

PROSPECCIÓN GEOFÍSICA MAGNETOTELÚRICA SOCOMPA 2021: REPORTE TÉCNICO

Liliana Guevara y Gabriel Giordanengo



Volcán Socompa

SERIE CONTRIBUCIONES TÉCNICAS - GEOFÍSICA N° 18

PROSPECCIÓN GEOFÍSICA MAGNETOTELÚRICA SOCOMPA 2021: REPORTE TÉCNICO

Liliana Guevara¹ y Gabriel Giordanengo²

1 - CONICET-SEGEMAR (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Servicio Geológico Minero Argentino)

2 - INGEIS (Instituto de Geocronología y Geología Isotópica)

Validación: Dolores Álvarez

Edición: Marcos Vila

ISSN 2618-4990

BUENOS AIRES 2023

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Eduardo O. Zappettini

Secretaria Ejecutiva: Lic. Silvia Chavez

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Gozalvez

DIRECCIÓN DE GEOMÁTICA

Directora: Lic. Dolores Álvarez

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Guevara, L., Giordanengo, G. 2023. Prospección geofísica magnetotelúrica Socompa 2021: Reporte técnico. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas Geofísica N° 18, 12 pp. Buenos Aires.

ISSN 2618-4990

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES - SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

www.segemar.gov.ar

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
2. GEOLOGÍA Y ESTUDIOS PREVIOS	2
3. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	3
4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	3
5. ANÁLISIS DE DIMENSIONALIDAD DE LOS DATOS MT	3
6. INVERSIÓN	5
7. MODELO FINAL E INTERPRETACIÓN	5
AGRADECIMIENTOS	10
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	11
APÉNDICE	
Representación de los datos observados y predichos	14

1. INTRODUCCIÓN

El Volcán Socompa es un estratovolcán ubicado en la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes, en el límite entre Argentina y Chile. De edad holocena, es conocido por su gran depósito de escombros de avalancha de 26 km³ formado por el colapso de su flanco NO. Múltiples estudios recientes de geocronología restringieron la edad del colapso entre 6200- 6400 años AP, estimados a partir de un paleosuelo enterrado por la avalancha, y 5900 años AP, estimados para un flujo de lava posterior al colapso (Grosse *et al.*, 2022). El volcán está emplazado en un ambiente de altiplanicie, con condiciones climáticas de semi-áridas a áridas (Stern, 2004). Cabe destacar que la ZVC se caracteriza por su arco volcánico activo relacionado

con la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Sudamericana. Estudios termomecánicos del estado de los Andes determinaron que la región en la que se encuentra el volcán presenta el mayor flujo de calor y la menor profundidad de la isoterma de Curie (Ibarra y Prezzi, 2019). Entre los días 19 de noviembre y 4 de diciembre de 2021 se llevó a cabo una campaña magnetotélrica (MT) en la que se registraron un total de 15 estaciones en las cercanías del volcán Socompa (figura 1). La finalidad de la campaña es la caracterización geoelectrica de la región y su vinculación con rasgos asociados al volcán. Fue por ello que las estaciones fueron registradas en los alrededores del mismo, en los flancos este y sur, que son los ubicados en el territorio argentino, y en dirección N-S sobre el bajo topográfico ubicado al oeste de la sierra de Caipe.

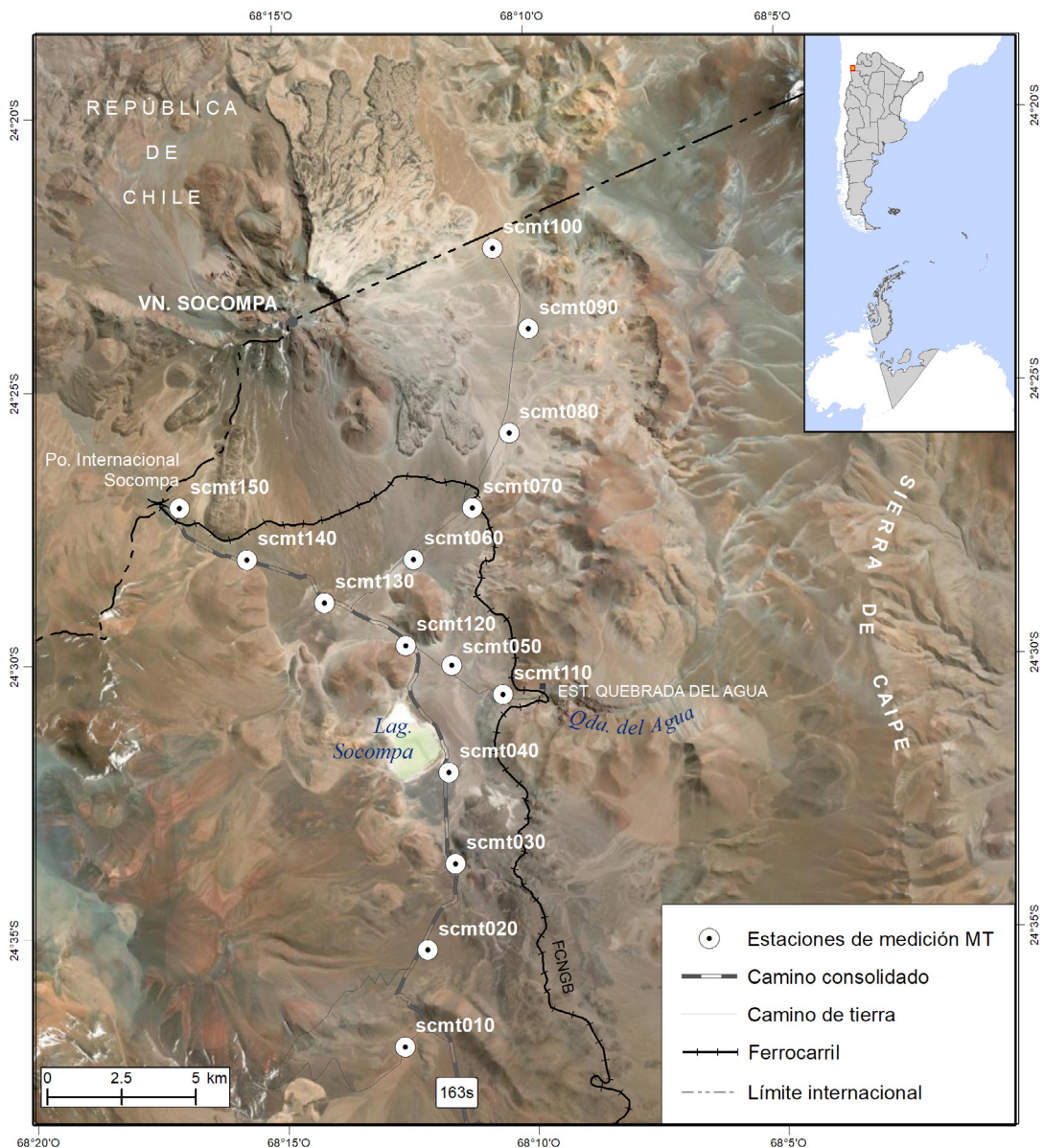


Figura 1: Mapa en el que se muestra la distribución de las estaciones magnetotélricas registradas y los principales rasgos de la región.

2. GEOLOGÍA Y ESTUDIOS PREVIOS

La base de la columna estratigráfica de la región es el basamento cristalino pre-Cenozoico. El mismo, que se estima se encontraría entre los 700 y 1400 m de profundidad, está compuesto por rocas graníticas y metamórficas del Paleozoico inferior superpuestas por cuarcitas devónicas, rocas volcánicas ácidas pérmicas y arenas y arcillas del Cretácico Superior (Gardeweg *et al.* 1993, Reutter y Munier 2006). Sobre el basamento se apoyan unidades cenozoicas que abarcan desde el Paleógeno hasta el Cuaternario.

La sierra de Caipe, ubicada al este del volcán y con tendencia N-S, está compuesta por el complejo volcano-sedimentario Quebrada del Agua (CVSQA) que tiene asignada una edad oligocena superior - miocena. Dado que parte de sus miembros se correlacionan con la Formación Salín de edad miocena-pleiocena, registrada tanto al norte como al oeste del volcán, se considera que posiblemente se extienda hasta el Plioceno (Ramirez, 1988). El CVSQA está compuesto por unidades piroclásticas, conglomerados y domos andesíticos, dacíticos y riolíticos (Galliski *et al.* 1987, Zappettini y Blasco 2001). Localmente se reconocen tres miembros, inferior, medio y superior, con espesores estimados de 110 m (no se observa la base localmente), 200 m y 230 m, respectivamente (Seggiaro y Apaza 2018).

Las formaciones Geste y Vizcachera, de edad eocena superior y oligocena-miocena, respectivamente, son unidades de gran extensión areal reconocidas en la región y que afloran al pie del flanco oriental y en el extremo sur de la sierra de Caipe. Se considera que la formación Geste podría encontrarse por debajo del CVSQA. La Formación Vizcachera, por su parte, podría presentar una relación transicional con las unidades volcánicas de los miembros medio e inferior de CVSQA. Unidades sedimentarias de 100 m de espesor compuestas por conglomerados y arenas poco consolidadas que cubren las rocas graníticas de edad paleozoica y paleógena, fueron asignadas a la Formación Vizcachera en la localidad de Caipe ubicada a 30 km al SE (Zappettini y Blasco 2001, Seggiaro y Apaza 2018). A su vez, se considera que las unidades sedimentarias de la Formación Vizcachera serían equivalentes a las unidades con conglomerados, arenas y arcillas de 500 m de espesor que se encuentran entre el basamento cristalino y la Formación Salín y asignadas a las formaciones Tambores y San Pedro reconocidas en la cuenca de Monturaqui, ubicada aproximadamente a 30 km al O de la región (Ramirez 1988, De Vries *et al.* 2001).

Finalmente, los alrededores del volcán se encuentran cubiertos superficialmente por relleno de edad cuaternaria de aproximadamente 100 m de espesor y compuesto principalmente por arenas, calizas, calizas limosas, depósitos de sulfato de sodio y cenizas volcánicas (Zappettini y Blasco 2001).

Respecto de los rasgos estructurales de la región, el principal es la falla normal Quebrada del Agua (QdA), con tendencia N-S, que define el límite occidental de la sierra de Caipe. También hay presencia de fallas menores paralelas y lineamientos de domos dacíticos que delimitan los alrededores del volcán y se consideran un posible sistema de calderas anidadas desarrolladas en un sistema de fallas transcurrentes (Seggiaro y Apaza, 2018).

Con el objetivo de tratar de determinar si el volcán Socompa puede tener asociado un sistema geotermal ciego, en los años 2017 y 2018 en los alrededores del volcán se llevó a cabo el Prospecto Geotérmico Socompa (PGS). Los estudios realizados se encuentran resumidos en el trabajo 'Modelo Conceptual Geotérmico Preliminar del Volcán Socompa, Departamento de los Andes, Provincia de Salta, Argentina' (Conde Serra *et al.* 2020). Para el estudio aquí presentado es de particular interés destacar algunos resultados. El estudio de superficie registró evidencias de alteraciones silíceas y argílicas pervasivas presentes a lo largo y al norte de la falla Quebrada del Agua, donde actualmente se encuentra en operación un proyecto minero. También se destacan la presencia de un domo riolítico en la Quebrada del Agua, los depósitos de travertinos al este de la laguna Socompa y domos dacíticos al sur de ésta (Seggiaro y Apaza, 2018). El análisis químico e isotópico de las muestras de agua recolectadas determinaron que la laguna presenta productos sólidos originados por la actividad hidrotermal y varias filtraciones que se mezclan con sus aguas hipersalinas. Los manantiales termales, ubicados al oeste y sudoeste de la misma, poseen temperaturas máximas de 26-27.6 °C, mientras que el manantial de Quebrada del Agua también fue considerado termal debido a que sus aguas poseen temperaturas de 18 °C, valor muy superior a la media anual de -5 °C (Houston y Hartley 2003). Pero el análisis químico no pudo identificar una tendencia clara de su evolución, mientras que del análisis de la geotermometría todas las aguas termales fueron clasificadas como inmaduras (Lelli 2018). El análisis de desgasificación de CO₂ del suelo, por su parte, no pudo determinar la presencia de muestras que excedieran el umbral de fondo y que pudieran estar relacionadas con la contribución de una fuente profunda (Raco 2018).

Para la autora, la causa puede deberse o bien a que la fuente no existe, o a la presencia de una cubierta impermeable muy eficiente que no permite el flujo de gas hacia la superficie. Finalmente, se destaca el modelo geoelectrico obtenido a partir de la inversión 3D de datos audiomagnetotelúricos. En particular, la capa de alta conductividad determinada en el bajo topográfico que contiene a la laguna Socompa ubicado al oeste de la sierra de Caipe, que se encontraría a partir de los 400 m de profundidad y de la que no se pudo estimar su base (Guevara *et al.* 2021). Dicha capa fue interpretada como un acuífero con altas concentraciones de sales o una capa con que ha sufrido alteración hidrotermal de un sistema geotermal de edad miocena-pliocena(?).

3. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

El método magnetotelúrico es un método de fuente natural dependiente del período T, donde para los bajos períodos la fuente son los fenómenos meteorológicos y para los largos períodos es la interacción entre el viento solar y la magnetósfera y la ionósfera. Pero para el rango de períodos comprendidos entre 0.2 y 2 s ocurre una disminución de la señal que se observa en las curvas MT como una reducción de la calidad del dato. Dicho rango es conocido como la ‘banda muerta de la magnetotelúrica’.

Las componentes horizontales de los campos eléctrico **E** y magnético **H** son registradas sobre la superficie terrestre en las direcciones ortogonales. Luego, la función de transferencia es definida como el cociente entre las componentes horizontales de **E** y **H**, obteniéndose así el tensor de impedancias **Z**:

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

La impedancia es un tensor de segundo rango complejo, por lo cual cada componente Z_{ij} para $i, j = x, y$, posee magnitud y fase, o lo que es análogo, resistividad aparente ρ_a y fase ϕ :

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

$$\phi_{ij}(\omega) = \arctg\left(\frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Real}(Z_{ij}(\omega))}\right),$$

donde $\omega = 2\pi/T$ es la frecuencia angular y Real e Im son la parte real y la parte imaginaria de las componentes del tensor, respectivamente.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Durante el relevamiento magnetotelúrico en los alrededores del volcán Socompa se adquirieron un total de 15 estaciones registradas con el equipo EMI MT-24. El tiempo de adquisición de cada estación aproximado fue de 22 h, permitiendo obtener datos con períodos hasta 656 s. En la figura 1 se puede observar la distribución espacial de las estaciones con una separación media de 3 kilómetros. Para el registro de las componentes horizontales de **E** se utilizaron dos dipolos eléctricos conformados por pares de electrodos impolarizables de Pb-PbCl₂. La longitud de los dipolos fue de 60 m cuando el terreno lo permitía y la orientación fue N-S y O-E magnético, respectivamente. Para el registro de las componentes horizontales de **H** se utilizaron dos bobinas de inducción BF4 también orientadas en las direcciones N-S y O-E magnético, respectivamente.

Para el procesamiento de los datos, necesario para pasar de series temporales al tensor de impedancias, o lo que es análogo a resistividades y fases, se utilizó el código robusto desarrollado por Egbert (1997). Se obtuvo el tensor de impedancias completo en el rango de períodos entre 0.01 y 655 s para todas las estaciones excepto para scmt080 que, por inconvenientes en el registro de la componente horizontal del campo **H** en la dirección O-E, sólo se obtuvieron las componentes Z_{xx} y Z_{yx} . Debido a la disminución de la señal en la banda muerta sólo 6 de las 15 estaciones presentan datos de calidad en todo el rango de períodos.

5. ANÁLISIS DE DIMENSIONALIDAD DE LOS DATOS MT

Para períodos mayores a un mínimo, que dependerá de la longitud de escala, la geometría y la conductividad de los cuerpos involucrados, la distorsión producida en los campos regionales por las heterogeneidades de menor escala se vuelve independiente del período. Este tipo de distorsión es conocida como distorsión galvánica y produce un desplazamiento constante de la resistividad aparente pero no afecta a la fase. El tensor de fase Φ , que

es obtenido a partir de las cuatro componentes del tensor de impedancias, es independiente de dicha distorsión y además no hace consideraciones sobre la estructura regional. Luego, es una buena herramienta porque permite estimar la dimensionalidad del subsuelo así como la dirección preferencial (rumbo) de la estructura regional.

Dependiendo del rango de períodos registrado y de las características geológicas de la región de estudio, el subsuelo puede ser considerado unidimensional si se asemeja a una estructura conformada por capas planas y paralelas, como es el caso del relleno sedimentario de una cuenca que no ha sufrido alto grado de deformación; bidimensional si está conformado por estructuras tridimensionales donde la longitud de uno de los lados de los cuerpos involucrados es mucho mayor respecto de las otras, como es el caso de la corteza continental con fallas de escala regional; o tridimensional si todos los lados de los cuerpos involucrados tienen longitudes comparables, como lo es la cámara magmática asociada a un volcán.

El tensor de fase puede ser representado mediante una elipse. Si el subsuelo es unidimensional la elipse es representada mediante una circunferencia, mientras que para un subsuelo bidimensional la misma presenta alta elipticidad o achatamiento y la dirección del semieje mayor (o su perpendicular) puede ser interpretada como el rumbo de la estructura regional. Pero cuando no se observa para períodos consecutivos y/o entre estaciones vecinas una dirección preferencial del semieje mayor distintiva, puede considerarse que el subsuelo es tridimensional. Otro parámetro derivado de Φ es el ángulo de sesgo Ψ . Si $|\Psi| > 6^\circ$, los datos son la respuesta de estructuras tridimensionales, mientras

que si $|\Psi| < 6^\circ$ puede considerarse que son la respuesta de estructuras bidimensionales, aunque configuraciones de estructuras tridimensionales podrían generar valores de $|\Psi| < 6^\circ$ (Booker 2014).

En la figura 2 se muestran las elipses coloreadas con el valor absoluto del ángulo de sesgo para 16 períodos comprendidos entre 0.1 y 656 s para todas las estaciones excepto para scmt080 por no poseer las cuatro componentes del tensor. Para períodos menores a 0.8 s en general se observa una muy baja elipticidad así como un bajo valor de $|\Psi|$ asociado a las elipses, permitiendo considerar que los datos son la respuesta de una estructura unidimensional. Para períodos entre 0.8 y 20 s se observa tanto un incremento en la elipticidad como de $|\Psi|$, interpretándose como la respuesta a un subsuelo tridimensional. Se destacan las estaciones scmt040 y scmt110, que están ubicadas en el borde de la laguna Socompa y en la Quebrada del Agua, respectivamente y las scmt060 y scmt070, que están sobre el flanco E. Desafortunadamente no fue posible obtener datos de calidad en este rango de períodos para las estaciones scmt090, scmt100, scmt140 y scmt150, también ubicadas en los alrededores del volcán. Para períodos mayores a 20 s se observa una disminución de $|\Psi|$ en la mayoría de las estaciones. Sobre la forma y dirección de las elipses, se sigue observando elipticidad pero las elipses presentan en general una tendencia NNO-SSE permitiendo interpretar dicha dirección (o su perpendicular) como el rumbo regional de un subsuelo bidimensional. Finalmente, para 655 s se observa un incremento de $|\Psi|$ y una tendencia de las elipses NO-SE pudiendo interpretarse este comportamiento como la influencia de una estructura lejana.

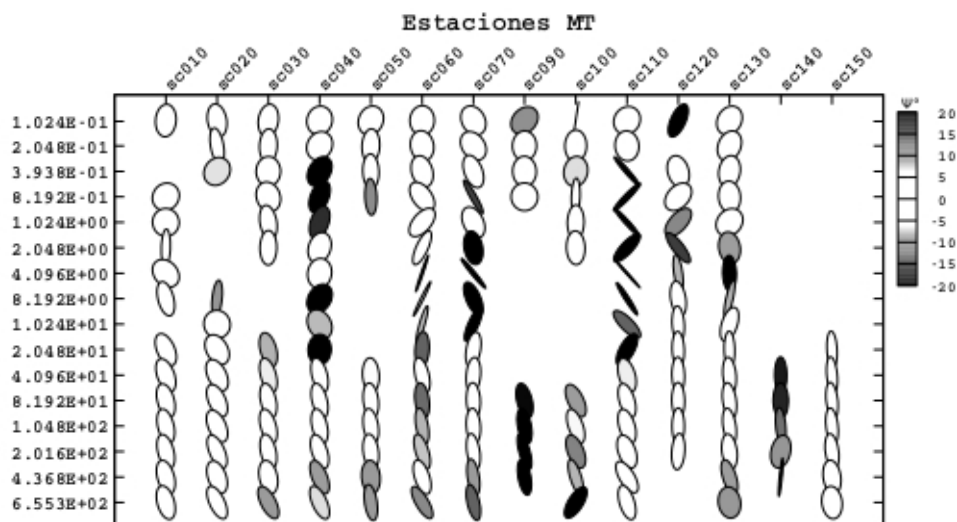


Figura 2: Representación gráfica del tensor de fase coloreado con el ángulo de sesgo en escala de grises.

6. INVERSIÓN

Para obtener el modelo geoelectrico a partir de los datos se utilizó el código de inversión 3D determinista ModEM desarrollado por Kelbert *et al.* (2014). Se consideraron 35 periodos entre 0.01 y 656 s del tensor de impedancias en el sistema de coordenadas de medición. El error considerado para las componentes fuera de la diagonal fue de 5% de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^{1/2}$ y para las componentes diagonales fue del 15% de su valor absoluto.

La grilla del modelo consistió de $83 \times 65 \times 85$ celdas en las direcciones x , y y z , respectivamente, con x apuntando al norte, y al este y z positivo hacia abajo. En el plano horizontal, en la región en las que yacen las estaciones, las celdas tienen una dimensión de 800×800 m² y por fuera se aplicó un incremento lineal de un factor de 1.2. El espesor de la primera celda fue de 1 m y se aplicó un factor de incremento lineal de 1.15 para las sucesivas celdas. El modelo de referencia inicial, que es parte del término de regularización, consistió en un semiespacio de 100 Ω m. Dado que al oeste de la región de estudio se encuentra el océano Pacífico, con la finalidad de reducir cuerpos ficticios, dicho modelo también incluyó la batimetría como un cuerpo de resistividad de 0.3 Ω m como información previa. A su vez, el espesor seleccionado para la primera celda permitió incorporar a la laguna Socompa, que posee agua hipersalina, como un cuerpo con resistividad de 0.1 Ω m. Para la construcción de la grilla se utilizó el código 3DGrid desarrollado por Násier Meqbel (comunicación personal).

La covarianza del modelo ($0 < C_m < 1$) es el parámetro requerido dentro del término de regularización que permite a la inversión considerar cambios más abruptos (valores cercanos a 0) o transiciones más suaves (valores cercanos a 1) entre los valores de resistividad de celdas vecinas. Dicho parámetro fue testeado considerando los valores de 0.1, 0.2 y 0.3. Los modelos finales obtenidos se muestran en la figura 3. Las principales diferencias son observadas en los cuerpos de baja resistividad (o lo que es análogo, alta conductividad). Así, para el modelo final considerando $C_m = 0.1$ la capa de alta conductividad superficial aparece definida con interrupciones entre estaciones vecinas, mientras que para el modelo que considera $C_m = 0.3$, los cuerpos conductivos que aparecen en profundidad presentan mayores dimensiones respecto de los otros dos modelos. Luego, el modelo final seleccionado es el obtenido considerando $C_m = 0.2$.

7. MODELO FINAL E INTERPRETACIÓN

El modelo final obtenido a partir de considerar como modelo de referencia inicial un semiespacio de 100 Ω m (que además incluye a la laguna Socompa y a la batimetría) y como covarianza del modelo un valor de 0.2 fue alcanzado luego de 56 iteraciones y con un NRMS de 3.26 (NRMS: raíz del error cuadrático medio normalizado por su siglas en inglés). En la figura 4 se muestra el NRMS por estación. Se observa que en general todas las estaciones presentan un error aceptable, salvo la estación scmt080 que es representada con un círculo negro por presentar un alto NRMS dado que el modelo no ajusta su componente Z_{xx} . Para mayor detalle ver el Apéndice A.1.

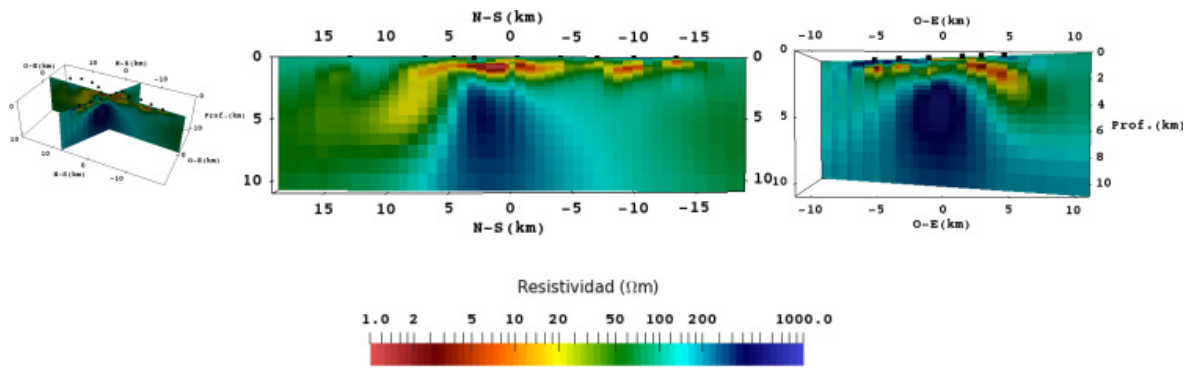
En la figura 5 se muestra una sección ONO-ESE (perfil AA') y dos secciones N-S (perfiles BB' y CC') del modelo geoelectrico 3D final hasta los 10 km de profundidad. Los principales rasgos que se pueden observar son:

- Una capa conductiva, señalizada como C_1 , con valores entre 5 y 10 Ω m entre los 400 y 1200 m de profundidad. La misma es definida por el modelo en toda el área en la que se encuentran las estaciones salvo en el sector de las dos estaciones ubicadas más al N (ver perfil CC'). Hacia la Quebrada del Agua la capa de alta conductividad se vuelve más gruesa alcanzando una profundidad aproximada de 3000 m, rasgo señalizado como C_2 en los perfiles AA' y CC'.
- Una estructura conductiva con resistividad menor a 10 Ω m entre los 2 y 7 km de profundidad ubicada debajo del volcán Socompa denominada C_3 . Como se puede observar del perfil BB', la estructura se conecta con la capa de alta conductividad C_1 .
- Debajo de la capa C_1 , el modelo define una estructura de alta resistividad señalizada como R_1 , que alcanza valores >200 Ω m al sur del volcán (perfil BB'). Se observa que, mientras la profundidad media al sur del edificio es de aproximadamente 2000 m (perfiles AA' y BB'), al norte de la Quebrada del Agua se vuelve más superficial (perfil CC'). Sobre la capa conductiva C_1 el modelo define una cubierta de alta resistividad, mientras que debajo de la misma se observa una capa con resistividad media de 50 Ω m. A su vez, se observa que C_1 se comunica con el cuerpo conductivo definido debajo del volcán.

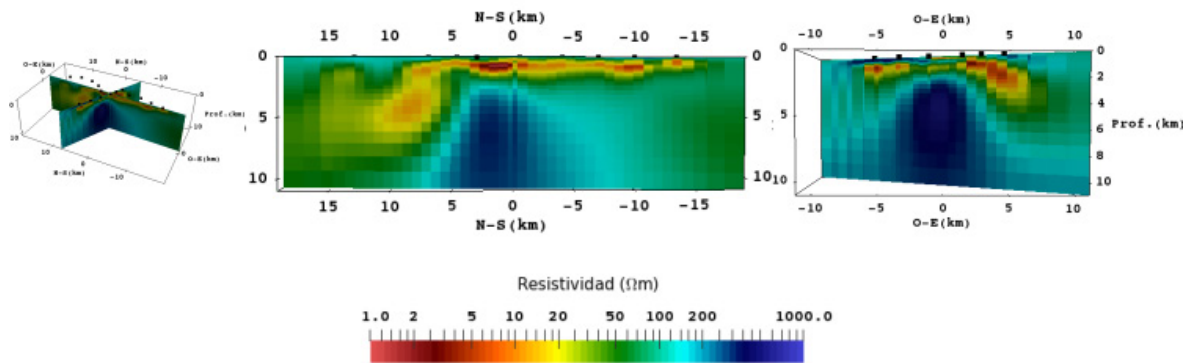
Con la finalidad de validar las estructuras definidas por el modelo, se realizaron varios test de

sensibilidad. Los mismos consisten en remover: i) el cuerpo conductor C_3 , ii) el cuerpo conductor C_2 ; iii) la capa de $50 \Omega\text{m}$ debajo de la capa C_1 ; y vi) la estructura resistiva R_1 . En todos los casos, la resistividad determinada por el modelo fue reemplazada por el valor de $100 \Omega\text{m}$, salvo para iv) donde también se reemplazó por $1000 \Omega\text{m}$. Del resultado de los mismos se tuvo un aumento del

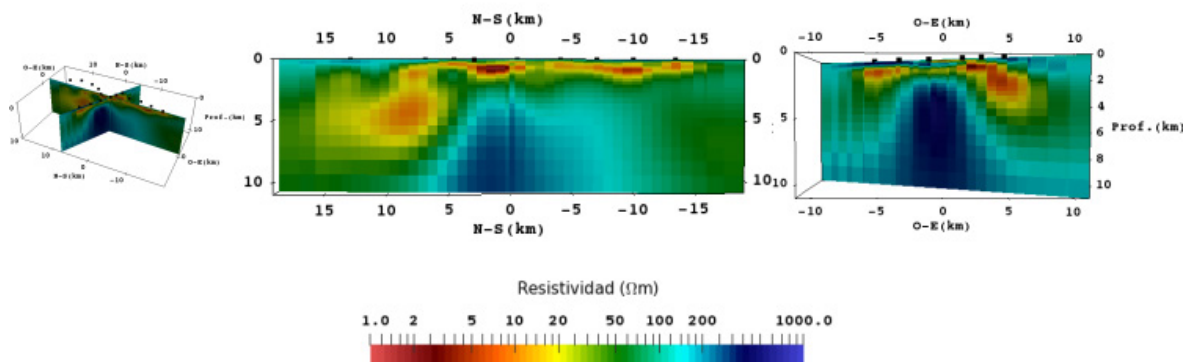
NRMS, obteniéndose el peor ajuste para los tests i) y iv) con $1000 \Omega\text{m}$, en donde todas las estaciones aumentaron de forma significativa su NRMS. Pero aún para iii) y vi) con $100 \Omega\text{m}$, donde la variación de resistividad introducida es leve, se observa un aumento del NRMS. De estos resultados se concluye que las estructuras definidas por el modelo son requeridas por los datos.



a) Diagrama y perfiles para el modelo final obtenido de haber considerado $C_m = 0.1$.



b) Diagrama y perfiles para el modelo final obtenido de haber considerado $C_m = 0.2$.



c) Diagrama y perfiles para el modelo final obtenido de haber considerado $C_m = 0.3$.

Figura 3: Comparación entre modelos finales obtenidos de considerar para la covarianza de modelos los valores a) 0.1, b) 0.2 y c) 0.3, respectivamente.

Los sistemas hidrotermales volcánicos, así como las fuentes magmáticas calientes, se caracterizan por una alta conductividad (Díaz *et al.* 2012). Los sistemas hidrotermales volcánicos incluyen sistemas hidrotermales convectivos, roca seca caliente y sistemas con fundido parcial. A su vez, un sistema hidrotermal ideal está conformado por una fuente caliente, agua subterránea que transporta y a veces almacena el calor, y de una capa impermeable. La capa impermeable en la mayoría de los sistemas es producida por las prolongadas reacciones de la roca al fluido termal, resultando en

la alteración de las arcillas (capa de arcillas) para un gran rango de temperaturas. A bajas temperaturas (<150° C), la alteración produce minerales de illita-smectita, que tienen cationes ligados débilmente, convirtiendo a estos minerales en conductores. A altas temperaturas, la alteración produce clorita-epidotita, donde todos los aniones están ligados a la red cristalina, resultando minerales más resistivos. Luego, un aumento de la resistividad debajo de una capa superficial con alta conductividad, refleja un aumento de la temperatura con la profundidad (Muñoz 2014).

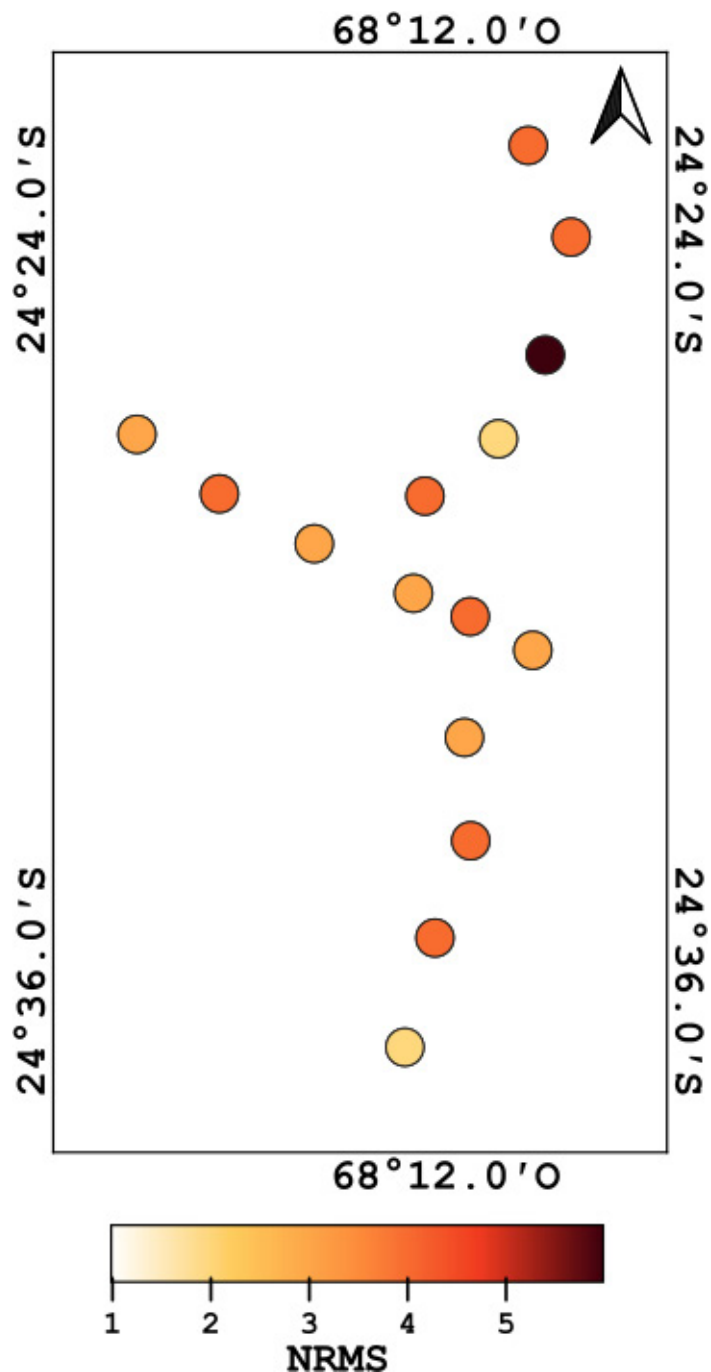


Figura 4: Representación de NRMS en escala de color por estación.

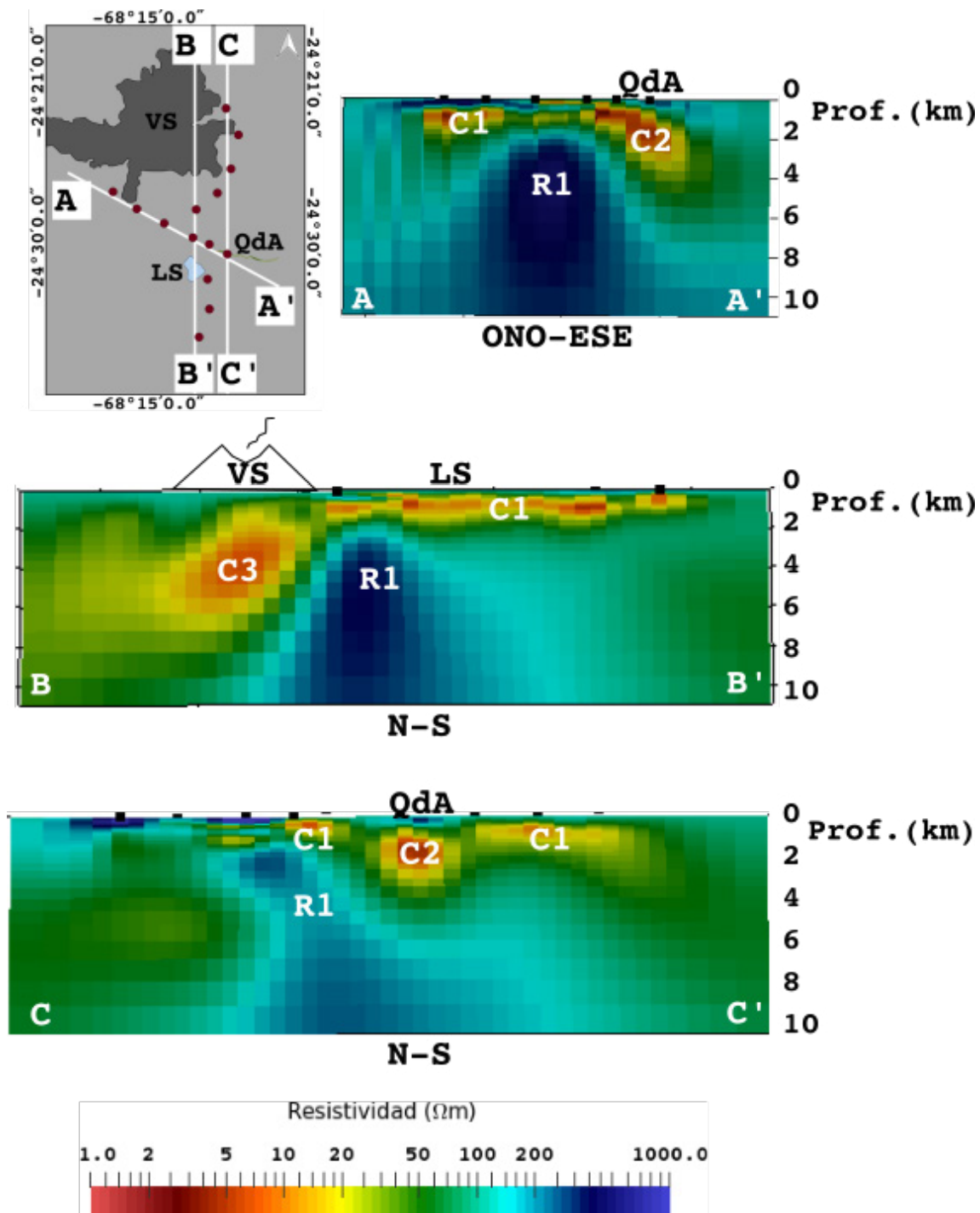


Figura 5: Diagrama y perfiles del modelo geoelectrico final. Referencias: VS = volcán Socompa, LS = Laguna Socompa, QdA = Quebrada del Agua.

La estructura conductiva C_3 , ubicada entre los 2 y los 7 km de profundidad, es interpretada como la fuente magmática del volcán Socompa que aún podría estar en actividad. Estudios recientes sobre disturbios asociados al volcán avalan esta hipótesis. Mediante Posicionamiento Global Satelital (GPS) e Interferometría radar de apertura sintética (InSAR) se ha estimado un levantamiento de 17.5 mm/año que tiene lugar desde diciembre del 2019 (Liu *et al.* 2022). Los autores determinaron un pa-

trón de deformación elipsoidal que estiman entre los 1.9 y 9.5 km de profundidad con un diámetro de su semieje menor de 2.4 km, y si bien el origen del disturbio no pudo ser establecido, destacan que la técnica es capaz de captar la deformación causada por los movimientos de magma a través de la corteza, así como también por cambios de presión en una zona de almacenamiento del magma o incluso en un sistema hidrotermal situado por encima de éste.

La alta resistividad observada por encima de la capa C_1 es asociada con la cubierta sedimentaria cuaternaria, y siguiendo la interpretación para C_3 , C_1 es vinculada a productos de alteración mineralógica y fluidos de un sistema hidrotermal. Esta capa es determinada aproximadamente entre los 400 y 1200 m de profundidad, es decir, presenta un espesor considerable de 800 m. Luego, no puede ser descartada la posibilidad de que en el subsuelo estén presentes las dos hipótesis determinadas para la capa de alta conductividad por Guevara *et al.* (2021). El volcán está ubicado en un ambiente árido donde los acuíferos con alta salinidad son frecuentes. Así, la capa C_1 podría estar formada por un acuífero con altas concentraciones de sales y por la capa de arcillas producto de alteración que pudo haberse iniciado en el Mio-Plioceno(?) y haber continuado por la actividad hidrotermal asociada al volcán. Respecto de C_2 , se interpreta como un engrosamiento de la capa C_1 causada por la percolación de fluidos meteóricos que se infiltran por la Quebrada del Agua.

La estructura R_1 presenta resistividades mayores a los 200 Ωm en los alrededores del volcán y disminuye a valores por encima de 100 Ωm a medida que nos alejamos de su edificio (ver perfiles BB' y CC"). R_1 podría ser asociada a la interacción de los fluidos hidrotermales con alta temperatura con las rocas fracturadas del basamento cristalino y podría considerarse el reservorio de calor. Esta interpretación permitiría explicar que la resistividad determinada por el modelo sea mayor en los alrededores del volcán y disminuya a medida que nos alejamos de éste. Finalmente, es notable que el modelo define esta estructura a menor profundidad al norte de la Quebrada del Agua, región en la que están presentes las alteraciones silíceas y argílicas pervasivas en superficie (Seggiaro y Apaza 2018). El volcán está ubicado en una región muy heterogénea, en el sentido de que la estratigrafía en el subsuelo no es homogénea y continua. Luego, R_1 también podría deberse al emplazamiento de estructuras y cuerpos subvolcánicos con forma y distribución irregulares, como por ejemplo domos y plutones. Para esta interpretación el valor de resistividad es menor al que se espera asociada a dichos cuerpos, pero esto podría deberse a una limitación del método causada por la capa C_1 , dado que los cuerpos someros y de alta conductividad reducen la máxima profundidad de penetración.

Finalmente como fue mencionado previamente, el basamento cristalino en la región podría encontrarse a los 1400 m de profundidad. Luego, la capa

con valores de 50 Ωm ubicada entre C_1 y R_1 , podría deberse a la presencia de un reservorio hidrotermal, ubicado en las unidades sedimentarias que suprayace al basamento, entre los 1200 m y los 1400 m de profundidad.

Los datos registrados permitieron la caracterización de los primeros 10 km de profundidad. Pero estudios MT de largo período, que han determinado la presencia de regiones conductivas a lo largo de la Cordillera Occidental y que sugieren la presencia de magma y/o reservorios de fluidos por debajo del arco volcánico, determinaron una zona conductiva a 5 km O del volcán Socompa y a unos 15 km de profundidad (Ślęzak *et al.* 2021). Por otro lado, para el volcán Lastarría, también perteneciente a la ZVC, se ha estimado que posee dos fuentes, una más superficial y otra más profunda (Díaz y *et al.* 2015; Liu y *et al.* 2022). En este volcán, el levantamiento registrado es interpretado como la acumulación de magma en la corteza media. Para poder determinar si el volcán Socompa posee una fuente más profunda que alimenta a la fuente superficial es necesario realizar estudios MT de largo período. A su vez dichos estudios permitirían una mejor caracterización de la resistividad debajo de la capa C_1 . Como ya fue mencionado previamente, un conductor poco profundo y de gran espesor puede enmascarar la resistividad de las estructuras por debajo de éste dado que reduce drásticamente la máxima profundidad de penetración.

¿Sistema hidrotermal activo o sello de otros tiempos? Suele utilizarse la vinculación existente entre los productos de minerales de arcillas y la resistividad eléctrica de las estructuras para identificar regiones con altas temperaturas. Sin embargo, la alteración sufrida en general no es modificada si ocurre el posterior enfriamiento. En este sentido, las resistividades de las estructuras deben considerarse como el sello de las máximas temperaturas alguna vez alcanzadas (Muñoz 2014). Luego, a partir de los resultados obtenidos en el presente trabajo no es posible determinar si estamos frente a un sistema hidrotermal activo, donde la ausencia de otros factores determinantes en superficie llevaría a clasificarlo como ciego, o si estamos viendo el gran potencial que el Socompa alguna vez supo alcanzar. Sí se considera pertinente mencionar que el espesor determinado para la capa C_1 asociada a productos de alteración mineralógica podría estar actuando de cubierta impermeable eficiente y no permitir, por ejemplo, el flujo de gas hacia la superficie.

AGRADECIMIENTOS

A Anna Kelbert y Gary Egbert por proporcionar el código ModEM con fines científicos de forma gratuita y a Násir Meqbel por lo propio con el código 3DGrid. También agradezco a la Facul-

tad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata por permitirme utilizar el clúster Santaló para la inversión de los datos. Finalmente, a Facundo Domingo Apaza por las correcciones realizadas, permitiendo así mejorar la interpretación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Booker, J. R. (2014). The magnetotelluric phase tensor: a critical review. *Surveys in Geophysics*, 35, 7-40.
- Conde Serra, A., Seggiaro, R.E., Apaza, F.D., Castro Godoy, S.E., Marquetti, C., Masa, S., Cozzi, G., Lelli, M., Raco, B., Guevara, L., Carrizo, N., Azcurra, D., Carballo, F. 2020. Modelo conceptual geotermico preliminar del Volcán Socompa, Departamento de los Andes, provincia de Salta, Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas Geotermia N° 2, 92 pp. Buenos Aires
- De Vries, B.V.W., Self, S., Francis, P., Keszthelyi, L. 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(3):225–247.
- Díaz, D., Brasse, H., Ticona, F. 2012. Conductivity distribution beneath Lascar Volcano (northern Chile) and the Puna, inferred from magnetotelluric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217:21–29.
- Díaz, D., Heise, W., y Zamudio, F. 2015. Three-dimensional resistivity image of the magmatic system beneath Lastarria Volcano and evidence for magmatic intrusion in the back arc (northern Chile). *Geophysical Research Letters*, 42(13):5212–5218.
- Egbert, G.D. 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, 130(2):475–496.
- Galliski, M., Arias, J., Coira, B., Fuertes, A. 1987. Reconocimiento geotérmico del área de Socompa, provincia de Salta, República Argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería. UNJu.* 7: 35-53.
- Gardeweg, M., Ramirez, C.F., Davidson, J. 1993. Mapa geológico del área del Salar de Punta Negra y del Volcán Llullaillaco, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Grosse, P., Danišik, M. Apaza, F.D., Guzmán, S.R., Lahitte, P., Quidelleur, X., Self, S., Siebe, C., Van Wyk de Vries, B. and Ureta, Gabriel and others 2022. Holocene collapse of socompa volcano and pre-and post-collapse growth rates constrained by multi-system geochronology. *Bulletin of Volcanology*, 84(9):85.
- Guevara, L., Apaza, F. D., Favetto, A., Seggiaro, R., Pomposiello, C., y Serra, A. C. 2021. Geoelectrical characterization of Socompa lagoon area in the Andean Central Volcanic Zone from 3-d audiomagnetotelluric inversion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 415:107246.
- Houston, J., Hartley, A.J. 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(12):1453–1464.
- Ibarra, F., Prezzi, C.B. 2019. The thermo-mechanical state of the Andes in the Altiplano-Puna region: insights from Curie isotherm and effective elastic thickness determination. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 76(4):352–362.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D., Tandon, K. 2014. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, 66:40–53.
- Lelli, M. 2018. Socompa Geothermal Prospect. Report on water geochemistry. Technical report, Consiglio Nazionale delle Ricerche. Istituto de Geoscienze e Georisorse.
- Liu, F., Elliott, J.R., Ebmeier, S.K., Craig, T.J., Hooper, A., Novoa Lizama, C., Delgado, F. 2022. First onset of unrest captured geodetically at socompa volcano, northern chile. Authorea. December 10, 2022.
- Muñoz, P. 2014. Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in geophysics*, 35(1):101–122.
- Raco, B. 2018. Socompa Geothermal Prospect. Report on fluid geochemistry (soil CO2 degassing). Technical report, Consiglio Nazionale delle Ricerche. Istituto de Geoscienze e Georisorse.
- Ramirez, C. F. 1988. The geology of Socompa volcano and its debris avalanche deposit, northern Chile. Tesis doctoral, Open University.
- Reutter, K.J., Munier, K. 2006. Digital geological map of the Central Andes between 20 S and 26 S. En *The Andes*, pp. 557–558. Springer.
- Seggiaro, R., Apaza, F. 2018. Geología y estructuras relacionadas al proyecto geotermico Socompa. Informe inédito. Servicio Geologico Minero Argentino.
- Ślęzak, K., Díaz, D., Vargas, J.A., Cordell, D., Reyes-Cordova, F., Segovia, M. J. 2021. Magnetotelluric image of the Chilean subduction zone in the salar de Atacama region (23° - 24° S): Insights into factors controlling the distribution of volcanic arc magmatism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 318:106765.
- Stern, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2):161–206.
- Zappettini, E. O., Blasco, G. 2001. Hoja Geologica 2569-II, Socompa, Provincia de Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geologico Minero Argentino. Boletín 260, 62 p. Buenos Aires.

APÉNDICE. REPRESENTACIÓN DE LOS DATOS OBSERVADOS Y PREDICHOS

A.1. Curvas de resistividad y de fase para las cuatro componentes de Z en cada una de las estaciones medidas.

