- Representación del modelo MT 3D en secciones verticales. C1, C2 y C3 son las anomalías conductivas identificadas por debajo de los volcanes Casiri y Purupuruni. Los triángulos rojos representan a los volcanes y los triángulos azules invertidos a las estaciones MT.

La característica más destacada a nivel superficial es la presencia de la anomalía altamente conductiva C1, asociada a la presencia del sistema hidrotermal del volcán Casiri, donde probablemente existe circulación de los fluidos a través de las fallas y su correspondiente manifestación en superficie

como fuentes termales; así como al alto grado de fracturamiento observado entre los domos del volcán Purupuruni. También, los perfiles P01, P02 y P06, de manera consistente, evidencian la presencia del conductor C1, con un espesor aproximado de 5 km. Alrededor de 5 km b. n. m., los perfiles P01, P02, P05 y P06 evidencian la presencia del conductor C2. El valor de resistividad anómala (~3.5-22 Ωm), su geometría y localización respecto al edificio volcánico, permiten interpretarla como la cámara magmática del volcán Casiri.

Por debajo del volcán Purupuruni, a profundidades mayores a 30 km b. n. m., se identifica el conductor C3 (P01, P02, P03). Por su característica elongada en profundidad y ligeramente desplazada hacia el sector este del volcán Purupuruni podría asociarse a procesos tectono-magmáticos de escala regional, típica del margen andino. No obstante, la existencia del conductor C3 a mayores profundidades debe ser considerada con cautela, ya que su delimitación ocurre en el borde de cobertura espacial de los sondeos magnetotelúricos, lo que introduce incertidumbre en su resolución en profundidad.

4.1.3.- Iso-superficies de anomalías conductivas

La Figura 11 presenta dos vistas tridimensionales del modelo magnetotelúrico 3D obtenido en los volcanes Casiri y Purupuruni, construidas a partir de iso-superficies de 5 Ωm con el fin de resaltar la ubicación, la geometría y la profundidad de las principales estructuras conductoras.

Los resultados evidencian la presencia de anomalías conductivas someras ubicadas al este de los volcanes Purupuruni y Casiri, las cuales se asocian al sistema hidrotermal activo (C1) presente en la zona. En niveles más profundos, bajo el volcán Casiri se identifica la anomalía conductiva C2, de geometría elipsoidal, interpretada como la cámara magmática de este edificio volcánico. Asimismo, al noroeste del volcán Purupuruni se observa el prominente conductor

C3, el cual se prolonga hacia el este en profundidad y ha sido interpretado como una estructura de escala regional con posibles implicaciones tectono-magmáticas.

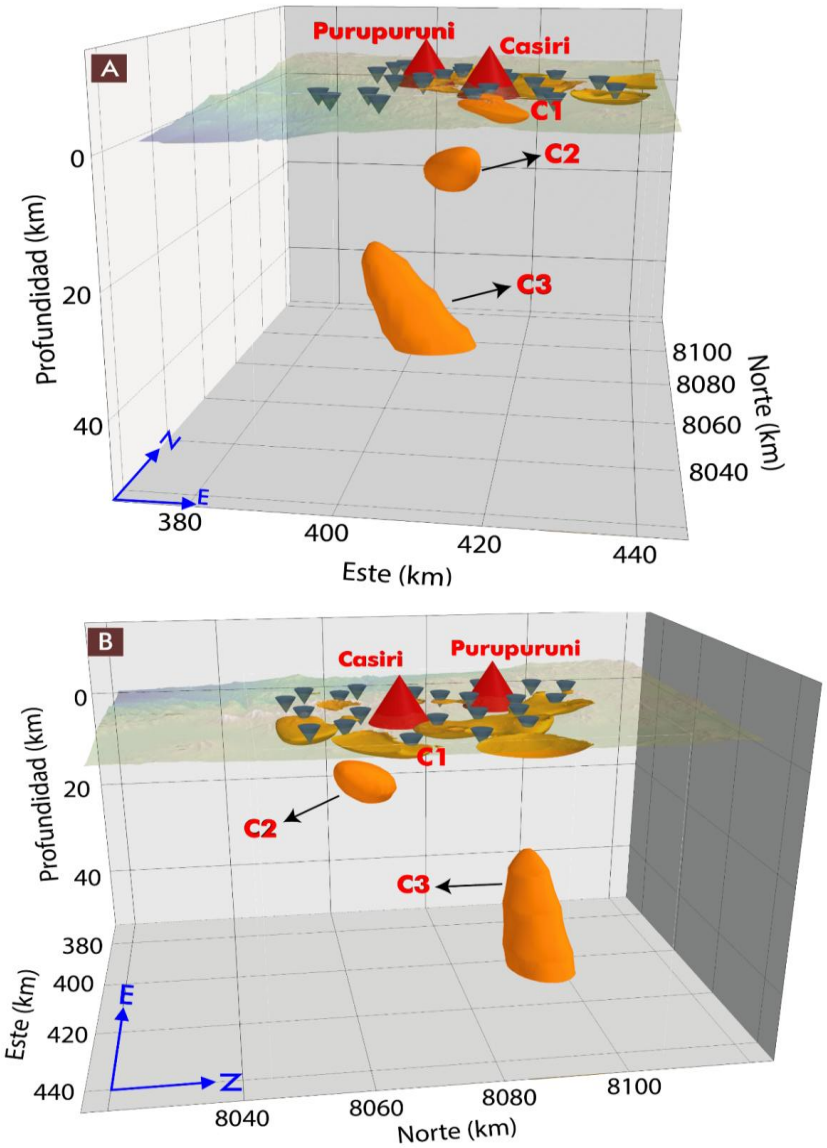


Figura 11.- Iso-superficies de anomalías conductoras de 5 Ωm derivada del modelo magnetotelúrico 3D. Vistas desde el sureste (A) y desde el este (B). Los triángulos rojos representan a los volcanes y los triángulos azules invertidos a las estaciones MT.

4.2.- Distribución de la sismicidad

La Figura 12 muestra la distribución espacial de la sismicidad registrada en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni entre los años 2020 y 2023. En este periodo se observa una actividad sísmica particularmente intensa entre ambos

edificios volcánicos. La mayor concentración de eventos se alinea en dirección NO–SE, siguiendo la traza de la falla Pacollo y de estructuras paralelas, lo cual sugiere la continuidad del proceso de deformación cortical en dicha orientación.

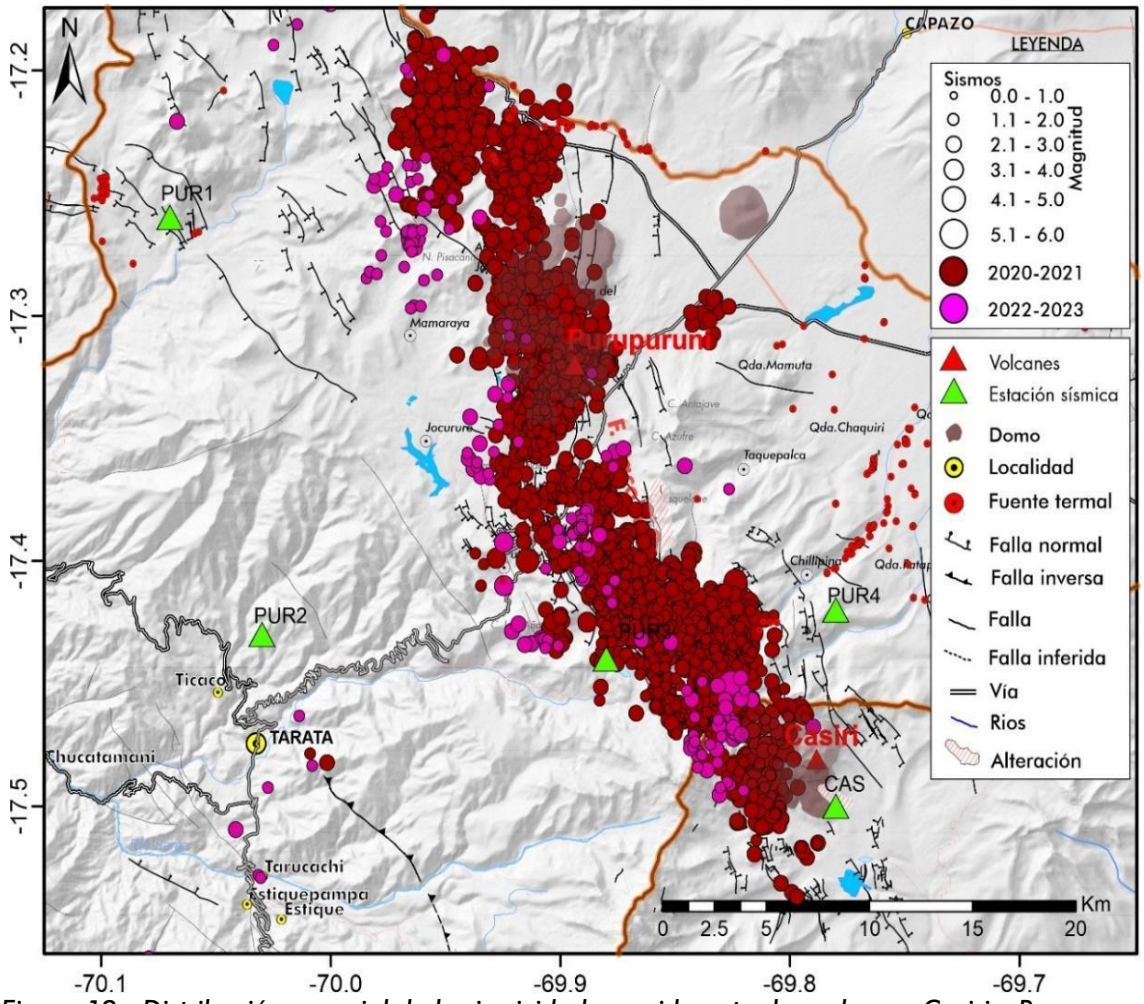


Figura 12.- Distribución espacial de la sismicidad ocurrida entre los volcanes Casiri y Purupuruni durante el periodo 2020-2023. Los círculos en color café representan los sismos analizados en este estudio y en color magenta los analizados por la cooperación IGP-IRD.

En la Figura 13 se presenta la sección vertical tridimensional elaborada en la dirección NO–SE, con la distribución de los sismos en profundidad y las anomalías conductivas derivadas del modelo MT, representadas en iso-superficies de 5 Ωm. Se observa que la sismicidad se distribuye en el entorno de las anomalías conductivas, lo que pone en evidencia la estrecha correlación entre la actividad sísmica, y las zonas de alta resistividad, ya que los eventos sísmicos están asociados a zonas principalmente resistivas; mientras que los cuerpos de alta

conductividad se correlacionan con materiales parcialmente fundidos o de comportamiento dúctil.

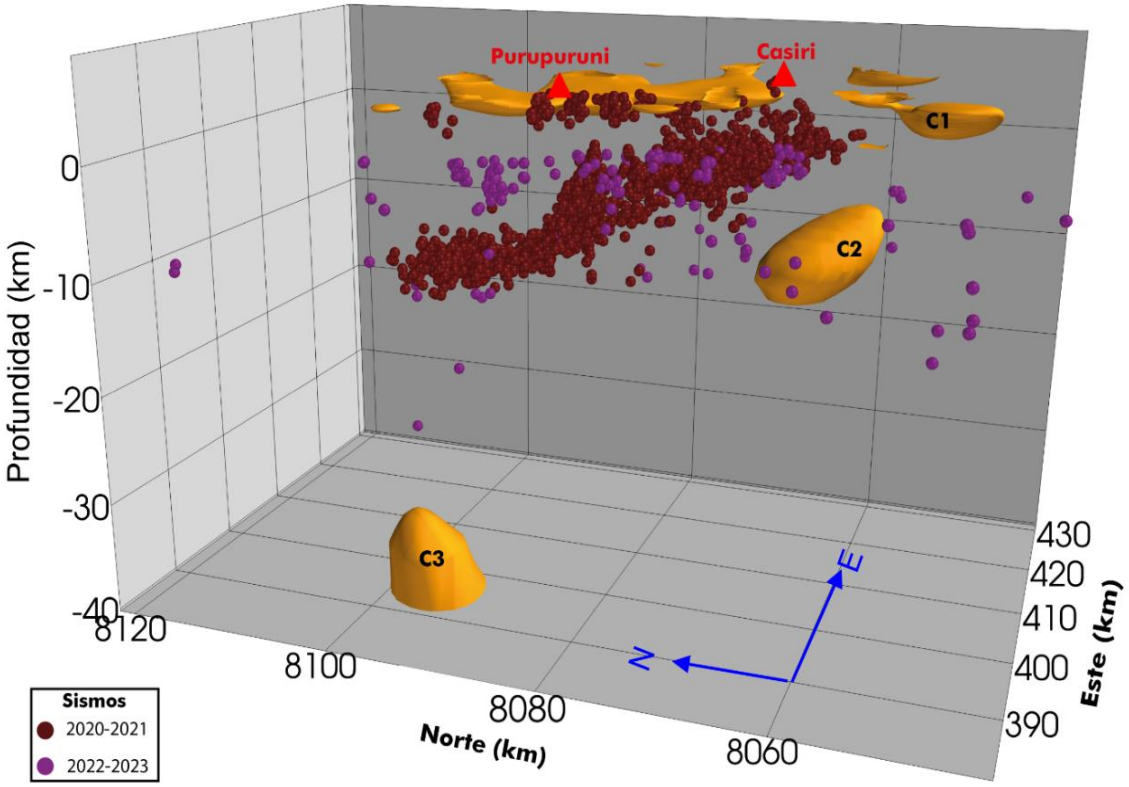


Figura 13.- Distribución en profundidad de la sismicidad ocurrida en el periodo 2020-2023 y ubicación de los cuerpos conductivos. Obsérvese que la sismicidad superficial ocurre por debajo del volcán Casiri y la más profunda por debajo del volcán Purupuruni. Los círculos en color café representan los sismos analizados en este estudio y en color magenta los analizados por la cooperación IGP-IRD.

4.3.- Modelos de velocidades sísmicas 3D

4.3.1.- Secciones horizontales de anomalías de velocidad

La Figura 14 muestra dos secciones horizontales de los modelos de anomalías de velocidad de ondas P (dVp) y de ondas S (dVs), elaboradas a 3 km sobre el nivel del mar y 0 km sobre el nivel del mar. Los cortes horizontales de dVp (Figuras 14A–B) y dVs (Figuras 14C–D), elaborados a 3 km sobre el nivel del mar y al nivel del mar (0 km), muestran anomalías negativas ubicadas en las proximidades y por debajo del complejo de domos del volcán Purupuruni. Estas anomalías de

baja velocidad, tanto en Vp como en Vs, podrían estar asociadas a la presencia de rocas menos densas y a la existencia de sistemas hidrotermales activos, lo que sugiere condiciones térmicas elevadas y posibles zonas de alteración hidrotermal al interior del sistema volcánico.

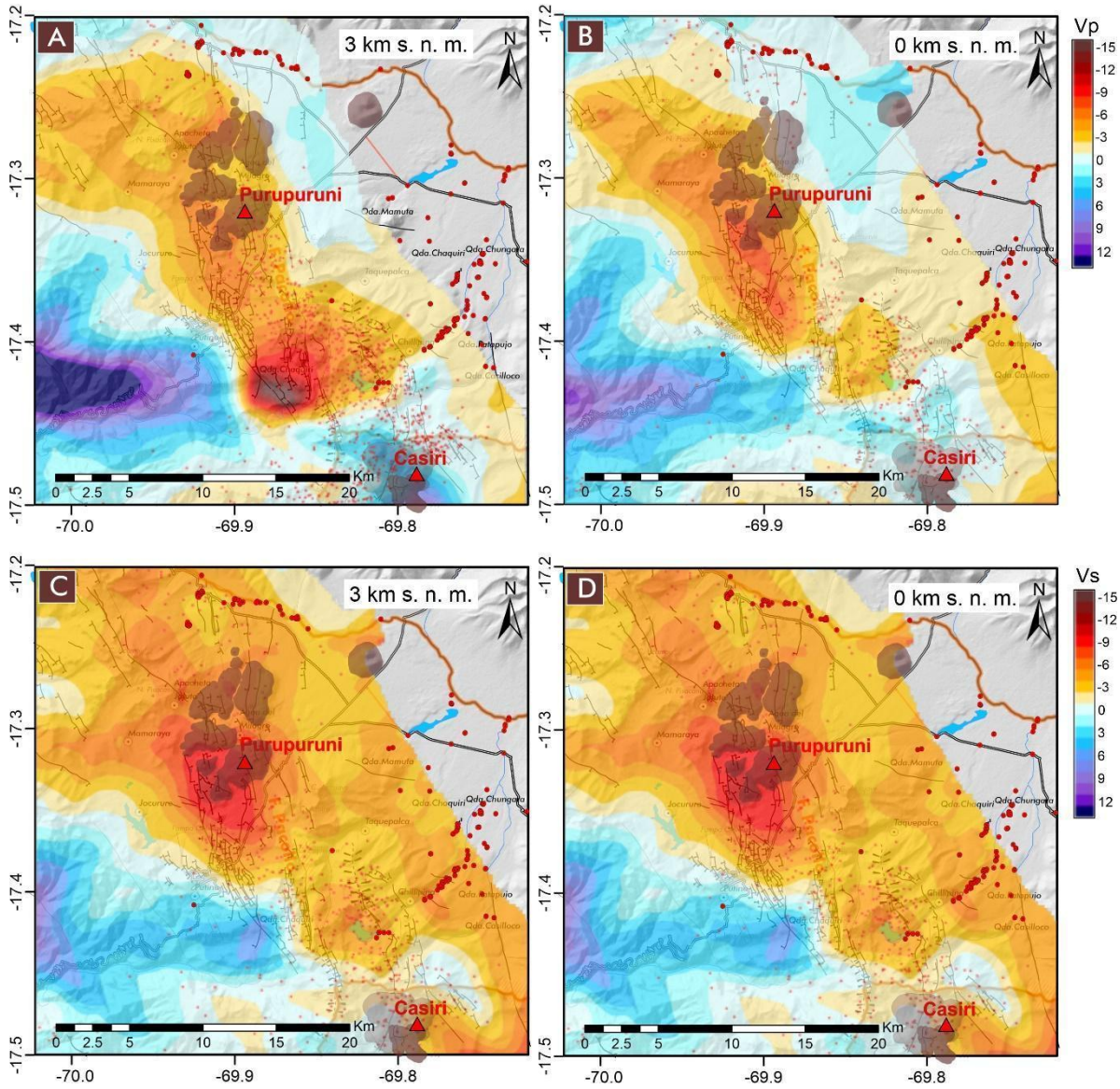


Figura 14.- Mapa de anomalías de velocidad Vp y Vs obtenidas mediante la inversión tomográfica y superpuestas al mapa estructural de los volcanes Casiri y Purupuruni. A y B corresponden a anomalías de Vp a 3 km s. n. m. y al nivel del mar (0 km). C y D corresponden a anomalías de Vs a las mismas profundidades de Vp.

4.3.2.- Sección vertical NO-SE de anomalías de velocidad

La Figura 15 ilustra la distribución de anomalías Vp, bajo una sección vertical NO-SE que corta los volcanes Purupuruni y Casiri. Similar a lo observado en los cortes horizontales, las anomalías negativas de Vp se ubican bajo el complejo de domos del volcán Purupuruni y la zona de alteración hidrotermal ubicada al norte del volcán Casiri. Otra anomalía negativa relevante se presenta por debajo del volcán Casiri, aproximadamente a 5 km bajo el nivel del mar. Por su forma y ubicación podría interpretarse como la cámara magmática del volcán Casiri.

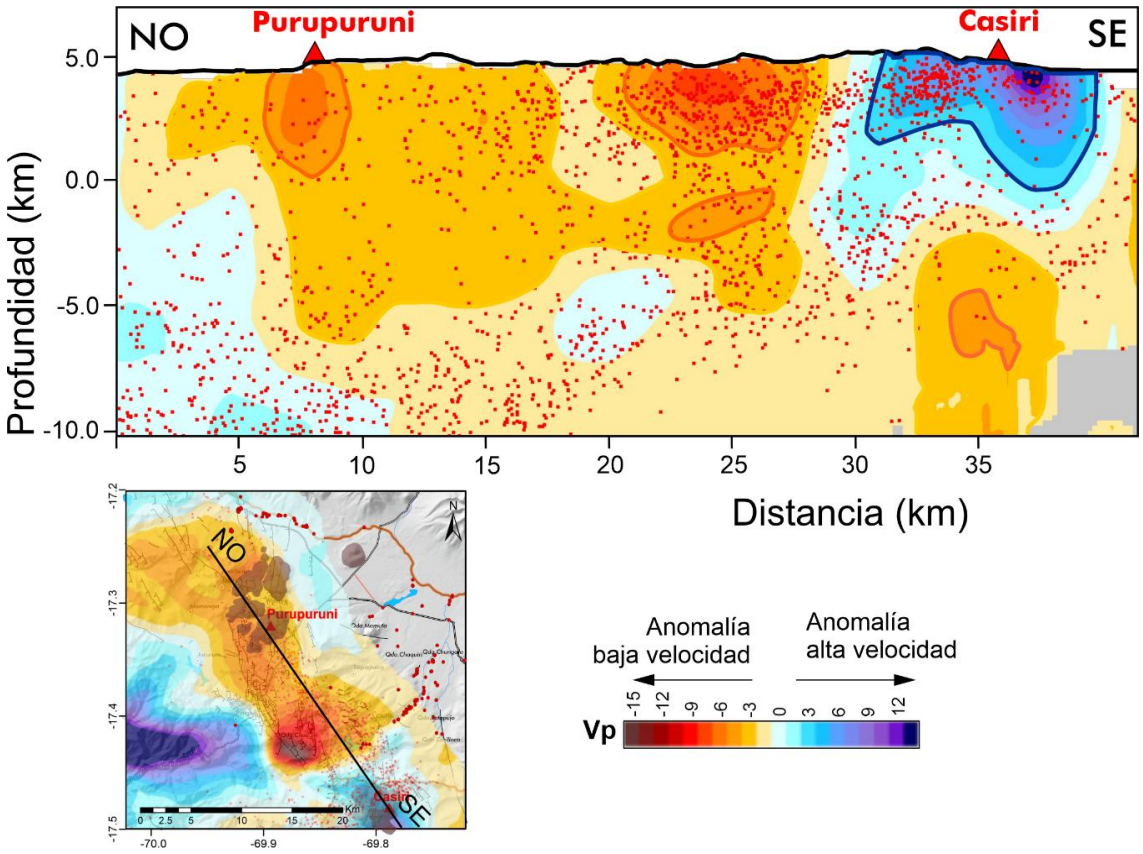


Figura 15.- Sección vertical en dirección NO-SE de las anomalías de velocidad Vp que cruzan los volcanes Purupuruni y Casiri.

4.4.- Potencial espontáneo en el volcán Purupuruni

La Figura 16 muestra los resultados del perfil de Potencial Espontáneo (SP) realizado en el flanco norte de los domos del volcán Purupuruni. Se observa que

el potencial disminuye progresivamente conforme se aproxima a la cima del domo y aumenta al alejarse de ella. A partir de la medición 33 (destacada en la figura con un polígono amarillo), donde el perfil se aproxima a la elongación de uno de los segmentos del sistema de fallas Purupuruni, se registra un incremento significativo del potencial, el cual posteriormente tiende a estabilizarse hasta el final del perfil (línea azul).

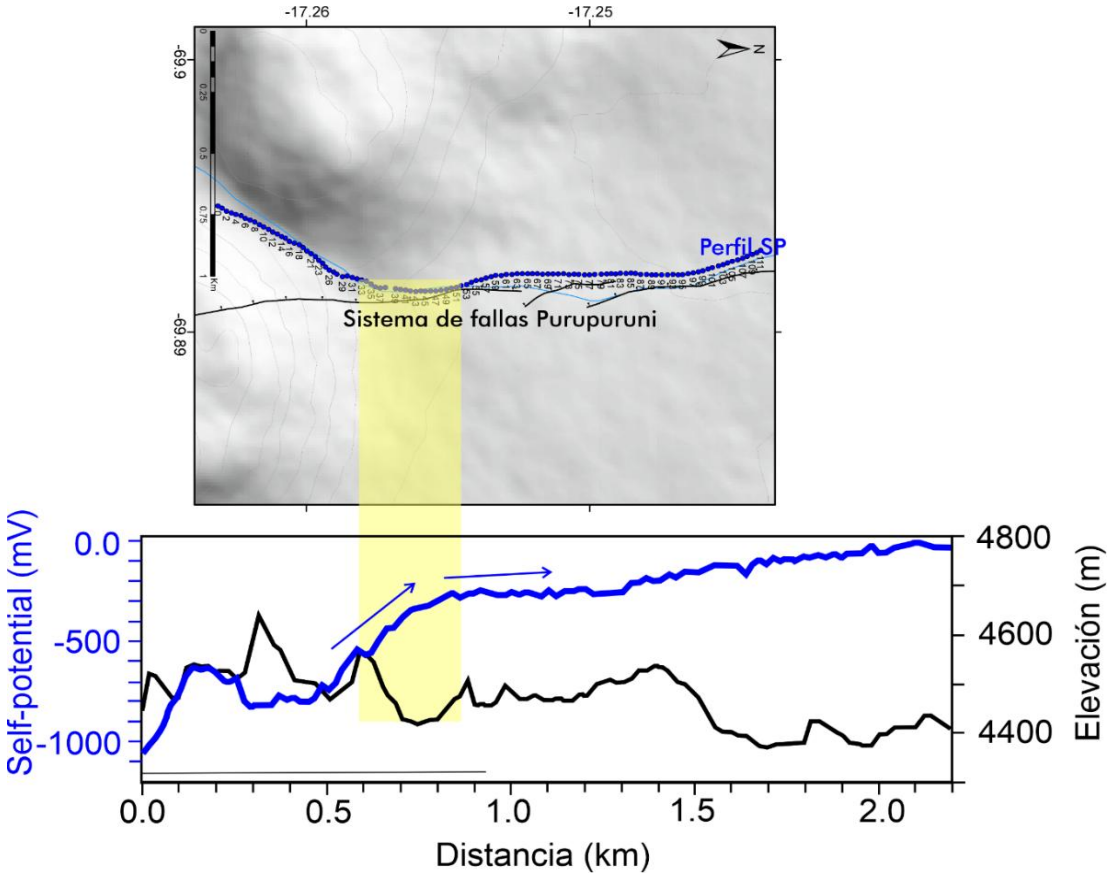


Figura 16.- Perfil de Potencial Espontáneo y su topografía correspondiente. Se observa el incremento y disminución del potencial a medida que se aproxima y se aleja del domo, respectivamente. El polígono amarillo resalta la zona de incremento del potencial.

Como se aprecia en la figura, la forma típica en "W" asociada a zonas volcánicas con sistemas hidrotermales activos no se manifiesta en este perfil SP. Esta ausencia sugiere que no hay ascenso de fluidos; no obstante, las variaciones sutiles de disminución, incremento y relativa estabilidad del potencial estarían relacionadas con el grado de fracturamiento y presencia de fallas observadas en

este sector (Bromley et al., 2019; Benavente et al., 2024). Asimismo, la comparación con el perfil topográfico (línea negra) evidencia una ligera relación inversa respecto al SP, lo que sugiere la influencia relativa de un control hidrogeológico sobre la distribución del potencial.

5. DISCUSIÓN

En el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni, la distribución de resistividades y de velocidades sísmicas está condicionada a diversos factores, como la litología superficial, los sistemas de fallas y lineamientos estructurales, así como la presencia de sistemas hidrotermales, conductos y cuerpos magmáticos. En este contexto, resulta fundamental contrastar los resultados geofísicos con la información geológica disponible, con el propósito de reconstruir de manera más precisa la estructura interna de estos macizos volcánicos.

5.1.- Modelo MT 3D y secciones geológicas SO-NE

En la Figura 17 se presentan dos secciones verticales SO–NE donde se superpone del modelo magnetotelúrico 3D y el modelo geológico (ver Figura 3). La sección A–A', elaborada en la parte central de los volcanes Casiri y Purupuruni y perpendicular a los segmentos de la falla Pacollo, evidencia una alta correspondencia entre el basamento granodiorítico que aflora en las localidades de Tarata y Ticaco y las zonas de alta resistividad (R) observadas en el modelo MT 3D. Mientras tanto, la anomalía conductora C1, atribuida al sistema hidrotermal, se localiza en sectores dominados por rocas volcánicas, sedimentos (arenas), lutitas y otras unidades poco consolidadas, así como por sistemas de fallas que actúan como vías preferenciales para la circulación de fluidos volcánicos, los cuales emergen en superficie en forma de fuentes termales.

De manera análoga a lo observado en la sección A–A', la sección B–B' que cruza perpendicularmente al sistema de fallas Pacollo y al alineamiento de los volcanes Casiri-Paucarani, permitió identificar, con mayor detalle, la ubicación de la anomalía conductora C1, así como la expresión más definida de la anomalía C2, interpretada como la cámara magmática del volcán Casiri. Asimismo, las discontinuidades de resistividad observadas en profundidad presentan una

notable correspondencia con la localización de fallas neotectónicas de la zona (Bromley et al., 2019; Benavente et al., 2024; Cruz et al. 2019, 2020).

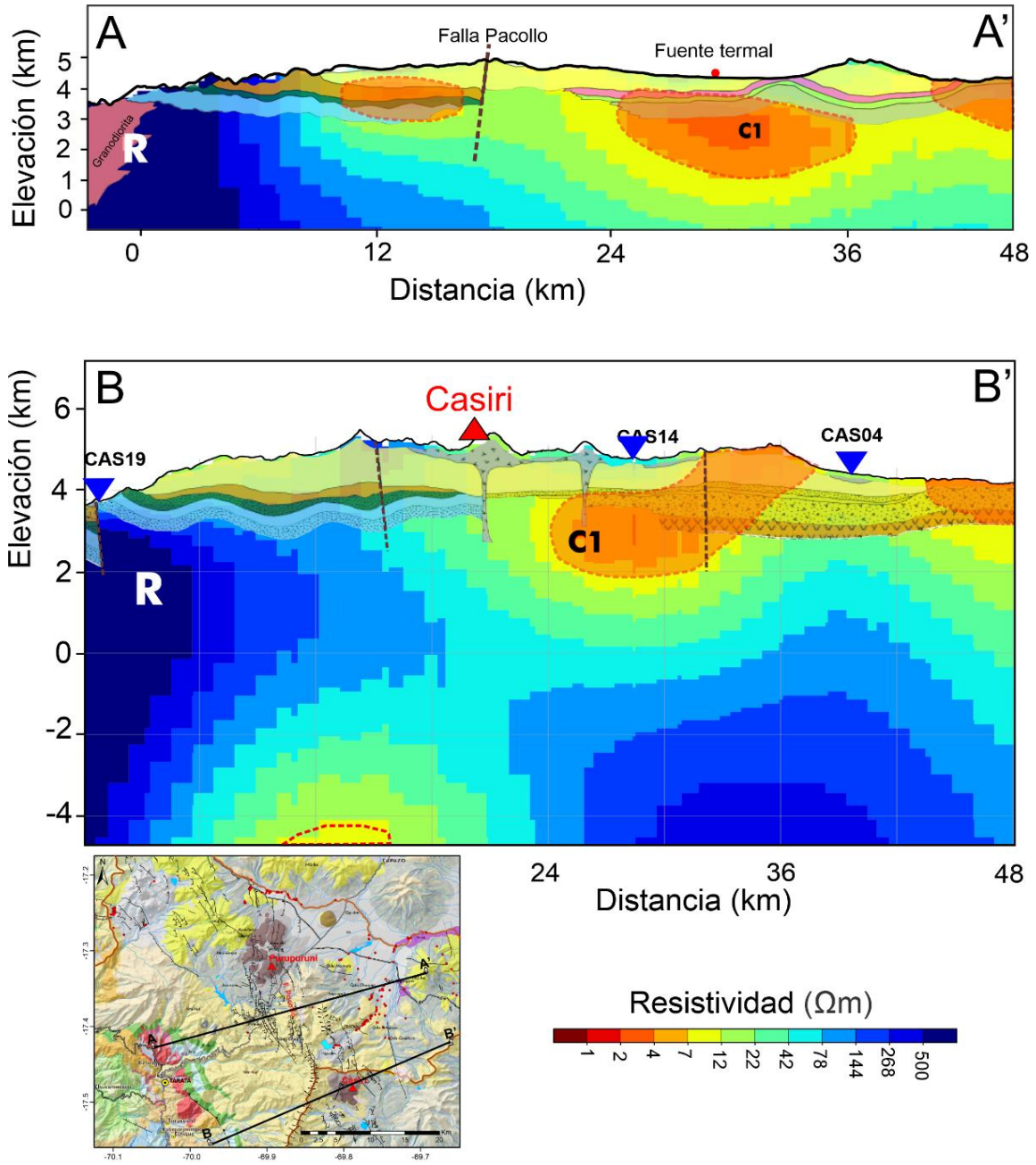


Figura 17.- Secciones verticales del modelo magnetotelúrico 3D en dirección SO-NE donde se superpone el modelo geológico elaborado por Cruz et al. (2019, 2020). C1: anomalía conductora asociada al sistema hidrotermal; C2: asociada a la cámara magmática del volcan Casiri.

5.2.- Modelo MT 3D y tomografía sísmica local NO-SE

La Figura 18 ilustra el resultado de la superposición entre el modelo magnetotelúrico 3D y la tomografía sísmica local 3D, esta última expresada en términos de anomalías de alta y baja velocidad de onda P (Vp). Tal como se aprecia en la figura, en los niveles superficiales la anomalía de baja velocidad Vp (polígonos rojos) es consistente con la ubicación del sistema hidrotermal C1, así como con las zonas de fallamiento y afloramientos de rocas poco consolidadas que se extienden lateralmente entre los volcanes Casiri y Purupuruni.

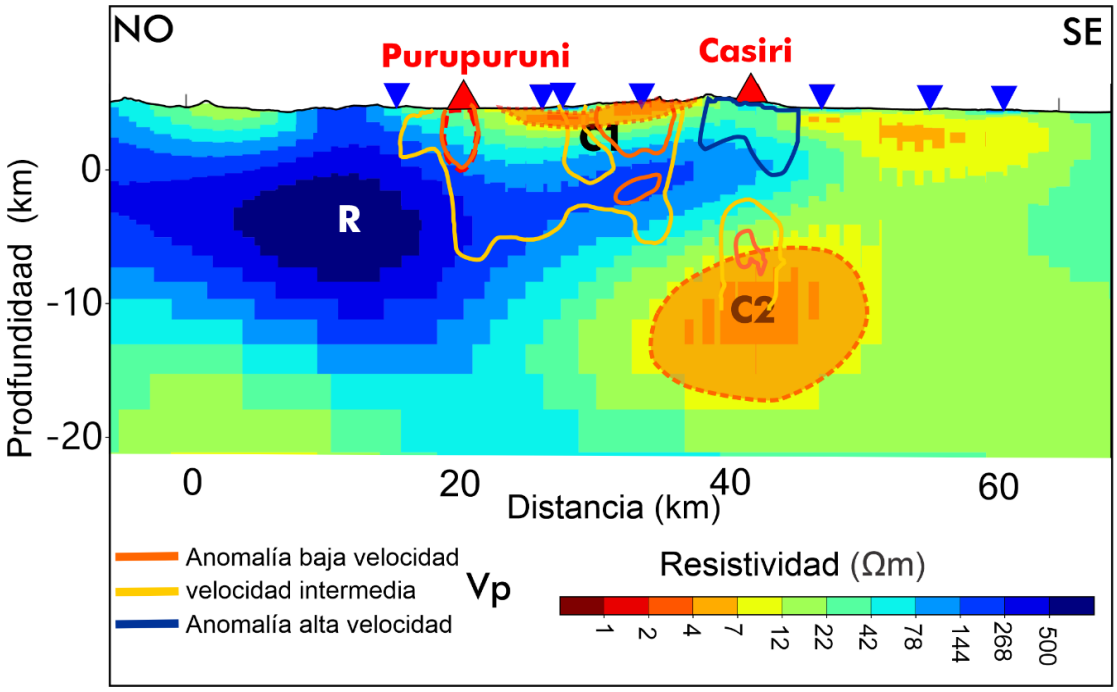


Figura 18.- Sección vertical NO-SE con el modelo magnetotelúrico 3D y la representación de las anomalías de baja velocidad, velocidad intermedia y alta velocidad de la onda P (Vp). La ubicación y profundidad de las anomalías de baja velocidad Vp son coherentes con las anomalías C1 y C2 atribuidas al sistema hidrotermal, fallamientos y la cámara magmática del volcán Casiri.

Debajo del volcán Casiri se identifica una zona de alta velocidad Vp (polígono azul), la cual muestra correspondencia con una región de resistividad intermedia atribuida a rocas volcánicas relativamente densas. En niveles más profundos, y aunque la resolución de la tomografía 3D disminuye con la profundidad, se distingue una anomalía de baja velocidad cuyo emplazamiento y geometría

coinciden con la anomalía conductora C2, interpretada como la cámara magmática del volcán Casiri.

5.3.- Modelo integrado 3D de los volcanes Casiri y Purupuruni

La Figura 19 sintetiza la reconstrucción de la estructura interna de los volcanes Casiri y Purupuruni a partir de la integración del modelo magnetotelúrico 3D, la distribución de la sismicidad local, la tomografía sísmica 3D y la información geológico-estructural disponible. Para optimizar la interpretación, las anomalías conductoras vinculadas a las principales estructuras que controlan la dinámica interna de ambos edificios volcánicos se representan mediante iso-superficies de 5 Ωm, valor de baja resistividad típicamente asociadas a sistemas hidrotermales y sistemas magmáticos. Asimismo, se incorpora la distribución de los sismos en profundidad con el propósito de delimitar la zona de transición frágil-dúctil del sistema.

Por consiguiente, el análisis integrado permitió identificar:

1) A nivel superficial, bajo los volcanes Purupuruni y Casiri, se identificó una estructura relativamente delgada situada entre ~3 y 1 km sobre el nivel del mar. Esta anomalía, caracterizada por alta conductividad eléctrica (< 10 Ωm) y baja velocidad sísmica Vp (km/s), se asocia con el sistema hidrotermal del volcán Casiri, la acumulación de depósitos volcánicos y con alto grado de fracturamiento de las rocas. Este último, especialmente notorio en la zona central, está vinculado a la deformación generada por la falla Pacollo activada en marzo de 2020, así como en el flanco este de los domos del Purupuruni. Estos resultados son coherentes con las anomalías determinadas mediante mediciones de potencial espontáneo.

2) Por debajo de la estructura volcánica del Casiri, entre 3 y 5 km bajo el nivel del mar, se identificó la anomalía más prominente del modelo. Su

geometría, su ubicación relativa al edificio volcánico, la marcada disminución de la sismicidad en este intervalo y los valores bajos de velocidad sísmica permitieron interpretarla como la cámara magmática del volcán Casiri.

3) La interacción entre el sistema magmático y el sistema hidrotermal ocurriría a través de una zona moderadamente conductiva que conecta ambos dominios y actúa como vía preferencial para el ascenso de fluidos magmáticos.

4) Otra anomalía relevante se identificó al noroeste del volcán Purupuruni, a profundidades superiores a 30 km bajo el nivel del mar. Esta estructura se prolonga hacia el este en forma de un canal conductor que se extiende en profundidad. Su geometría y continuidad se correlacionaría con una estructura regional donde ocurren procesos magmáticos y tectónicos. No obstante, su posible interacción con las estructuras más superficiales requiere un análisis detallado para determinar su rol dentro del sistema volcánico.

5) Entre las anomalías conductoras superficiales y profundas identificadas bajo los volcanes Casiri y Purupuruni se reconoce consistentemente una zona resistiva. Como se aprecia en las Figuras 2 y 17, el basamento granodiorítico, con afloramiento superficial en el entorno de las localidades de Tarata y Ticaco (extremo suroeste de ambos volcanes) sería el principal responsable de los altos valores de resistividad observados. En niveles más superficiales, estas zonas resistivas, junto con las altas velocidades sísmicas, particularmente evidentes bajo el volcán Casiri, se han asociado a la presencia de rocas volcánicas densas y compactas.

6) Por otra parte, esta zona resistiva de comportamiento predominantemente frágil favorece la ocurrencia de sismicidad (Figura 19) y se atenúa progresivamente hacia la zona dúctil, representada por la cámara magmática (C2). La consecuente disminución de la sismicidad en profundidad puede interpretarse como el límite de transición frágil-dúctil del sistema, asociado a la isoterma de aproximadamente 350 °C.

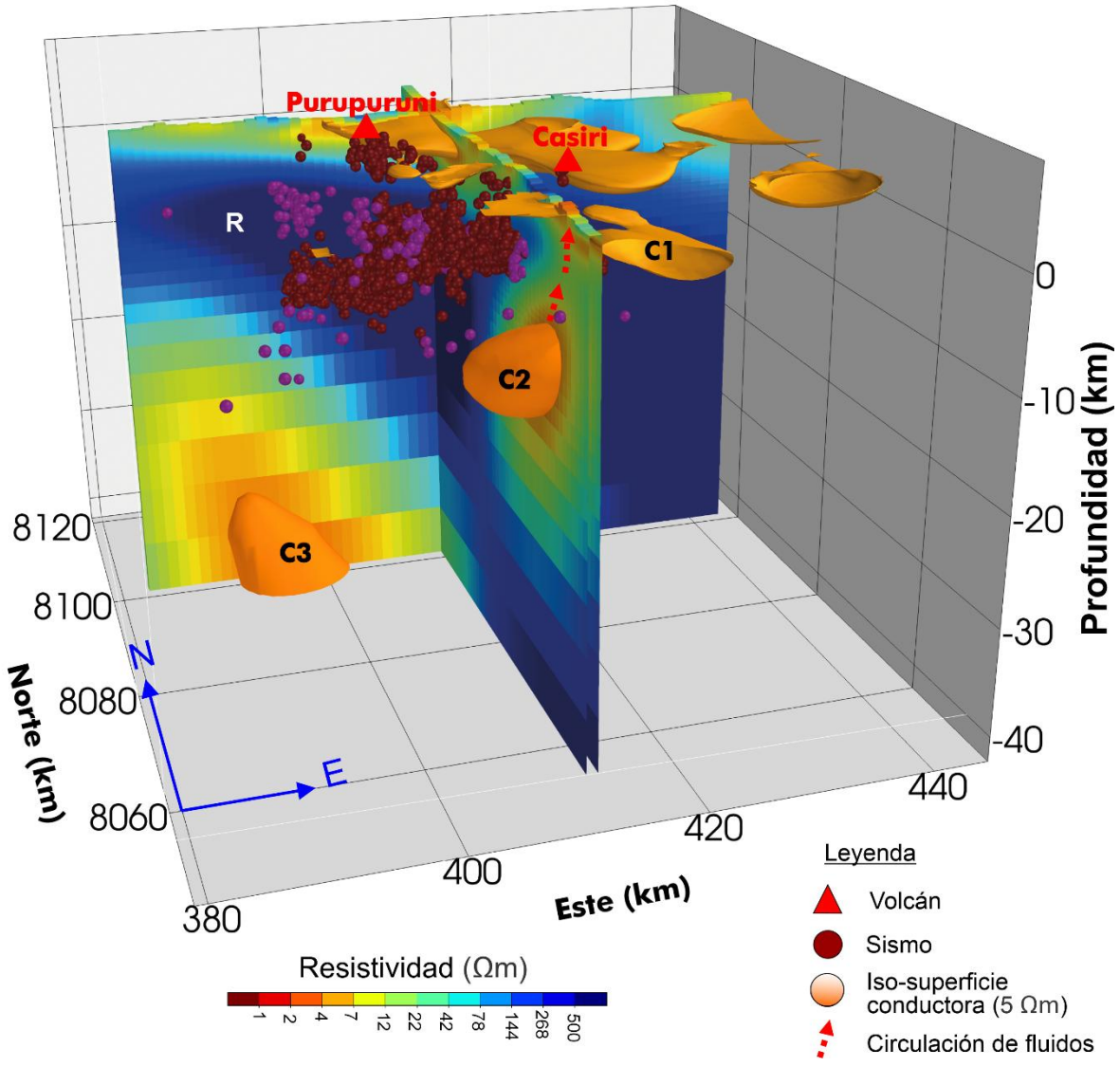


Figura 19.- Vista tridimensional 3D de la integración de los estudios magnetotelúricos y sísmicos efectuados en los volcanes Casiri y Purupuruni. Se distinguen dos iso-superficies conductoras: C1 (superficial) asociado al sistema hidrotermal; C2 (profundo), reconocida como la cámara magmática del volcán Casiri; C3 asociada con una estructura de carácter regional.

CONCLUSIONES

El estudio de la estructura interna de los volcanes Casiri y Purupuruni mediante el empleo de técnicas geofísicas de exploración profunda permitió concluir lo siguiente:

- En superficie, entre ~3 y 1 km sobre el nivel del mar, se identificó una zona somera altamente conductora y de baja velocidad sísmica, asociada al sistema hidrotermal del volcán Casiri, depósitos volcánicos y un marcado fracturamiento de las rocas influenciado por la falla Pacollo.

- A profundidad intermedia, entre 3 y 5 km bajo el nivel del mar se ubicó la anomalía más significativa. Su geometría, ubicación y reducida sismicidad permitieron asociarla con la cámara magmática del volcán Casiri. Esta cámara magmática del volcán Casiri estaría conectada con el sistema hidrotermal mediante una vía o conducto, que facilita el ascenso de los fluidos magmáticos.

- Al noroeste del complejo de domos del volcán Purupuruni se identificó una anomalía profunda (>30 km bajo el nivel del mar) posiblemente vinculada a procesos magmáticos y tectónicos a escala regional.

- Entre las anomalías superficiales y profundas se identificó la zona resistiva asociada al basamento granodiorítico y, a niveles más superficiales, a rocas volcánicas densas y compactas. Esta zona concentra la mayor parte de la sismicidad ocurrida en el periodo 2020-2023, la cual disminuye en profundidad hacia la zona dúctil representada por la cámara magmática del Casiri.

- El potencial espontáneo efectuado en el flanco norte del volcán Purupuruni permitió corroborar que las variaciones de potencial eléctrico se deben, básicamente, a un proceso de control estructural y no a la circulación de fluidos hidrotermales.

- Finalmente, este estudio ofrece el primer modelo geofísico integrado de la estructura interna de los volcanes Casiri y Purupuruni, y constituye conocimiento base para efectuar modelados de fuentes con fines de pronóstico ante futuras erupciones volcánicas.

BIBLIOGRAFÍA

Álvarez, Y., Gomes Branco R. & Cruz, V. (2025). Inversion of magnetotelluric data for the characterization of geothermal structures in the Paucarani zone, Tacna, Peru. Jour. Of South Ame. Earth Sciences. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105651

Antayhua, Y., Velarde, L., Vargas, K., Tavera, H., Villegas, J. (2021). Actividad sísmica en el entorno de la falla Pacollo y volcanes Purupuruni - Casiri (2020 – 2021). Distrito de Tarata – Región Tacna. Informe técnico n010-2021/IGP. Repositorio IGP: http: //hdl.handle.net/20.500.12816/4944.

Benavente, C.; Rosell, L.; Aguirre, E.; Garcia, B. & Palomino, A. (2024) - Control Estructural de los volcanes cuaternarios y activos del sur del Perú. Lima: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, 159 p. INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 94

Bromley, G.R.M., Thouret, J., Schimmelpfennig, I., Mariño, S., Valdivia, D., Rademaker, K., Vivanco, S., Aster Team, Aumaître, G., Bourlès, D. & Keddadouche, K. (2019). In situ cosmogenic 3He and 36Cl and radiocarbon dating of volcanic deposits refine the Pleistocene and Holocene eruption chronology of SW Peru. Bulletin of Volcanology, 81(11), 64.

Cagniard, L. (1953). Basic Theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18(3): 605–635.

Caldwell, T.G., Bibby, H.M. & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor, Geophys, J. Int., 158(2), 457-469.

Chave, A. D. y Jones, A. G. (2012). The magnetotelluric method: Theory and practice: Cambridge, Cambridge University Press, 552 p.

Corwin R. & Hoover D. (1979). The self-potential method in geothermal exploration. Geophysics, 44-2, 226-245.

Cruz, V.; Pajuelo, D; Velarde, Y.; Flores, R.; Yupa, G., et al. (2019) - Caracterización y evaluación del potencial geotérmico en la zona de Paucarani, región Tacna. INGEMMET, Boletín serie B: Geología Económica,

63, 209p. 4 mapas.

Cruz, V.; Flores, R. & Velarde, Y. (2020). Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal Casiri-Kallapuma, región Tacna, INGEMMET. Boletín, Serie B: Geología Económica, 69, 315p.

Del Carpio, J., Soto, E. & Torres, J. (2024). Señales sísmicas de tipo fractura como fuente desencadenante de crisis volcánicas: Caso del Sabancaya y Purupuruni-Casiri. Informe técnico, http://hdl.handle.net/20.500.12816/5654

Egbert, G. & Booker, J. (1997). Robust multiple-station magnetotelluric data processing, Geophysical Journal International, Volume 130, Issue 2, Pages 475–496, https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05663.x

Heise, W., Caldwell, T. G., Bertrand, E. A., Hill, G. J., Bennie, S. L. & Ogawa, Y. (2013). Changes in electrical resistivity track changes in tectonic plate coupling. Geophysical Research Letters, 40(19), 5029-5033. https://doi.org/10.1002/grl.50959.

Hill, G.J., Caldwell, G., Heise, W., Cas, R.A.F., Cull, J.P., Bibby, H.M., Chertkoff, D.G. y Burgess, M.K., Cull, J.P. y Cas, R.A.F. (2009). Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data. Nature Geoscience, 2: 785-789, doi:10.1038/ngeo661.

Ingham, M.R., Bibby, H.M., Heise, W., Jones, K.A., Cairns, P., Dravitzki, S., Bennie, S.L., Caldwell, T.G. y Ogawa, Y. (2009). A magnetotelluric study of Mount Ruapehu volcano, New Zealand. Geophys. Jour. Int., 179; 887–904, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04317.x.

Ishido, T. (2014). Numerical modeling of electrokinetic potentials associated with volcanic hydrothermal systems. Geothermics, 51, 378–394. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.02.002.

Jenkins, A. P., Rust, A. C., Blundy, J. & Biggs, J. (2023). Magnetotelluric investigations at Andean volcanoes: Partial melt or saline magmatic fluids?. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 440, 107852.

Kaufman, A.A., y Keller, G.V. (1981). The Magnetotelluric Sounding Method, Elsevier, Amsterdam.

Koulakov, A. (2009). LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(1), 194–214. https://doi.org/10.1785/0120080013

Koulakov, I., Komzeleva, V., Abkadyrov, I., Kugaenko, Y., El Khrepy, S., Al Arifi, N. (2019). Unrest of the udina volcano in Kamchatka inferred from the analysis of seismicity and seismic tomography. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 379, 45–59.

Koulakov, I.; Boychenko, E. & Smirnov, S.Z. (2020). Magma Chambers and Meteoric Fluid Flows Beneath the Atka Volcanic Complex (Aleutian Islands) Inferred from Local Earthquake Tomography. Geosciences, 10, 214.

Koulakov, I. & Shapiro, N. (2015). Seismic tomography of volcanoes. Encyclopedia of Earthquake Engineering, pages 1–18.

Lienert, B. R. E. & Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. Seis. Res. Lett., 66: 26-36.

Lénat, D., Fitterman, D., Jackson, B. & Labazuy, P. (2000). Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Reunion), Bulletin of Volcanology, vol. 62, no. 2, pp. 75–89.

Lomax, A., Virieux, J., Volant, P. & Berge-Thierry, C. (2000). Probabilistic earthquake location in 3d and layered models. In C. H. Thurber & N. Rabinowitz(Eds.), Advances in seismic event location (pp. 101–134). Dordrecht: Springer Netherlands. doi: 10.1007/978-94-015-9536-0_5.

Mendívil, S. (1965) - Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave (hojas 35-x, 35-y). Comisión Carta Geológica Nacional, 10, 99 p.

Miensopust, M.P. (2010). Multidimensional Magnetotellurics: a 2d case study and a 3d approach to simultaneously invert for resistivity structure and distortion parameters. PhD Thesis. Dublin Institute for Advance Studies. Dublin, Ireland.

Ottemöller, L., Voss, P. & Havskov, J. (2020). SEISAN Earthquake Analysis Software for windows, Solaris, Linux and Macosx. Retrived date from http://seisan.info.

Reynolds, J. M. (2011). An introduction to applied and environmental geophysics.

Tikhonov, A. (1950). On investigation of electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 73:295–297.

Vargas, K., Villegas, J., Rivera, M., & Tavera, H. (2022). Deformación superficial y secuencia sísmica en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri (Región Tacna). Informe Técnico N°026-2022/IGP, Instituto Geofísico del Perú, Lima.

Velarde L., Tavera H., Vargas K., Villegas J.C. (2020). Análisis de la crisis sísmica ocurrida en julio de 2020 en el distrito de Tarata (región Tacna). Informe técnico n° 003- 2020/IGP. repositorio IGP: http://hdl.handle.net/20.500.12816/4832.

Volpi, G., Manzella, A. y Fiordelisi, A. (2003). Investigation of geothermal structures by magnetotellurics (MT): an example from the Mt. Amiata area, Italy. Geothermics, 32: 131-145

Waldhauser, F. (2001) hypoDD: A Computer Program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations. U.S. Geological Survey, Open-File Report No. 01-113. https://doi.org/10.3133/ofr01113.


IGP
Instituto
Geofísico
del Perú