



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

MODELO DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DEL VOLCÁN CERRO OVERO

Noemi Alarcón Márquez

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la
Universidad de Concepción para optar al grado académico de Magíster en
Geofísica

Noviembre 2024
Concepción, Chile

Profesor Guía

Dra. Verónica Oliveros Clavijo

Co-guía

Dr. Daniel Díaz

Comisión evaluadora

Dr. Arturo Belmonte - Dr. Gabriel Ureta - Dr. Andrés Tassara

© 2024, Noemi Alarcón Márquez

Ninguna parte de esta tesis puede reproducirse o transmitirse bajo ninguna forma o por ningún medio o procedimiento, sin permiso por escrito del autor.

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento.

When we're out in a crowd laughing loud ∞

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que han contribuido a la realización de esta tesis. En primer lugar quiero expresar mi profundo agradecimiento a mi familia y amigos por su constante apoyo, comprensión y ánimo durante toda esta etapa. Su confianza en mí y sus palabras de aliento han sido una fuente constante de motivación.

A mi profesora guía, Verónica Oliveros, por su orientación, apoyo y su constante disposición a lo largo de todo este proceso. Su experiencia, conocimientos y valor humano han sido fundamentales para el desarrollo de este trabajo.

A mi profesor co-guía, Daniel Díaz, cuyos conocimientos fueron esenciales para el desarrollo de esta investigación. Su colaboración, apoyo y, sobre todo, su paciencia me permitieron acercarme más y disfrutar en conjunto de la geofísica y la geología.

Agradezco a cada uno de los profesores y compañeros que, con sus valiosas discusiones y comentarios, han contribuido al progreso de este proyecto. Su compañía y colaboración han sido de gran ayuda y motivación.

Este estudio fue financiado a través de la beca ANID ICN2021_038, Instituto Milenio de investigación de Riesgo Volcánico - Ckelar Volcanes.

A todos ellos, mis más sinceros agradecimientos.

Resumen

El volcán Cerro Overo es un centro monogenético de edad Holocena ubicado en el norte de Chile en la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVCA). Forma parte del Complejo Volcánico Altiplano-Puna y se ubica en la divisora de aguas de las cuencas Lejía y Salar de Aguas Calientes Altos del Lari. Ha sido clasificado como un cráter de explosión freatomagmática que generó una estructura tipo maar. Dos km al SW se encuentra La Albóndiga, un pequeño domo basáltico con rocas de la misma composición que Cerro Overo pero de distinta morfología. Nuestro interés radica en comprender los factores que desencadenaron tal diferencia morfológica entre dos centros eruptivos de composición similar y muy cercanos. Para conocer la estructura subsuperficial del volcán Cerro Overo, se realizaron seis sondeos magnetoteléuricos (MT) de banda ancha en los alrededores y el centro del volcán Cerro Overo. La inversión 3D se llevó a cabo usando el algoritmo de inversión ModEM. El modelo de resistividad 3D resultante indicó la presencia de una estructura similar a una diatrema bajo Cerro Overo; sin embargo, a diferencia de otras diatremas observadas en el mundo, esta es un cuerpo muy conductor. El modelo se interpretó como una diatrema porosa que alberga un acuífero salino profundo procedente de la posible percolación de agua entre las cuencas Lejía y Salar de Aguas Calientes Altos del Lari, y su alta conductividad se debería al lixiviado de ignimbritas que le habrían aportado Li y As. La diferencia con la morfología del Domo La Albóndiga se debería a la percolación entre las cuencas Lejía y Salar de Aguas Calientes Altos del Lari que junto con la litología permeable de la ignimbrita Cajón habrían creado una conexión hidráulica crucial para que los fluidos escurrieran bajo Cerro Overo desencadenaran una etapa freatomagmática mientras que en La Albóndiga dicho proceso no se habría producido. Este estudio podría contribuir a continuar desarrollando un modelo conceptual para acuíferos salinos, en una región rica en Li.

Abstract

Cerro Overo is a maar of basaltic andesite composition ($\sim 54\% \text{SiO}_2$) located in the Central Andean Volcanic Zone (CAVZ), which is highly unusual for CVZ magmas. Its morphology is the result of a phreatomagmatic eruption in one of the world's driest deserts. To better understand the subsurface morphology of the maar, a magnetotelluric survey was carried out. The resulting 3D resistivity model indicated the presence of a diatreme-like structure beneath Cerro Overo; however, contrary to other diatremes imaged worldwide, it is characterized as a highly conductive body down to a depth of 500 m. The model is interpreted as a porous diatreme which hosts a deep saline aquifer from the potential inflow of nearby hot springs and salt flats. Furthermore, experimental leaching studies have suggested that water-rock interactions of the CVZ ignimbrites may lead to the release of Li and As in saline waters. The highly fractured Cerro Overo diatreme, emplaced in the Tuyajto Ignimbrite, may be an ideal Li-As rich aquifer, and this study could contribute to further developing a conceptual model for saline aquifers in a Li-rich region.

Índice general

AGRADECIMIENTOS	I
Resumen	II
Abstract	III
1. Introducción	1
1.1. Introducción	1
1.1.0.1. Configuración Geológica	2
1.1.0.2. Antecedentes	4
1.2. Hipótesis y objetivos	5
1.2.1. Objetivo General	5
1.2.2. Objetivos Específicos	5
2. Resistivity electrical model of the Cerro Overo maar in the Central Andes	6
2.1. Abstract	6
2.2. Introduction	7
2.2.1. Geological Setting	8
2.3. Methodology and Results	9
2.4. Discussions	11
2.4.1. Model interpretation	11
2.4.2. Significance and implications of the emplacement	12
2.4.3. Origin and nature of the fluids	13
2.5. Conclusions	14
3. Discusión y conclusión	16
3.1. Discusión	16
3.1.1. Interpretación del Modelo	16
3.1.2. Origen y naturaleza de los fluidos	18
3.1.3. Historia eruptiva del volcán	21
3.1.4. Implicancias del estudio	22
3.2. Conclusión	23
Referencias	25

Apéndices	31
A. Test	31
A1. Detalles ampliados de la metodología:	31
A1.1. Datos magnetotelúricos	32
A1.2. Procesamiento de datos	32
A1.3. Experimento con ignimbritas	33
A1.4. Resultados	33
A1.5. Validación del modelo	34

Índice de figuras

1.1.1.(A) Localización del área de estudio: (1) Localización de los volcanes Cerro Overo y La Albondiga, así como las ubicaciones de las cuencas hidrográficas y los pozos de exploración de estudios anteriores; (2) Localización de las estaciones de Magnetotelúrica(MT). (B) Geología y principales lineamientos presentes en el área de estudio de acuerdo a Ramírez and Gardeneg (1982) y modificado de Ureta et al. (2021) . (C) Diagrama TAS de los volcanes Cerro Overo y La Albondiga. El campo gris representa los valores de roca total de los volcanes monogenéticos del norte de Chile; modificado de Ureta et al. (2020) . LB: Cuenca hidrográfica Lejía, ACB: Cuenca hidrográfica Salar de Aguas Calientes Altos del Lari.	4
2.2.1.(A) Location map of the study area: (1) Location of the Cerro Overo and La Albondiga volcanoes, as well as the locations of the watersheds and exploration wells of previous studies; (2) Location of the magnetotelluric (MT) stations in the peripheries and center of the maar. (B) Geology and main lineaments present in the study area according to Ramírez and Gardeweg (1982) and modified from Ureta et al. (2021) . (C) TAS diagram of Cerro Overo and La Albondiga volcanoes. The gray field represents the whole-rock values of the monogenetic volcanoes of northern of Chile; modified from Ureta et al. (2020) . LB: Lejía Basin, ACB: Salar de Aguas Calientes 2 Basin.	9
2.3.1.2D and 3D representation of the electrical resistivity model of the subsurface of Cerro Overo Maar. The conductive structure under the eruptive center has been interpreted as the maar diatreme. m a.s.l: meters above sea level.	10
2.4.1.Proposed fluid percolation model between the Lejía and Salar de Aguas Calientes basins. The lithology and probable fracturing of the Cajón Ignimbrite would allow for fluid exchange, while the Patao Ignimbrite would act as an impermeable boundary. Higher density (saline) fluids at depth could be driven toward the diatreme due to bidirectional flow which occurs with water density contrasts (Rasmussen et al., 2021).	13

3.1.1. Interfaz del software Sigmelt en donde se muestran los parámetros que fueron fijados para realizar los cálculos.	21
3.1.2. Tabla que muestra los rangos de valores que puede tener el fluido fijando los valores de porosidad, conductividad de la ignimbrita y exponente de cementación.	21
A1.1. Coordenadas de cada punto de medición MT	35
A1.2. Ajuste de los datos finales del modelo de resistividad. Puede observarse que el mejor ajuste se produce en los periodos inferiores.	36
A1.3. Coordenadas de cada punto de medición MT	36
A1.4. Perfil de profundidad de las elipses del tensor de fase de las 6 estaciones situadas en el volcán Cerro Overo. Las elipses muestran una zona conductora poco profunda en periodos inferiores a 10 segundos (línea amarilla).	37
A1.5. Modelo final a partir del cual se realizaron las pruebas de sensibilidad. (A) Perfil N-S; (B) Perfil E-O. Las elipses muestran una zona conductora poco profunda en periodos inferiores a 1 segundo.	38
A1.6. Valores RMS de cada una de las estaciones situadas en el volcán Cerro Overo.	38
A1.7. (A) Prueba de sensibilidad en la que se comprueba la necesidad del cuerpo conductor superficial enmascarándolo con la resistividad de fondo. Se observa que al eliminarlo el ajuste de los datos empeora; (B) Prueba de sensibilidad en la que se comprueba que la división del cuerpo conductor es necesaria para un buen ajuste de los datos.	39
A1.8. Prueba de sensibilidad modificando la forma, el espesor y la resistividad del cuerpo conductor a 800 m y 5 Ω m respectivamente; (B) Prueba de sensibilidad modificando la forma, el espesor y la resistividad del cuerpo conductor a 600 m y 5 Ω m respectivamente. Se puede observar a la derecha de cada imagen que el ajuste de los datos empeora respecto al modelo de partida.	40
A1.9. (A) Prueba de sensibilidad modificando la forma, espesor y resistividad del cuerpo conductor a 500 m y 5 Ω m respectivamente; (B) Prueba de sensibilidad en la que se modela un dique alimentador de composición diorítica (1000 Ω m) para el diatrema. Puede observarse a la derecha de cada imagen que el ajuste de los datos empeora en comparación con el modelo de partida.	41
A1.10. Experimentos de lixiviación de ignimbrita. A. Cambios del pH con el tiempo. B. Cambios de conductividad con el tiempo. C. Cambios de ORP con el tiempo. D. Cambios de temperatura con el tiempo. E. Cambios de la concentración de Li con el tiempo. F. Cambios de la concentración de As con el tiempo. M1, M2 y M3 fueron experimentos por lotes utilizando ignimbritas CVZ y M4 correspondió a un ensayo en blanco.	42
A1.11. Tabla que muestra que sucede con la resistividad total (roca+fluido) variando el exponente de cementación. Puede observarse que tiene una gran influencia en el valor final de resistividad.	42

A1.12	Tabla que muestra la variación de la resistividad total (roca+fluido) variando la porosidad de la ignimbrita. Este parámetro muestra gran influencia en los valores finales.	42
A1.13	Tabla que muestra como varía la resistividad total variando la resistividad de la ignimbrita.	43

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

La Zona Volcánica Central de los Andes (ZVCA), un arco volcánico generado por la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana, es una de las mayores provincias de volcanismo ignimbrítico neógeno-cuaternario del mundo (de Silva, 1989). En esta zona se encuentran distribuidos 44 edificios volcánicos y más de 18 centros y/o campos menores activos (Stern, 2004) que se emplazan por el sur de Perú, norte de Chile, suroeste de Bolivia y noroeste de Argentina entre los segmentos de subducción plana Peruano y Pampeano. En esta zona, la corteza es extremadamente gruesa, alcanzando hasta 75 km bajo el arco magmático actual (Beck et al., 2015). El vulcanismo moderno en esta región se caracteriza por erupciones de coladas lávicas, ignimbritas, depósitos piroclásticos y algunos sistemas máficos aislados (de Silva and Francis, 1991; Coira et al., 1993) con composiciones mayoritariamente andesíticas, dacíticas y riolíticas (Stern, 2004).

En el extremo sur de la ZVCA, entre los 22° y los 28°, la meseta Altiplano-Puna se extiende a lo largo de 1800 km. Es una zona de gran altitud asociada a un abundante magmatismo de arco y a la presencia de numerosos lagos salados (de Silva, 1989; Coira et al., 1993). En su parte sur existen dos pequeños volcanes monogenéticos separados por una distancia de 5 km: el maar Cerro Overo (23.515°S, 67.661°O) y el domo de La Albóndiga (23.527°S, 67.685°O) (de Silva and Francis, 1991) (Fig. 1.1.1A). La edad de Cerro Overo ha sido datada en $77 \pm 7,8$ ka (Van Alderwerelt, 2017), mientras que la edad del domo de La Albóndiga se estimó en el Pleistoceno

(Ureta et al., 2021). En la zona se observan varios lineamientos producidos por un régimen compresivo-transpresivo, siendo las principales estructuras el lineamiento Calama-Olacapato-El Toro (WNW-ESE) (Allmendinger et al., 1983; Salfity, 1985), el Cordón de Puntas Negras (NW55 SE) (de Silva and Francis, 1991; Ureta et al., 2021), el ridge Altos del Toro Blanco (NNE-SSW) (Ramírez and Gardeneg, 1982) y los lineamientos paralelos a la falla de Miscanti (NNE-SSW) (Fig. 1.1.1B) (González et al., 2009).

Los productos magmáticos del maar Cerro Overo y del domo La Albondiga son de los menos evolucionados del norte de Chile (Ureta et al., 2021) (Fig. 1.1.1C). Consisten en lavas y escorias de composición basáltica-andesítica ($\sim 54\% \text{ SiO}_2$) (Ureta et al., 2021), que a pesar de su similitud composicional, presentan importantes diferencias morfológicas, sugiriendo que sus procesos eruptivos fueron diferentes. Mientras que el Cerro Overo es un maar originado por una erupción freatomagmática, la Albondiga correspondería a un domo volcánico. Surge entonces la pregunta de cómo centros eruptivos tan cercanos y con composiciones tan similares pueden presentar diferencias morfológicas tan notorias. Según Ureta et al. (2021), esta disparidad podría deberse a la interacción de los magmas del volcán Cerro Overo con aguas subterráneas durante su ascenso, mientras que el domo de La Albondiga podría no haber experimentado este proceso.

1.1.0.1. Configuración Geológica

Morfológicamente, Cerro Overo corresponde a un cráter elíptico de explosión freatomagmática generadora de una estructura tipo maar, con dimensiones de 480 x 580 m, elongado en dirección E-O, y una profundidad de 72 m. Por otro lado, La Albondiga fue definida como un domo de lava irregular de tipo bloque, con aproximadamente 30 m de altura, un diámetro de 260 m, y una superficie de 20 m² (Ureta et al., 2021). Estos volcanes emergen a través del basamento compuesto por las ignimbritas Tuyajto y Cajón (Ramírez and Gardeneg, 1982). Los depósitos del Cerro Overo se distribuyen alrededor del cráter, principalmente hacia el este, mostrando una intercalación de tefra con tamaños que van desde bomba hasta ceniza, compuesta principalmente por material juvenil. Ureta et al. (2021) dividieron los depósitos del Cerro Overo en 5 unidades que siguen desde la base hasta la cima: depósitos de caída piroclástica, flujo de lava, ceniza, material fino y lapilli grueso. Los productos eruptivos de La Albondiga se depositan al

suroeste y sureste del centro de emisión, clasificados en 3 unidades que siguen de base a techo: depósitos de caída piroclástica, flujo de lava, y el domo (Ureta et al., 2021).

El objetivo principal de este estudio es comprender el contexto geológico de la zona para identificar las condiciones del subsuelo que han generado la diferencia morfológica observada. Nos proponemos determinar los factores que han podido ser determinantes o desencadenantes de una erupción freatomagmática en zonas concretas dentro del complejo volcánico Altiplano-Puna y el papel del flujo hidrológico entre cuencas endorreicas. Este tipo de erupción se encuentra entre las más peligrosas, especialmente en sistemas basálticos, debido a su naturaleza extremadamente explosiva y violenta (Lorenz, 2007). Por lo tanto, dada la alta densidad de volcanes en la región, es de suma importancia entender el comportamiento de las aguas subterráneas para prever posibles áreas donde estos volcanes puedan evolucionar hacia una actividad freatomagmática, representando un peligro potencial para la población.

En el volcán Cerro Overo se han realizado varios estudios sobre las relaciones estratigráficas, la composición química y la mineralogía de sus productos (Ureta et al., 2021; Van Alderwerelt et al., 2021), sin embargo, hasta la fecha no se han realizado en esta zona estudios geofísicos o magnetotelúricos que puedan ayudar a desentrañar los mecanismos eruptivos de formación del maar, como la interacción de fundidos y aguas subterráneas. Dados los grandes contrastes de resistividad entre materiales terrestres (Cagniard, 1953), la magnetotelúrica emerge como una técnica muy eficaz para obtener modelos de alta resolución de las propiedades eléctricas del suelo y ha sido empleada con éxito en diversos ambientes volcánicos (Díaz et al., 2015; Cordell et al., 2018; Pavez et al., 2023).

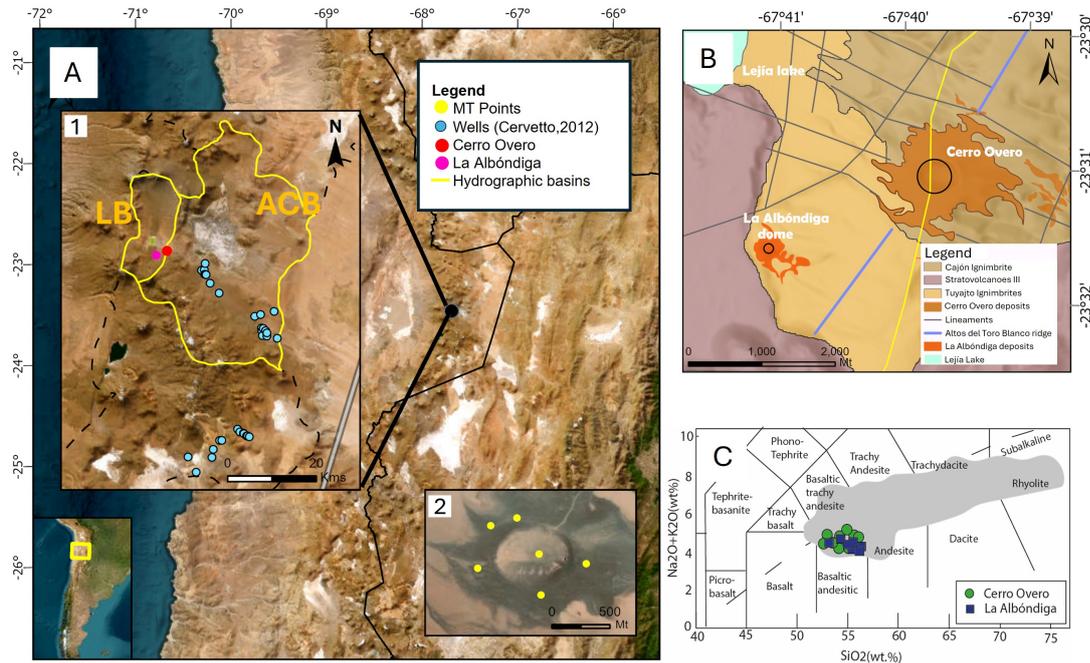


Figura 1.1.1: (A) Localización del área de estudio: (1) Localización de los volcanes Cerro Overo y La Albondiga, así como las ubicaciones de las cuencas hidrográficas y los pozos de exploración de estudios anteriores; (2) Localización de las estaciones de Magnetotelúrica (MT). (B) Geología y principales lineamientos presentes en el área de estudio de acuerdo a [Ramírez and Gardeneg \(1982\)](#) y modificado de [Ureta et al. \(2021\)](#). (C) Diagrama TAS de los volcanes Cerro Overo y La Albondiga. El campo gris representa los valores de roca total de los volcanes monogenéticos del norte de Chile; modificado de [Ureta et al. \(2020\)](#). LB: Cuenca hidrográfica Lejía, ACB: Cuenca hidrográfica Salar de Aguas Calientes Altos del Lari.

1.1.0.2. Antecedentes

Los primeros trabajos en la zona fueron realizados por [Ramírez and Gardeneg \(1982\)](#) en la “Hoja de Toconao” describiendo los principales lineamientos y asignándole al volcán Cerro Overo una edad Holocena. Posteriormente, [Thorpe et al. \(1984\)](#) realiza los primeros análisis geoquímicos en un trabajo de comparación de las zonas volcánica activas notando que este centro eruptivo tenía composiciones muy poco diferenciadas en comparación con el resto de volcanes del norte. [de Silva and Francis \(1991\)](#) clasifican en base a su morfología a Cerro Overo como un volcán joven tipo maar y concluyen que la erupción fue a lo largo de una falla regional a través de un basamento de ignimbritas relacionándolo evento más reciente del volcán Chilikues al SW de Cerro Overo.

El primer trabajo realizado exclusivamente en el volcán Cerro Overo fue llevado a cabo por [Ureta et al. \(2021\)](#) en lo que se conoce como el modelo actual de erupción del volcán Cerro Overo. En este estudio también lo relaciona con un domo basáltico andesítico, 6 km al SW, al que nombró La Albóndiga. La sugerencia de esta relación fue realizada en base a la similitud petrológica y mineralógica entre ambos centros, sin embargo, la diferencia morfológica de ambos volcanes sugiere que los procesos eruptivos durante su ascenso fueron distintos. [Ureta et al. \(2021\)](#) sugirió que esta diferencia se debió a la interacción que habría tenido el volcán Cerro Overo con agua subterránea y, que por diferencia de permeabilidad, el domo La Albóndiga no habría experimentado.

1.2. Hipótesis y objetivos

La morfología del maar Cerro Overo sería el resultado de la interacción entre agua y magma, proceso que podría identificarse mediante un modelo de resistividad, ya que el transporte actual de fluidos bajo el volcán es comparable al transporte de fluidos durante la erupción de Cerro Overo.

1.2.1. Objetivo General

Inferir la estructura sub-superficial del volcán Cerro Overo a través de un modelo de resistividad que permita comprender las condiciones que dieron origen a su morfología.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Interpretar, a través de estudios magnetotelúricos, la distribución de fluidos en el volcán Cerro Overo mediante un modelo de resistividad.
- Analizar las condiciones que causaron las diferencias morfológicas entre el volcán Cerro Overo y el domo La Albóndiga.
- Comprender el comportamiento hidrológico entre las cuencas Lejía y Salar de Aguas Calientes Altos del Lari.

Capítulo 2

Resistivity electrical model of the Cerro Overo maar in the Central Andes

El Capítulo 2 corresponde al artículo que ha sido pre-aceptado para su publicación en la revista *Geology* (en inglés), con revisiones menores. En este capítulo se presenta una síntesis del trabajo de investigación, siguiendo las pautas de formato específicas de la revista. Los autores del artículo son Noemi Alarcón, Daniel Díaz, Verónica Oliveros, Gabriel Ureta, Joseline Tapia y Pablo Salas.

2.1. Abstract

Cerro Overo is a maar of basaltic andesite composition ($\sim 54\% \text{SiO}_2$) located in the Central Andean Volcanic Zone (CAVZ), which is highly unusual for CAVZ magmas. Its morphology is the result of a phreatomagmatic eruption in one of the world's driest deserts. To better understand the subsurface morphology of the maar, a magnetotelluric survey was carried out. The resulting 3D resistivity model indicated the presence of a diatreme-like structure beneath Cerro Overo; however, contrary to other diatremes imaged worldwide, it is characterized as a highly conductive body down to a depth of 500 m. The model is interpreted as a porous diatreme which hosts a deep saline aquifer from the potential inflow of nearby hot springs and salt flats. Furthermore, experimental leaching studies have suggested that water-rock interactions of the CAVZ ignimbrites may lead to the

release of Li and As in saline waters. The highly fractured Cerro Overo diatreme, emplaced in the Tuyajto Ignimbrite, may be an ideal Li-As rich aquifer, and this study could contribute to further developing a conceptual model for saline aquifers in a Li-rich region.

2.2. Introduction

The Central Andean Volcanic Zone (CAVZ) is one of the largest provinces of Neogene-Quaternary ignimbritic volcanism in the world (de Silva, 1989). The region is characterized by eruptions of lava flows, ignimbrites, and pyroclastic deposits of mostly andesitic, dacitic, and rhyolitic compositions (Stern, 2004). At the southern tip of the CAVZ (22-28°S), the Altiplano-Puna plateau extends for 1,800 km. It is a high-elevation area associated with abundant arc magmatism and the presence of numerous salt lakes (de Silva, 1989). At 23.51°S-67.66°W, there are two small monogenetic volcanoes of basaltic-andesitic composition: the Cerro Overo maar generated after a phreatomagmatic eruption, and the La Albondiga dome (Fig. 2.2.1A). Given the hazards associated with those eruptions in basaltic systems (Valentine et al., 2014), it is important to understand local groundwater dynamics and its implications on phreatomagmatic activity in maar volcanoes. The saline aquifers of the Altiplano-Puna region are unique because of the hyperaridity that favors the accumulation of evaporitic salts and deposits above basement rock (Urrutia et al., 2019). Numerous endorheic basins in the region are characterized by precipitation recharge (Houston, 2009), as well as surface runoff and snow accumulation in the active or uneroded volcanic edifices (Herrera et al., 2016). Salt lakes, salt crusts, and playa lakes form in topographical low points within the endorheic basins where less permeable material can be present (Risacher et al., 2003). The Miocene to recent volcanic systems in the CAVZ not only control the hydrology acting as effective watersheds for surficial runoff, but also affect groundwater flow and recharge through volcanic deposits. Regional- and local-scale processes controlling surficial and groundwater chemistry are evaporation and the leaching of soluble salts from volcanic rocks (Álvarez-Amado et al., 2022), as well as older geological units containing evaporites (Risacher and Fritz, 2009; Urrutia et al., 2022). There is debate on whether the Salar de Atacama Basin (Fig. 2.2.1A) may be recharged from the eastern Altiplano-Puna watersheds (i.e. Lejía and Salar de Aguas Calientes basins; Herrera et al. 2016) or if interbasin groundwater flow

contributes to enriched Li, K, and B in the salt lakes (Álvarez-Amado et al., 2022). The exploitation of these elements is continually growing as their demand increases worldwide (Valdivielso et al., 2022), and it is thus essential to better constrain the hydrological balance of Li-bearing saline aquifers in the Altiplano-Puna. Magnetotellurics has proven to be an effective technique for imaging sub-surface volcanic systems and aquifers in a variety of volcanic environments (Díaz et al., 2015; Pavez et al., 2023). This study combines geophysics, morphological, and geological observations of the Cerro Overo maar with the aim of further developing a conceptual model of saline Li-As rich groundwater flow in arid endorheic basins with volcanic deposits.

2.2.1. Geological Setting

The Cerro Overo maar is a notable feature of the CAVZ in northern Chile. The small monogenetic center located nearby the watershed of Lejía and Salar de Aguas Calientes basins (Fig. 2.2.1A) was generated after a phreatomagmatic eruption (Ureta et al., 2021) 77 ± 7.8 ka (Van Alderwerelt, 2017). Several lineaments produced by a transpressive compressional regime control volcanic edifice location and the main structures correspond to lineaments parallel to the Miscanti Fault (NNE-SSW; (González et al., 2009); Fig. 2.2.1B). The juvenile components of the tephra and fragmented lava deposits (basaltic andesite, $\sim 54\%$ SiO_2) are some of the less evolved volcanic magmatic products in the CAVZ (Fig. 2.2.1C). Five km to the SW of Cerro Overo, the La Albóndiga small lava dome crops out. Its composition and petrography are almost identical to those of Cerro Overo, but its morphology is strikingly different, implying limited or null water-magma interaction during its eruption. The Tuyajto and Cajón ignimbrites represent the basement of these volcanoes (Fig.2.2.1C).

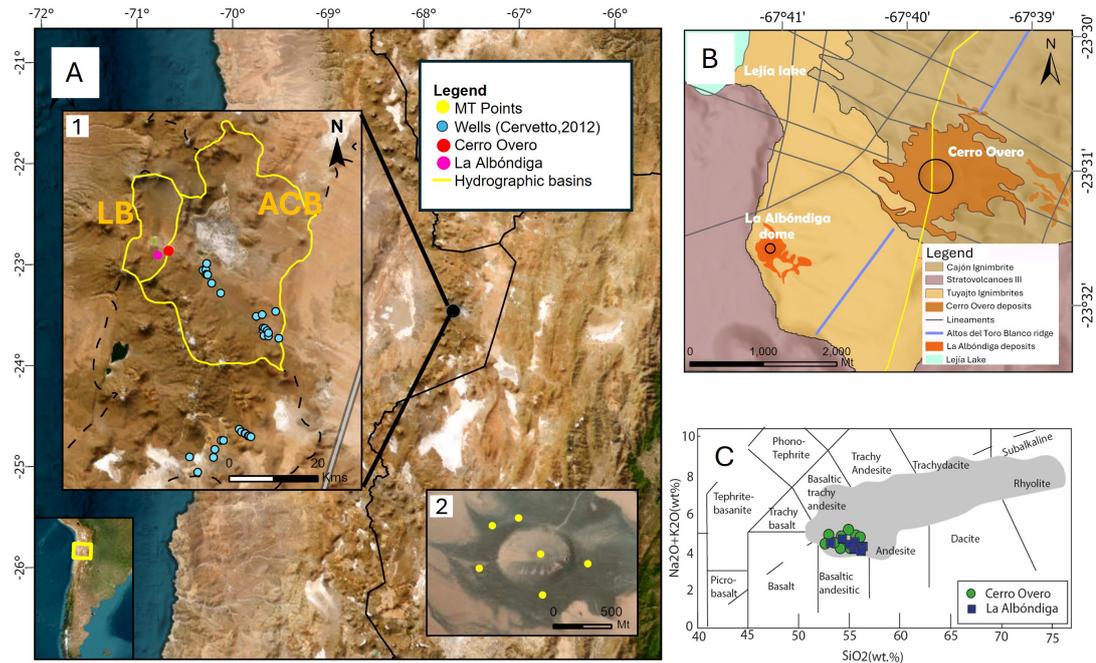


Figura 2.2.1: (A) Location map of the study area: (1) Location of the Cerro Overo and La Albondiga volcanoes, as well as the locations of the watersheds and exploration wells of previous studies; (2) Location of the magnetotelluric (MT) stations in the peripheries and center of the maar. (B) Geology and main lineaments present in the study area according to Ramírez and Gardeweg (1982) and modified from Ureta et al. (2021). (C) TAS diagram of Cerro Overo and La Albondiga volcanoes. The gray field represents the whole-rock values of the monogenetic volcanoes of northern of Chile; modified from Ureta et al. (2020). LB: Lejía Basin, ACB: Salar de Aguas Calientes 2 Basin.

2.3. Methodology and Results

Magnetotelluric (MT) is a passive geophysical method that provides information on the geoelectric properties of the subsurface by measuring the earth's electromagnetic field (Chave and Jones, 2012). To obtain an electrical resistivity model, broadband measurements were carried out at five points located along the periphery of the volcano and one at its center (Fig. 2.2.1A2). At each measurement station, a Metronix ADU 08 equipment was used, and three coils and four electrodes were utilized to measure two components of the electric field (E_x and E_y) and three components of the magnetic field (H_x , H_y , and H_z). During data processing, techniques based on Egbert and Booker (1986) were utilized to obtain the transfer functions between the magnetic and electric components. To estimate the resistivity

of the subsurface beneath the Cerro Overo Volcano, inversion of the magnetotelluric data was performed using the 3D inversion code ModEM (Egbert and Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014) for 39 periods in an interval from 0.001 to 1000 seconds. The size of each cell up to a depth of 400 m (z) was 30 m, and the grid covered a volume of $7 \times 7 \times 17$ km. More information on the utilized methods as well as the fit between the measured and predicted data can be found in the Supplemental Material (Text in Apendice).

The final resistivity model shows a conductive anomaly at a depth of 200 m with resistivity values close to $1 \Omega\text{m}$. In addition, the model shows a highly resistive structure at a depth of approximately 3 km, with a resistivity on the order of $1000 \Omega\text{m}$.

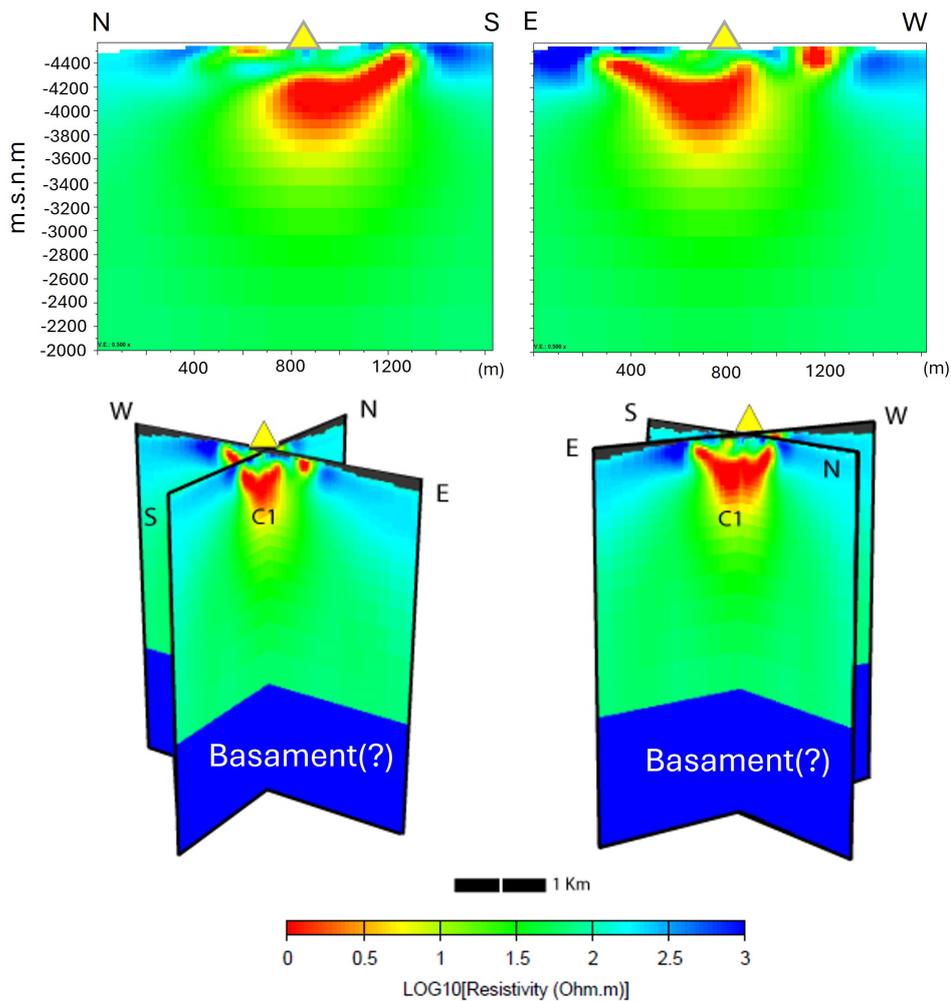


Figure 2.3.1: 2D and 3D representation of the electrical resistivity model of the subsurface of Cerro Overo Maar. The conductive structure under the eruptive center has been interpreted as the maar diatreme. m a.s.l.: meters above sea level.

To validate this model, several sensitivity tests were performed focusing on the validity, dimensions, and depth of the observed structures. These sensitivity tests and their responses can be found in the Supplemental Material.

Finally, ignimbrites leaching experiments were carried out in a batch experiment (Supplemental Material) which lasted from 36 to 98 days. The main results of the experiments showed that pH and temperature increased moderately over time, while oxidation-reduction potential (ORP) showed a slight decrease. On the other hand, conductivity and total dissolved solids (TDS) increased nearly exponentially over time. Regarding As and Li, their concentrations increased in all the batch experiments made with ignimbrites of the CAVZ (Supplemental Material).

2.4. Discussions

2.4.1. Model interpretation

An accurate geological interpretation of low resistivity volumes within the silicate crust must take into account the concurrent factors that may generate the anomaly, such as temperature, clay-rich lithologies, high proportion of silicate melts, or the presence of aqueous fluids, among others. The main geological units present in the study area are quaternary alluvial sediments overlying large and diverse Cenozoic ignimbrite deposits ([Ramírez and Gardeneg, 1982](#)). Geological information in the vicinity of the Cerro Overo volcano has been obtained from boreholes drilled down to depths of 230 m in the basin surrounding the eruptive center ([Cervetto, 2012](#)) (Fig.2.2.1A). The lithological information from drill holes indicates that the presence of clay minerals is scarce, and only small lenses were found in particular sectors. This suggests that the low resistivity observed is not explained by clay content. Furthermore, it is important to note that the outcrops of the Cerro Overo maar do not show evidence of hydrothermal alteration in the crater walls, and minerals such as clays, zeolite, or limonite are absent from the juvenile material and fragmented bedrock in the tephra deposit. A potential factor related to low resistivity signals in the crust is the presence of silicate melts ([Chave and Jones, 2012](#)). Considering the monogenetic nature of the eruptive center and the absence of recent activity such as deformation, seismicity, or degassing through fumaroles, Cerro Overo has been excluded from the list of active volcanoes in the CAVZ ([Contreras Vargas et al., 2020](#)). Thus, the possibility of silicate melts at such shallow

crustal levels beneath the maar is unlikely, and the possibility that the signal is caused by silicate melts was ruled out. Another possible interpretation of the low resistivity signal is aqueous saline fluids that can be excellent electrical conductors (Nesbitt, 1993). In volcanic environments and in areas where hydrothermal brines have been observed (such as the CAVZ), it is common to find low resistivity aqueous solutions (Pommier et al., 2010) with extreme values down to $0.01 \Omega\text{m}$ for hypersaline fluids (Bedrosian, 2007). In the Atacama Desert and the Salar de Aguas Calientes 2, saline fluids have been characterized through MT studies and can reach depths of up to 500 m below the surface (Díaz et al., 2012; Ruthsatz et al., 2018). Additionally, the borehole data collected from Cervetto (2012) highlights the presence of subsurface saline fluids in the basin; therefore, the low resistivity signal beneath the Cerro Overo maar is believed to be related to the presence of saline fluids. Diatremes are highly permeable structures due to brecciation and fracturing associated with explosivity caused by water-magma interaction in the subsurface (Valentine et al., 2014); thus it is also plausible that the low resistivity under the Cerro Overo maar is related to highly saline fluids in a fractured porous medium. The E-W transect of the profile shows a discontinuity intersecting the conductive body (Fig. 2.3.1). Sensitivity testing was undertaken to evaluate the possibility of a single body; however, the discontinuity was necessary for a better fit to the data. In the CAVZ, between 23° and 24° , González et al. (2009) attributed the formation of many of the ridges present in the area to the propagation of blind faults that would have formed thrust folds characterized by a mixture of ductile and brittle behavior. The Cerro Overo maar is located on top of the Altos del Toro Blanco Ridge (Fig. 2.2.1B), and thus it is possible that the associated blind faults at depth may be the cause of the SW-NE discontinuity which cuts through the diatreme interpreted in the model (Fig 2.3.1).

2.4.2. Significance and implications of the emplacement

It has been proposed that Cerro Overo experienced a phreatomagmatic eruptive phase between 41.8 to 115 ± 3.6 m depth (Ureta et al., 2021), with the development of a diatreme structure in the subsurface. Factors that may have induced the diatreme formation during the phreatomagmatic activity of Cerro Overo correspond to variations of permeability of basement (ignimbrites, volcaniclastic and sedimentary sequences; Ramírez and Gardeneg 1982), permitting a shallow

groundwater flow (e.g., [Herrera et al. 2016](#)); fracturing associated with inherited structures as Altos del Toro Blanco ridge (blind reverse fault; e.g., [González et al. 2009](#)); and groundwater flow availability between Laguna Lejía and Salar Aguas Calientes ([Ureta et al., 2021](#)). These factors are consistent with the morphology observed in the 3D resistivity model obtained at Cerro Overo subsurface, with a diatreme structure developed between 200 to 700 m depth, which is wider at the roof zone, with about 600 m wide and thinner at its root zone, decreasing up to 200 m wide (Fig. 2.3.1). Unlike other maar-diatremes that usually present a more resistive anomaly interpreted as feeder dike of the phreatomagmatic system (e.g., [Blaikie et al. 2014](#)). However, in this case, saline fluids of the nearby basins percolated the diatreme allowing Cerro Overo maar to have a low-resistivity surface structure (Fig. 2.4.1).

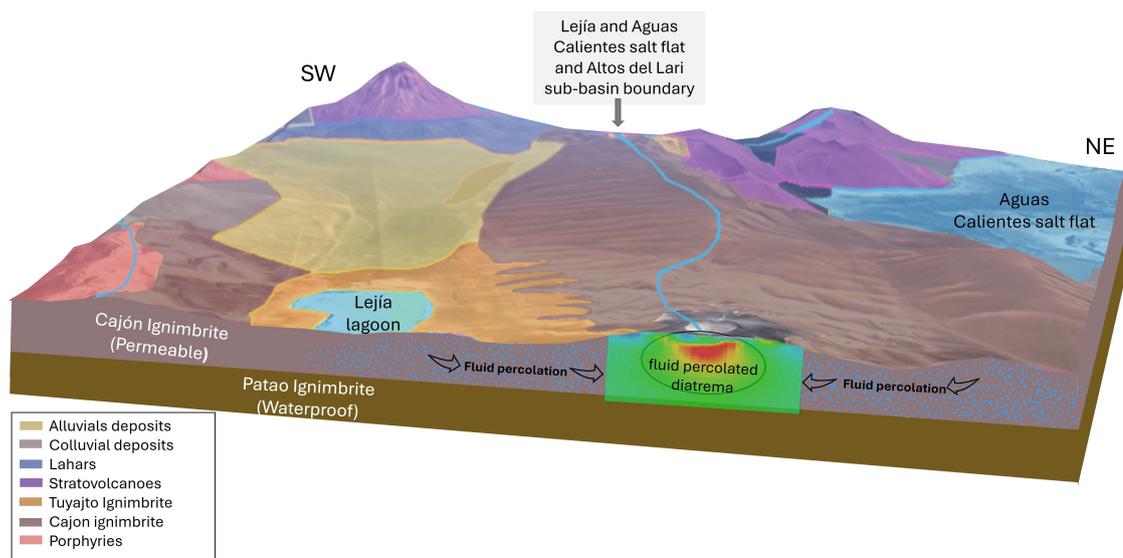


Figura 2.4.1: Proposed fluid percolation model between the Lejía and Salar de Aguas Calientes basins. The lithology and probable fracturing of the Cajón Ignimbrite would allow for fluid exchange, while the Patao Ignimbrite would act as an impermeable boundary. Higher density (saline) fluids at depth could be driven toward the diatreme due to bidirectional flow which occurs with water density contrasts ([Rasmussen et al., 2021](#)).

2.4.3. Origin and nature of the fluids

Despite the aridity and scarce precipitation, the Central Andes is composed of multiple endorheic systems with naturally occurring groundwater flow ([Houston,](#)

2009). The contribution of these surficial and groundwater flows in enclosed basins contributes to the formation of salt flats, salt marshes, saline lakes, and clayey beaches (Stoertz and Ericksen, 2009). Neogene to Quaternary ignimbrites of variable infiltration capacities and permeabilities are the dominant outcrops in the Cerro Overo area. Highly fractured and poorly consolidated ignimbrites can allow for the infiltration of recharge, whereas welded and compacted ignimbrites can act as confining units (Houston, 2009; Urrutia et al., 2019). Within the crater of the Cerro Overo Maar, the Cajón Ignimbrite is a weakly welded tuff with pumice fragments and shows marked fracturing with a preferential NW-SE orientation (Ramírez and Gardeneg, 1982). Recharge to the study area is believed to occur from the Salar de Aguas Calientes 2 and Lejía basins; the increase of electrical conductivity is directly related to the concentration of dissolved ionic species (Chave and Jones, 2012), and the ionic inputs from the Lejía and Salar de Aguas Calientes basins correspond mainly to the redissolution of ancient buried evaporites (e.g., halite and gypsum) and alteration of volcanic rocks (Risacher et al., 1999). Thus, recharge from the Salar de Aguas Calientes and Lejía basins further evapoconcentrates, and a bidirectional higher density (saline) flow at depth is possible (Rasmussen et al., 2021). In this conceptual model, the subsurface fluids also follow a SE-NW circulation pattern which coincides with the orientation of observed geological structures (Ramírez and Gardeneg, 1982), as preferential flow is also impacted by major conductive faults and lineaments (Urrutia et al., 2019). The volcanic environment of the Altiplano facilitates groundwater flow, leaching of minerals and entrainment of soluble salts, which might be related to the significant concentrations of As and Li that are usually found in these environments (Álvarez-Amado et al., 2022; Risacher et al., 1999), as observed in experimental leaching of CAVZ ignimbrites.

2.5. Conclusions

Beneath the Cerro Overo maar, a magnetotelluric survey showed a highly conductive structure at depth which can be explained by the presence of saline fluids in the maar diatreme. In the Altiplano volcanic region, the circulation of fluids through fractured ignimbrites and permeable geological structures can be essential for the formation of saline aquifers. This volcanic environment facilitates groundwater flow and leaching of minerals and entrainment of soluble salts. The

discovery of a deep saline body in the Cerro Overo maar aids in advancing the understanding of dynamic groundwater flow in a region which holds 40 % of the world's Li reserves ([Valdivielso et al., 2022](#)).

Capítulo 3

Discusión y conclusión

3.1. Discusión

3.1.1. Interpretación del Modelo

Para explicar la anomalía de baja resistividad bajo el volcán Cerro Overo, es fundamental comprender, dado el entorno y la profundidad, las posibles causas que pueden llevar a valores bajos en este parámetro. La resistividad es influenciada por diversos factores, como la temperatura, la presencia de arcillas, la existencia de fundidos, la presencia de fluidos acuosos, entre otros (Munoz, 2014). Por lo tanto, una interpretación precisa de estas anomalías desde un principio es muy importante para el modelo final. A continuación, analizaremos los factores mencionados anteriormente con el fin de determinar el origen de dicha anomalía.

Se conoce que las principales unidades geológicas presentes en la región son sedimentos cuaternarios de rellenos aluviales que sobreyacen a diferentes unidades de ignimbritas formadas como resultado de una intensa actividad volcánica durante el periodo Cenozoico (Ramírez and Gardeneg, 1982; Naranjo et al., 2018). La información geológica en las cercanías del volcán Cerro Overo ha sido respaldada por datos de perforaciones realizadas en la cuenca hidrográfica circundante al centro eruptivo, conocida como "Entre fronteras y Salar de Atacama" (Cervetto, 2012). Estos datos recopilan información litológica de sondeos que alcanzaron profundidades de hasta 230 metros, proporcionando detalles valiosos sobre la presencia o ausencia de arcillas que podría haberse formado durante un periodo

de actividad hidrotermal pasada. La información de las perforaciones muestra un relleno aluvial inicial que cubre a diferentes niveles de ignimbritas sin lograr penetrar el basamento. La presencia de arcilla es escasa, y solo se encontraron pequeñas lentes de arcilla en sectores muy localizados. Esto sugiere que la zona no presenta cantidades significativas de arcilla que pudieran explicar la baja resistividad observada, por lo que parece poco probable señalarlas como responsables de la anomalía.

Otro factor relacionado con las señales de baja resistividad en la corteza es la presencia de fundidos silicatados (Chave and Jones, 2012; Gaillard, 2004). La conductividad de estos fundidos puede variar y está influenciada por factores como la composición, temperatura y presión (Tyburczy and Waff, 1983; Toffelmier and Tyburczy, 2007), pudiendo describirse mediante la ley de Arrhenius. Sin embargo, debemos considerar la naturaleza monogenética del centro eruptivo y la ausencia de indicios de actividad reciente, como deformación, sismicidad o presencia de fumarolas, lo que excluye a este volcán de la lista de volcanes activos en el centro-sur de los Andes (Contreras Vargas et al., 2020). Con estos antecedentes, hemos descartado la posibilidad de que la señal sea causada por fundidos silicatados.

La última alternativa que hemos considerado en esta investigación se refiere a fluidos salinos acuosos que pueden ser excelentes conductores eléctricos (Nesbitt, 1993) y que pueden influir en la resistividad de la roca que los contiene. En entornos volcánicos y en áreas donde se han observado salmueras hidrotermales, como la zona volcánica central, es común encontrar soluciones acuosas con resistividades significativamente bajas (Pommier et al., 2010), con valores extremos de hasta 0.01 Ωm para fluidos hipersalinos (Bedrosian, 2007). En la zona del desierto de Atacama y en el Salar de Aguas Calientes se han caracterizado fluidos salinos a través de estudios MT (Ruthsatz et al., 2018; Díaz et al., 2012), que en algunas zonas pueden alcanzar profundidades de hasta 500m. Adicionalmente, la información de los pozos recopilada por Cervetto (2012) destaca el hallazgo de fluidos salinos subterráneos en la cuenca, por lo que con estos datos, creemos que atribuir la señal de baja resistividad bajo el volcán Cerro Overo a fluidos es la opción más razonable; sin embargo llama la atención su distribución tan focalizada.

Es común encontrar una estructura de diatrema bajo los volcanes tipo maar (Lorenz, 1986) y creemos que nuestro modelo permite inferir la presencia de esta estructura que anteriormente fue sugerida por Ureta et al. (2021) para Cerro

Overo. Sin embargo, las diatremas suelen contener restos de roca caja (ignimbritas en este caso) y material juvenil (Lorenz, 2007), lo que debería observarse como una zona más resistiva en el modelo, sin se observa como una estructura muy conductora. Las diatremas son estructuras muy brechadas y fracturadas, por lo que es plausible pensar que podrían estar siendo percoladas por los fluidos salinos, y dado que la conductividad de un fluido en el espacio poroso influye en la resistividad de la roca que lo contiene (Guevara et al., 2021), sugerimos que este proceso está ocurriendo en la diatrema. Adicionalmente, las ignimbritas pueden retener agua subterránea e incluso actuar como límite de acuíferos según su grado de fracturamiento (Urrutia et al., 2019), lo que sustenta la hipótesis de que la zona conductora bajo el centro eruptivo podría ser el resultado de la mezcla de la diatrema con los fluidos salinos.

La transecta E-O del perfil revela una segmentación del cuerpo conductor. Aunque en las pruebas de sensibilidad se había considerado la posibilidad de que se tratara de un único cuerpo, se determinó que esta segmentación es esencial para un ajuste más preciso de los datos. En la ZVCA, entre los 23°S-24°S, González et al. (2009) atribuyó la formación de numerosos ridges presentes en la zona a la propagación de fallas ciegas que habrían dado lugar a pliegues de cabalgamiento caracterizados por la mezcla de comportamiento dúctil y frágil. Es importante recordar que Cerro Overo se encuentra situado sobre la cresta del Ridge Altos del Toro Blanco (Ramírez and Gardeneg, 1982) por lo que es posible que las fallas ciegas asociadas en profundidad sean la causa de la discontinuidad SW-NE que atraviesa el diatrema interpretado en el modelo (Fig 2.3.1). Sin embargo esta afirmación se escapa de nuestra metodología y son necesarios más antecedentes por lo que solo se presenta como sugerencia.

3.1.2. Origen y naturaleza de los fluidos

Los Andes Centrales constituyen una región árida caracterizada por múltiples sistemas endorreicos donde las precipitaciones en las zonas más elevadas son variables y principalmente se producen durante el verano austral y bajo la influencia del fenómeno de La Niña (Hartley and Chong, 2002). En ciertas áreas, la precipitación anual puede promediar alrededor de 250 mm, de los cuales entre 50 y 80 mm corresponden a caída de nieve (Muñoz et al., 2009). A pesar de la aridez y escasas precipitaciones en la región, se han identificado numerosos flujos

de agua subterránea que se originan en áreas topográficamente más elevadas y que contribuyen a la recarga de los acuíferos (Houston, 2009). Como se mencionó anteriormente, en la zona donde se emplaza el volcán Cerro Overo predominan ignimbritas de origen Neógeno y Cuaternario y es importante destacar que esta litología no es uniforme en toda la zona y que las rocas muestran variaciones en su capacidad de infiltración y permeabilidad en función de su grado de soldamiento y fracturamiento. Las ignimbritas altamente fracturadas y poco consolidadas permiten el flujo del agua, mientras que las rocas soldadas y compactas pueden actuar como unidades confinantes (Houston, 2009) y límites de acuíferos (Urrutia et al., 2019). Una descripción más detallada de la litología en el sector entre los 23°S y 24°S fue proporcionada por Ramírez and Gardeneg (1982), quienes identificaron y definieron siete unidades de ignimbritas dispuestas de base a techo como sigue: Pacana, Toconao, Atana, Tucúcaro, Patao, Cajón y Tuyajto. Estas descripciones nos han permitido inferir el grado de permeabilidad de estas rocas para proponer un modelo de circulación de fluidos bajo el volcán.

Dentro del cráter del volcán Cerro Overo, destaca la ignimbrita Cajón, una toba débilmente soldada que contiene fragmentos de pómez y presenta una notable fracturación con orientación preferencial NW-SE (Ramírez and Gardeneg, 1982). Estratigráficamente, por debajo de la ignimbrita Cajón se encuentra la ignimbrita Patao, una roca fuertemente soldada que se originó en el Cordón de Puntas Negras (Ramírez and Gardeneg, 1982). Esto sugiere que la ignimbrita Cajón podría actuar como una capa permeable sobre una capa impermeable representada por la ignimbrita Patao, que podría funcionar como un límite inferior al flujo de agua. Este patrón también ha sido observado en otras áreas de la ZVCA (Lameli et al., 2019) por lo que sugerimos que las aguas bajo el volcán Cerro Overo provendrían desde las zonas desde las cuencas del Salar de Aguas Calientes y Lejía infiltrando y escurriendo a través de la ignimbrita Cajón en un flujo bidireccional.

La sugerencia de la presencia de fluidos conductores bajo el volcán Cerro Overo, y su percolación entre las subcuencas Lejía y Salar de Aguas Calientes Altos del Lari, ha generado interés en determinar su conductividad. Este ejercicio es posible mediante la Ley modificada de Archie (Glover et al., 2000), que permite relacionar la resistividad eléctrica de las rocas con su porosidad y la resistividad del fluido que contiene. La modelación fue realizada con el software Sig melts (Pommier and Le-Trong, 2011) que permite simular la conductividad del fluido mediante

los parámetros de entrada: Conductividad total, conductividad de la roca seca, porosidad y el exponente de cementación.

Se conoce que el basamento en este sector son ignimbritas resultante de actividad volcánica Cenozóica (Ramírez and Gardeneg, 1982). Estas rocas poseen resistividades con rangos entre 300 a 10.000 Ωm (Astier, 1982), y su porosidad puede variar entre 1% - 10% (Sanders et al., 1998). La resistividad del cuerpo conductor (roca + fluido) bajo el volcán Cerro Overo tiene rangos de valores entre 1 Ωm - 5 Ωm . Adicionalmente, hemos asumido que la ignimbrita se encuentra totalmente saturada (todos sus poros están ocupados por agua). Respecto al exponente de cementación es un valor que puede tomar valores entre 1-3 dependiendo del grado de conexión en la red de poros. Generalmente es cercano a 1 y aumenta a medida que disminuye el grado de conexión. Esta conexión puede aumentar por el grado de fracturamiento de la roca que permite una mayor conexión. Con la información litológica de la ignimbrita Cajón se sabe que posee un bajo grado de soldamiento y alto grado de fracturamiento (Ramírez and Gardeneg, 1982), por lo que hemos asumimos una alta conectividad entre los poros y en el modelamiento le hemos otorgado valores entre 1.3 y 2.

Ya que las combinaciones entre los parámetros mencionados anteriormente pueden ser infinitas, la primera etapa constó de determinar que parámetros de los mencionados anteriormente eran más influyentes, llegando a la conclusión que lo que posee un mayor grado de influencia en la resistividad total es la porosidad y el factor de cementación (Figuras A1.11, A1.12, A1.13).

Sin embargo, para realizar los cálculos, se fijaron los valores de porosidad, cementación y conductividad (Figura 0.1.1). Los cálculos fueron realizados con un imput de resistividad total (roca + fluido) entre 0 y 5 Ωm que corresponde a los valores de resistividad que tiene el cuerpo conductor permitiendo obtener rangos de valores para el fluido entre 0.01 a 1 Ωm (Figura 0.1.2). Estas resistividades son muy bajas pero comunes para fluidos salinos.

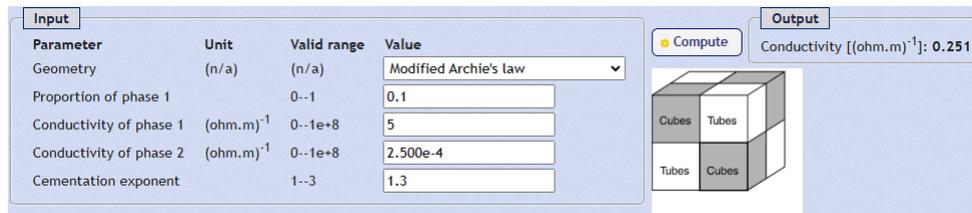


Figura 3.1.1: Interfaz del software Sigmelt en donde se muestran los parámetros que fueron fijados para realizar los cálculos.

Resistividad Total(Ohm-m)	Resistividad fluido (Ohm-m)
23.810	5
4.700	1
4.310	0.9
3.344	0.7
2.392	0.5
0.957	0.2
0.478	0.1
0.239	0.05
0.048	0.01

Figura 3.1.2: Tabla que muestra los rangos de valores que puede tener el fluido fijando los valores de porosidad, conductividad de la ignimbrita y exponente de cementación.

3.1.3. Historia eruptiva del volcán

Basado en las observaciones de los depósitos del volcán Cerro Overo, [Ureta et al. \(2021\)](#) propusieron un modelo evolutivo para este centro eruptivo. Según este modelo, la evolución del Cerro Overo comenzó con una fase inicial explosiva causada por un rápido ascenso magmático y un flujo de lava. Finalmente, sugiere que se habría producido una erupción freatomagmática que formó el cráter y una estructura de diatrema, típica de los volcanes tipo maar ([Lorenz, 1986](#)), que hasta el momento no había podido ser probada. Creemos que nuestro estudio nos permitió verificar la presencia de dicha estructura (Fig.2.3.1), y sumado a la presencia de fluidos bajo el volcán, nuestro modelo confirma esta última fase freatomagmática. Sin embargo nos llama la atención que, a pesar de que se encontraron texturas de flujo en el volcán Cerro Overo ([Ureta et al., 2021](#); [Villalobos Silva et al., 2024](#)), no se identificó ningún flujo de lava en terreno. Esto es de extrañar, ya que por su baja viscosidad, las lavas basálticas tienden a formar coladas que fluyen desde el centro eruptivo ([Griffiths, 2000](#)). Proponemos por tanto un modelo en el cual el rápido ascenso magmático, como sugiere [Ureta et al. \(2021\)](#), impidió una reacción explosiva inmediata. Esto permitió que solo un pequeño volumen de magma llegara a la superficie, formando un pequeño domo

que rápidamente fue destruido por la erupción freatomagmática que lo procedió. Esto explicaría que existan texturas de flujo en las rocas del volcán pero que no se observe ningún flujo de lavas en terreno.

A pesar de que no son comunes los domos de composición basáltica como para sugerir este proceso para Cerro Overo, 2 Km al suroeste, existe un domo de la misma composición pero que conserva su morfología. El domo basáltico La Albóndiga (Van Alderwerelt, 2017; Ureta et al., 2021), es un pequeño centro eruptivo de la misma composición y agrupación mineralógica que el volcán Cerro Overo, pero que no habría pasado por una etapa freatomagmática. El hecho de que dos centros eruptivos tan cercanos y basálticos tengan mecanismos eruptivos tan diferentes plantea la interrogante de que factores facilitaron que el volcán Cerro Overo tuviera acceso a aguas subterráneas y que La Albóndiga no.

Cerro Overo se encuentra en la divisoria de aguas de las sub-cuencas Lejía y Salar de Aguas Calientes y Altos del Lari (Fig.1.1.1A). Estas cuencas habían sido clasificadas hasta ahora como endorreicas; sin embargo, en el presente estudio hemos observado que la presencia de fluidos salinos bajo el volcán Cerro Overo podría indicar la existencia de un flujo hidráulico entre ambas sub-cuencas, sugiriendo que no son completamente cerradas. Creemos entonces que la percolación entre estas sub-cuencas endorreicas, junto con la litología permeable de la ignimbrita Cajón, creó una conexión hidráulica habría sido crucial para que los fluidos escurrieran bajo Cerro Overo y desencadenaran una etapa freatomagmática final.

3.1.4. Implicancias del estudio

En el Altiplano son comunes las lagunas y salares con elevadas concentraciones de solutos (Cofré et al., 2018), Lo que ha hecho que sean sistema ampliamente estudiados y que existan modelos que expliquen su origen y evolución. Experimentos de laboratorio realizados en ignimbritas de la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA) han demostrado que estas rocas tienen la capacidad de lixiviar litio (Li) y arsénico (As). Esto indica que, en zonas donde las ignimbritas están expuestas a aguas naturales, existe el potencial de que estos elementos sean liberados hacia los fluidos.

Hasta la fecha, ningún modelo ha considerado las diatremas ignimbriticas como reservorios de estos elementos ni ha abordado el traspaso de fluidos entre cuencas

endorreicas. Por ello, nuestra investigación aporta información valiosa sobre el funcionamiento y las posibles variaciones de estos sistemas salinos en un contexto donde el Litio ha adquirido gran relevancia como recurso, y Chile es uno de sus principales proveedores.

Estos hallazgos podrían modificar la percepción sobre algunos sistemas volcánicos, sugiriendo que podrían actuar como reservorios de Litio y otros elementos. Los sistemas salinos en la ZVCA serían, entonces, más complejos de lo que se había entendido hasta ahora. Esta nueva información podría ser incorporada a los modelos existentes sobre la formación de estos depósitos, lo que permitiría una mejor comprensión de su funcionamiento y potencial.

3.2. Conclusión

Para comprender el mecanismo eruptivo del volcán Cerro Overo, este estudio ha empleado la técnica magnetotelaúrica para desarrollar un modelo tridimensional del volcán. Los datos se obtuvieron en un rango de períodos de 10^{-3} a 10^3 segundos mediante mediciones en seis puntos distribuidos tanto en las periferias como en el centro del volcán. Tras 45 iteraciones y el análisis de los parámetros dimensionales, se identificó una estructura altamente conductora a aproximadamente 200 metros de profundidad, atribuida a la presencia de fluidos salinos albergados en la diatrema del maar. Las pruebas de sensibilidad realizadas permitieron validar esta estructura. Sin embargo, hubo limitaciones para modelar con precisión su forma. Nuestros resultados respaldan el modelo eruptivo planteado por (Ureta et al., 2021): Un rápido ascenso magmático con un volumen muy acotado de magma que formó un pequeño domo (como el del domo La Albóndiga) que posteriormente fue destruido en la explosión freatomagmática; sin embargo, dado que no fue posible observar un flujo de lava en el terreno, descartamos una fase efusiva final para el volcán Cerro Overo. De esta forma, el modelo tridimensional de resistividad eléctrica presentado en este trabajo proporciona nuevos conocimientos sobre los factores determinantes en la diferencia morfológica de centros eruptivos cercanos, tales como las diferencias de propiedades físicas entre las ignimbritas, las estructuras geológicas presentes, y la disponibilidad y movilidad de agua subterránea. Además, avanza en la comprensión de la dinámica de los fluidos subterráneos en este tipo de entornos, que parecen estar percolando subcuencas endorreicas. Este avance

ofrece antecedentes valiosos para futuros estudios en las cuencas hidrográficas del complejo volcánico Altiplano-Puna y en algunos centros volcánicos. Se sugiere realizar investigaciones sobre la movilidad de fluidos entre cuencas endorreicas de la región, lo que permitirá no solo entender mejor su comportamiento sino también la dinámica y distribución de solutos en el subsuelo, lo que pueden tener implicaciones significativas para la minería de la región. Al profundizar en estos aspectos, podremos obtener una visión más clara sobre cómo estas interacciones hidráulicas afectan la química del agua y, por ende, los ecosistemas locales y las actividades humanas que dependen de estos recursos.

Bibliografía

- Allmendinger, R. W., Ramos, V. A., Jordan, T. E., Palma, M., and Isacks, B. L. (1983). Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2(1):1–16.
- Álvarez-Amado, F., Tardani, D., Poblete-González, C., Godfrey, L., and Matte-Estrada, D. (2022). Hydrogeochemical processes controlling the water composition in a hyperarid environment: New insights from Li, B, and Sr isotopes in the Salar de Atacama. *Science of The Total Environment*, 835:155470.
- Astier, J. L. (1982). *Geofísica Aplicada a la Hidrogeología*. Paraninfo.
- Beck, S. L., Zandt, G., Ward, K. M., and Scire, A. (2015). Multiple styles and scales of lithospheric foundering beneath the Puna Plateau, Central Andes. *Geological society of America Memoirs*, 212:43–60.
- Bedrosian, P. A. (2007). Mt+, integrating magnetotellurics to determine earth structure, physical state, and processes. *Surveys in Geophysics*, 28:121–167.
- Blaikie, T. N., Ailleres, L., Betts, P. G., and Cas, R. A. F. (2014). A geophysical comparison of the diatremes of simple and complex maar volcanoes, newer volcanics province, south-eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276:64–81.
- Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalenberg, K., Soyer, W., and Haak, V. (2002). The Bolivian Altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5):EPM–4.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3):605–635.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., and Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2):457–469.
- Cervetto, M. M. (2012). Caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica de las cuencas: Salar de Aguas Calientes 2, Puntas Negras, laguna Tuyajto, Pampa Colorada, Pampa las Tecas y Salar el Laco, II región de Chile [Tesis de pregrado no publicada, Universidad de Chile]. Repositorio de la Universidad de Chile.
- Chave, A. D. and Jones, A. G., editors (2012). *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*. Cambridge University Press.

- Cofré, E. A. et al. (2018). Caracterización hidrogeoquímica de la cuenca del Salar de Atacama y lagunas salinas de la Cordillera Occidental, (22° 50′-24° 00′ s), Región de Antofagasta, Chile [Tesis de pregrado no publicada, Universidad de Chile]. Repositorio de la Universidad de Concepción.
- Coira, B., Kay, S. M., and Viramonte, J. (1993). Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna—A model for changing subduction geometry. *International Geology Review*, 35(8):677–720.
- Contreras Vargas, M. A., Figueroa Vera, M., and Pedrero Delgado, G. (2020). Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos de Chile 2019. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. Informe técnico.
- Cordell, D., Unsworth, M. J., and Díaz, D. (2018). Imaging the Laguna del Maule Volcanic Field, Central Chile using magnetotellurics: Evidence for crustal melt regions laterally-offset from surface vents and lava flows. *Earth and Planetary Science Letters*, 488:168–180.
- de Silva, S. (1989). Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21 30 s to 23 30 S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(2):93–131.
- de Silva, S. L. and Francis, P. W. (1991). *Volcanoes of the Central Andes*. Springer-Verlag.
- de Silva, S. L., Self, S., Francis, P. W., Drake, R. E., and Carlos, R. R. (1994). Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9):17805–17825.
- Díaz, D., Brasse, H., and 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., and 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. and Booker, J. R. (1986). Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International*, 87(1):173–194.
- Egbert, G. D. and Kelbert, A. (2012). Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, 189(1):251–267.
- Gaillard, F. (2004). Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2):215–228.
- Glover, P. W., Hole, M. J., and Pous, J. (2000). A modified archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3-4):369–383.

- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E. E., and Shyu, J. B. H. (2009). Coeval compressional deformation and volcanism in the Central Andes, case studies from northern Chile (23 S–24 S). *Tectonics*, 28(6).
- Griffiths, R. W. (2000). The dynamics of lava flows. *Annual review of fluid mechanics*, 32(1):477–518.
- Guevara, L., Apaza, F. D., Favetto, A., Seggiaro, R., Pomposiello, C., and 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.
- Hartley, A. J. and Chong, G. (2002). Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. *Geology*, 30(1):43–46.
- Heise, W., Caldwell, T., Bibby, H., and Brown, C. (2006). Anisotropy and phase splits in magnetotellurics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 158(2-4):107–121.
- Herrera, C., Custodio, E., Chong, G., Lambán, L. J., Riquelme, R., Wilke, H., Jódar, J., Urrutia, J., Urqueta, H., Sarmiento, A., et al. (2016). Groundwater flow in a closed basin with a saline shallow lake in a volcanic area: Laguna Tuyajto, northern Chilean Altiplano of the Andes. *Science of The Total Environment*, 541:303–318.
- Houston, J. (2009). A recharge model for high altitude, arid, Andean aquifers. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(16):2383–2393.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D., and Tandon, K. (2014). Modem: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, 66:40–53.
- Lameli, C. H., Meza, J. U., Bermúdez, J. J., Jiménez, L. J. L., Gimena, E. C., and Palacios, C. G. (2019). Hydrogeological research in the Tuyajto Lake at the Flamingo National Reserve (Atacama, Chile). *Boletín Geológico y Minero*, 130(4):789–806.
- Lorenz, V. (1986). On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of volcanology*, 48:265–274.
- Lorenz, V. (2007). Syn-and posteruptive hazards of maar–diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3):285–312.
- Mancini, R., Díaz, D., Brasse, H., Godoy, B., and Hernández, M. J. (2019). Conductivity distribution beneath the San Pedro–Linzor volcanic chain, North Chile, using 3–D magnetotelluric modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(5):4386–4398.
- Munoz, G. (2014). Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in geophysics*, 35:101–122.

- Muñoz, J., Muñoz Pardo, J. F., et al. (2009). Levantamiento Hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la Zona Norte de Chile, regiones XV, I, II y III: etapa 2. Informe final. parte IX. Sistema Piloto II Región Salares El Laco y Aguas Calientes 2, Laguna Tuyajto y Pampas Puntas Negras, Las Tecas y Colorada. Pontificia Universidad Católica de Chile. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/items/318e7e0c-b808-4f18-9069-3c9720b3685b>.
- Naranjo, J. A., Villa, V., Ramírez, C., and Pérez de Arce, C. (2018). Volcanism and tectonism in the southern Central Andes: Tempo, styles, and relationships. *Geosphere*, 14(2):626–641.
- Nesbitt, B. E. (1993). Electrical resistivities of crustal fluids. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3):4301–4310.
- Pavez, M., Brasse, H., Kapinos, G., Díaz, D., Lara, L. E., and Schill, E. (2023). Magma storage and transfer in the Villarrica volcanic chain, South Chile: MT insights into volcano-tectonic interactions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 439:107832.
- Pommier, A., Gaillard, F., Malki, M., and Pichavant, M. (2010). Methodological re-evaluation of the electrical conductivity of silicate melts. *American Mineralogist*, 95(2-3):284–291.
- Pommier, A. and Le-Trong, E. (2011). “sigmelts”: A web portal for electrical conductivity calculations in geosciences. *Computers & Geosciences*, 37(9):1450–1459.
- Ramírez, C. and Gardeneg, M. (1982). Hoja toconao. Región de Antofagasta. escala 1: 250000 [en línea]. Santiago. IIG. Carta Geológica de Chile n^o054. <https://tiendadigital.sernageomin.cl/es/geologia-basica/3112-geologia-de-la-hoja-toconao-region-de-antofagasta.html>.
- Rasmussen, M., Dutta, S., Neilson, B. T., and Crookston, B. M. (2021). CFD Model of the density-driven bidirectional flows through the west Crack Breach in the great salt lake Causeway. *Water*, 13(17):2423.
- Risacher, F., Alonso, H., and Méndez, C. S. (1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II, III regiones - Chile. Universidad Católica del Norte. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/items/5f60fc31-bfe1-43bf-8bd0-86f15893a9ad>.
- Risacher, F., Alonso, H., and Salazar, C. (2003). The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth-Science Reviews*, 63(3):249–293.
- Risacher, F. and Fritz, B. (2009). Origin of salts and brine evolution of bolivian and chilean salars. *Aquatic Geochemistry*, 15(1):123–157.
- Ruthsatz, A. D., Flores, A. S., Diaz, D., Reinoso, P. S., Herrera, C., and Brasse, H. (2018). Joint TEM and MT aquifer study in the Atacama Desert, north Chile. *Journal of Applied Geophysics*, 153:7–16.

- Salfity, J. (1985). Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste Argentino. In *IV Congreso Geológico Chileno*, volume 2, pages 119–137. Universidad del Norte Chile Antofagasta.
- Sanders, P. G., Eastman, J. A., and Weertman, J. R. (1998). Pore distributions in nanocrystalline metals from small-angle neutron scattering. *Acta Materialia*, 46(12):4195–4202.
- Simpson, F. and Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2):161–206.
- Stoertz, G. E. and Ericksen, G. E. (2009). Geology of salars in northern Chile. *US Geological Survey Professional Paper*, 811.
- Thorpe, R., Francis, P., and O’Callaghan, L. (1984). Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 310(1514):675–692.
- Toffelmier, D. A. and Tyburczy, J. A. (2007). Electromagnetic detection of a 410-km-deep melt layer in the southwestern United States. *Nature*, 447(7147):991–994.
- Tyburczy, J. A. and Waff, H. S. (1983). Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kilobars pressure: geophysical significance and implications for charge transport and melt structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B3):2413–2430.
- Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Vilches, M., Aguilera, M., Torres, I., Sepúlveda, J. P., Scheinost, A., and González, R. (2020). *An overview of the mafic and felsic monogenetic neogene to quaternary volcanism in the Central Andes, northern Chile (18-28 Lat. S)*. IntechOpen.
- Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Zimmer, M., and Menzies, A. (2021). A window on mantle-derived magmas within the Central Andes: eruption style transitions at Cerro Overo maar and la Albondiga lava dome, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 83:1–22.
- Urrutia, J., Guimerà, J., Custodio, E., Herrera, C., Jódar, J., Acosta, O., and Ansón, I. (2022). Processes explaining the origin and evolution of groundwater composition in the Andean Precordillera and Altiplano of the Tarapacá Region of northern Chile. *Science of The Total Environment*, 805:149742.
- Urrutia, J., Herrera, C., Custodio, E., Jódar, J., and Medina, A. (2019). Groundwater recharge and hydrodynamics of complex volcanic aquifers with a shallow saline lake: Laguna Tuyajto, Andean Cordillera of northern Chile. *Science of the total environment*, 697:134116.

- Valdivielso, S., Vázquez-Suñé, E., Herrera, C., and Custodio, E. (2022). Characterization of precipitation and recharge in the peripheral aquifer of the Salar de Atacama. *Science of The Total Environment*, 806:150271.
- Valentine, G. A., Graettinger, A. H., and Sonder, I. (2014). Explosion depths for phreatomagmatic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 41(9):3045–3051.
- Van Alderwerelt, B. (2017). Diverse monogenetic volcanism across the main arc of the Central Andes, northern Chile [Unpublished Doctoral Thesis, University of Iowa Iowa City]. University of Iowa repository.
- Van Alderwerelt, B., Ukstins, I., and Ramos, F. (2021). Sr isotopes and geochemistry of Cerro Overo maar provide a unique window into arc magma genesis in the Central Volcanic Zone of the Andes. *Lithos*, 386:105978.
- Villalobos Silva, F. J. et al. (2024). Prospección de olivino y caracterización de las morfologías cristalinas e inclusiones vítreas en los depósitos de tefra del volcán Cerro Overo, región de Antofagasta, Chile [Tesis de pregrado no publicada, Universidad de Concepción]. Repositorio de la Universidad de Concepción.
- Wiese, V. H. (1962). Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen. *Geofisica pura e applicata*, 52:83–103.

Apéndice A

Test

A1. Detalles ampliados de la metodología:

La magnetotelúrica (MT) es un método pasivo de prospección geofísica que permite obtener información de las propiedades geoelectricas del subsuelo a través de la medición del campo electromagnético de la tierra (Simpson and Bahr, 2005; Chave and Jones, 2012). Las propiedades eléctricas del subsuelo se estiman en el dominio de la frecuencia mediante la función de transferencia entre los componentes magnéticos y eléctricos, los cuales se expresan como un tensor de impedancia complejo y tipper. El tensor de impedancia permite en principio analizar la dimensionalidad del problema. En una situación unidimensional (1D), donde la resistividad varia únicamente en profundidad, las componentes de la diagonal del tensor son 0, mientras que las componentes no diagonales tienen la misma magnitud pero con signos opuestos. En el caso de una situación bidimensional, las componentes diagonales continúan siendo nulas, mientras que las no diagonales son diferentes y presentan magnitudes distintas. Estas últimas representan los módulos TE y TM Finalmente, en un escenario 3D, donde la resistividad varia en todas direcciones, todas las componentes del tensor de impedancia serán distintas a 0.

Es importante considerar que el tensor de impedancia puede verse afectado por la distorsión galvánica o static shift, un efecto que puede impactar en las curvas de resistividad aparente. Para hacerle frente a esta distorsión, se presenta la información como tensor de fase ya que este parámetro no es afectado por este

fenómeno (Caldwell et al., 2004). La representación gráfica de este elemento es a través de una elipse (Heise et al., 2006), la que también nos entrega información del cambio de resistividad en profundidad y de la dimensionalidad del problema a través de la variación de sus componentes ϕ_{min} , ϕ_{max} y β (Caldwell et al., 2004).

Por último, la representación gráfica del tipper, que combina las componentes verticales y horizontales del campo magnético, se muestra a través de las flechas de inducción. Estos elementos permiten identificar variaciones laterales de conductividad. Según la convención establecida por Wiese, los vectores apuntan al cuerpo conductor (Wiese, 1962). El alcance en profundidad del método dependerá de la frecuencia o periodo a la que se mida, de modo que, a periodos más grandes, mayor será la profundidad de penetración del mismo.

A1.1. Datos magnetotelúricos

En cada estación se midieron dos componentes del campo eléctrico (E_x y E_y) y tres componentes del campo magnético (H_x , H_y y H_z) desplegando un arreglo en cruz, con dipolos a 90 metros de longitud orientados hacia el norte magnético en dirección N-S y E-W para las mediciones de E_x y E_y , respectivamente. La frecuencia de muestreo fue de 128 Hz durante 24 horas y de 4096 Hz durante 20 minutos. Durante el procesamiento de datos, se empleó el método robusto desarrollado por (Egbert and Booker, 1986) para obtener las funciones de transferencia, expresadas como tensores de impedancia y tipper, correspondientes a cada período.

A1.2. Procesamiento de datos

Para estimar la resistividad del subsuelo bajo el volcán Cerro Overo, se realizó la inversión de los datos magnetotelúricos utilizando el código de inversión 3D ModEM (Egbert and Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014) para 39 periodos en un intervalo de 0.001 a 1000 segundos. En este proceso, se utilizaron los elementos no diagonales del tensor de impedancia estableciendo un umbral de error del 5% para cada uno de sus elementos.

La inversión se llevó a cabo comenzando con un semiespacio homogéneo de $100 \Omega\text{m}$ dividido en una malla de $80 \times 80 \times 40$ celdas en las direcciones N-S, E-O y vertical. Se tomó en cuenta el relieve y se fijó un parámetro de smoothing en 0.2. El tamaño de cada celda hasta los 400m profundidad (z) fue de 30 m. En el centro de la

cuadrícula, las celdas comenzaron con un valor horizontal de 30m, incrementando a un factor de 1.2 en las 3 direcciones. Finalmente, la malla cubrió un volumen de 7x7x17km. El mejor ajuste de los datos, y por tanto el modelo final, se logró después de 45 iteraciones, obteniendo un valor de RMS normalizado de 1.57. La calidad del ajuste entre los datos medidos y los predichos pueden observarse en la figura A1.2, donde se representan las curvas de resistividad aparente y fase para las componentes Z_{xy} y Z_{yx} , evidenciando un buen ajuste de los datos.

A1.3. Experimento con ignimbritas

Las ignimbritas son depósitos volcánicos, generalmente de composición félsica, muy extendidos en la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVCA). Para explorar la influencia de las ignimbritas de la ZVCA en las concentraciones de Li y As, se realizó un experimento a escala de banco con muestras de ignimbritas obtenidas cerca de Ollagüe (-21.17, -68.22) en un tanque de agua con 4 compartimentos, 3 conteniendo agua y la muestra (M1 a M4) así como una división de control con agua MilliQ (M4). El tipo de agua MilliQ (3 L) + 300 g de una ignimbrita soldada se agitaron constantemente hasta que el agua se evaporó por completo, con una duración de 36 a 98 días. Los parámetros fisicoquímicos (temperatura, conductividad, pH, TDS y potencial de reducción de oxidación (ORP)) se midieron diariamente y mensualmente se tomaron muestras de 15 mL de agua para detectar concentraciones de As y Li, que se midieron por ICP-MS.

A1.4. Resultados

Inicialmente, se identifican dos tramos bien definidos en las curvas de resistividad de las 6 estaciones: en el primer tramo, la resistividad disminuye hasta valores mínimos de 1 Ω m en periodos cercanos a los 10 segundos mientras que en el segundo tramo, se observa un quiebre con una fuerte tendencia ascendente. Este mismo patrón se ve en las elipses del tensor de fase, donde los altos valores de ϕ_{min} para periodos menores a 10 segundos podrían indicar la presencia de una capa conductora superficial bajo el volcán. Para periodos más largos (sobre 10 segundos), los valores de la fase disminuyen y la elipticidad aumenta, sugiriendo un incremento de la resistividad en profundidad. Adicionalmente, la Figura A1.4 presenta un perfil vertical de las elipses para las 6 estaciones. Superficialmente, se observa una baja excentricidad y colores más rojos (valores altos de ϕ_{min}), lo cual

sugiere un comportamiento más conductor en la sección delimitada por la línea amarilla, sin que se observen estructuras conductoras a grandes profundidades. En cuanto a las flechas de inducción, durante periodos cortos (menores a 10s) muestran orientaciones diversas, posiblemente influenciadas por heterogeneidades locales de conductividad. Luego, entre los 10 y los 100 segundos, las flechas de inducción aumentan su magnitud y tienden a alinearse hacia el NE, lo que podría indicar la presencia de una estructura conductoras local y poco profunda cerca del volcán, como un sistema geotérmico o los salares. A partir de los 150 segundos, las magnitudes de las flechas de inducción aumentan considerablemente y se orientan hacia el SW. Este cambio en el comportamiento podría atribuirse a la presencia del gran cuerpo magmático Altiplano-Puna (de Silva et al., 1994), que parece ser la fuente del patrón observado en los vectores de inducción en todas las estaciones. Este mismo comportamiento en estos períodos también ha sido documentado en otros estudios de MT en la región del Altiplano Puna (Brasse et al., 2002; Díaz et al., 2012, 2015; Mancini et al., 2019).

Luego de 45 iteraciones la mejor inversión finalizó en un buen ajuste con un RMS (error cuadrático medio) de 1.57. La figura A1.6 muestra la distribución de las RMS para cada estación alrededor y en centro del volcán. El mejor ajuste de datos se logró para las zonas más superficiales en periodos inferiores a 10 segundos (Fig.A1.2). El modelo final de resistividad se presenta en la figura 2.3.1 y A1.5 A primera vista, se observa una anomalía conductora superficial a una profundidad de 200 m y que tiene una conductividad cercana a $1 \Omega\text{m}$. Además, el modelo muestra una estructura altamente resistiva a una profundidad de aproximada de 3 km, con una resistividad del orden de $1000 \Omega\text{m}$. Como se observa, estos hallazgos coinciden con lo visto en las elipses y las curvas de resistividad.

A1.5. Validación del modelo

Para validar este modelo, se llevaron a cabo varias pruebas de sensibilidad enfocadas en conocer la validez, dimensiones y profundidad de la estructura conductora. Primeramente se enmascaró la anomalía conductora superficial y el cuerpo resistivo profundo utilizando la resistividad de fondo ($10 \Omega\text{m}$) con el fin de validar su presencia. El ajuste de los datos empeoró con respecto al modelo, por lo que se concluye que la presencia de este cuerpo es necesaria para conseguir un ajuste adecuado de los datos (Figura A1.7A). Una vez validada su presencia, el siguiente

paso fue intentar descubrir las dimensiones y distribución del cuerpo conductor. Al examinar el perfil E-O del modelo (Figura A1.5), se observa que el cuerpo conductor está dividido en dos, por lo que se decidió analizar si se trata de un solo cuerpo. Las pruebas se realizaron dando valores de resistividad de $1\Omega\text{m}$ y $5\Omega\text{m}$ al conductor. La respuesta muestra un desajuste donde la resistividad disminuyó con respecto a los datos medidos, lo que sugiere que esta división E-W también debe ser considerada en el modelo (Figura A1.7B). También llama la atención en el modelo la forma de cono invertido del conductor, lo que despertó el interés por determinar su forma y dimensiones. Para ello, se simplificó su geometría a un rectángulo, variando su profundidad y resistividad en valores de 800 m y 5 Ωm , 600 m y 5 Ωm , 500 m y 5 Ωm . Sin embargo, en todos los casos, el ajuste de los datos empeoró, mostrando desviaciones respecto a los datos observados. Por este motivo, y debido al buen ajuste de los datos para los periodos más cortos en nuestro modelo, se concluye que la forma y dimensiones de este cuerpo deben aproximarse a las del modelo inicial (Figuras A1.8A, A1.8B y A1.9A). Aunque los volcanes de tipo maar suelen presentar un dique alimentador (Lorenz, 1986) que debería aparecer como un cuerpo más resistivo (Astier, 1982), éste no fue detectado en ninguna de las inversiones realizadas. Del mismo modo, realizamos una prueba de sensibilidad modelando este cuerpo con una resistividad fija de 1000 Ωm considerando una composición de una roca intrusiva de composición diorítica. Sin embargo, los resultados no fueron satisfactorios ya que el ajuste empeoró, indicando una posible ausencia de esta estructura (Figura A1.9B).

Points	Latitude	Longitude
1	-23.520.238	-67.661.568
2	-23.514.704	-67.663.281
3	-23.518.320	-67.666.084
4	-23.517.989	-67.658.336
5	-23.515.258	-67.665.152
6	-23.517.296	-67.661.703

Figura A1.1: Coordenadas de cada punto de medición MT

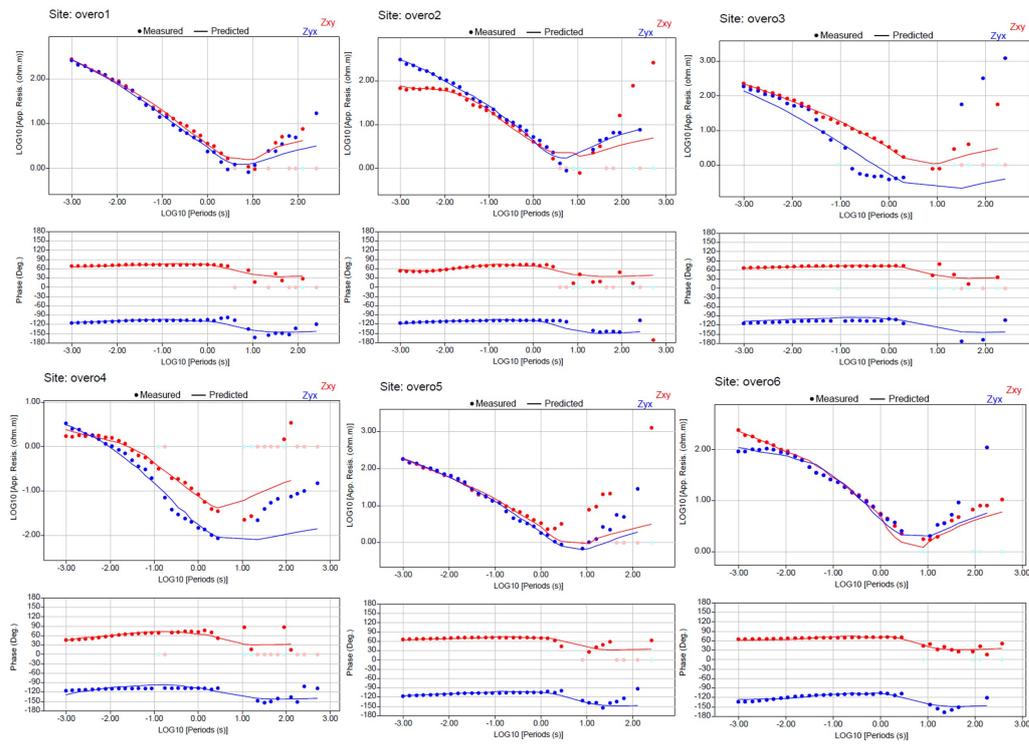


Figura A1.2: Ajuste de los datos finales del modelo de resistividad. Puede observarse que el mejor ajuste se produce en los periodos inferiores.

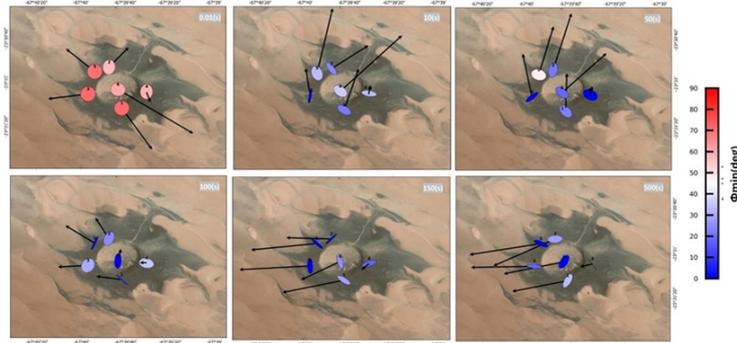


Figura A1.3: Coordenadas de cada punto de medición MT

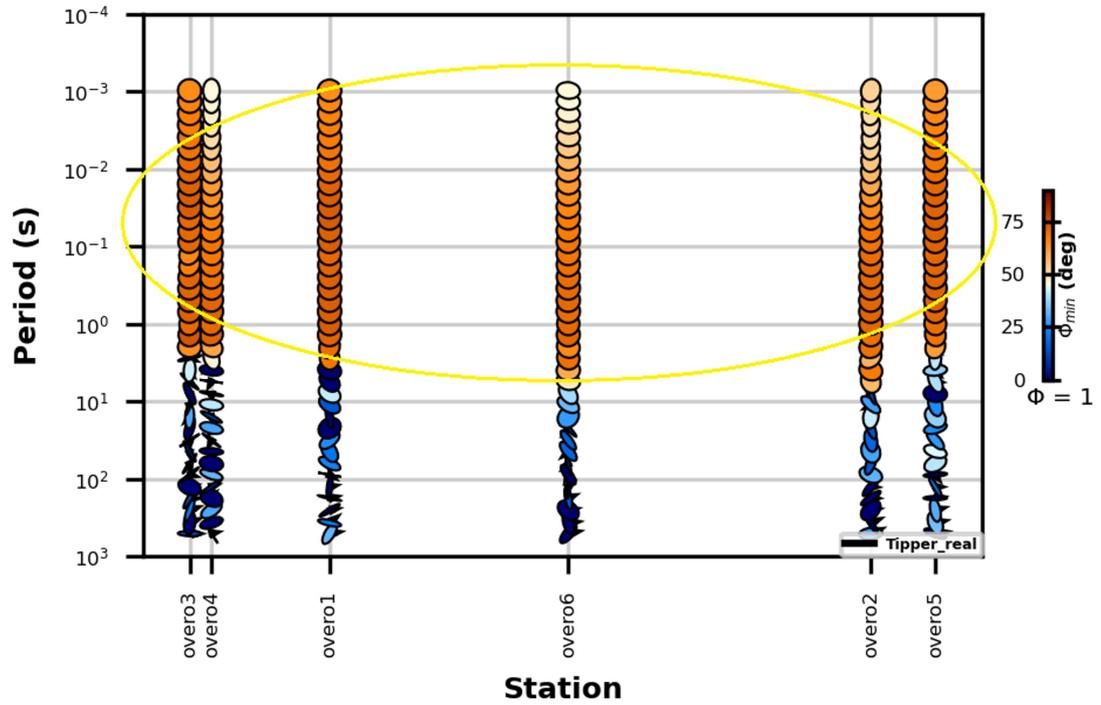


Figura A1.4: Perfil de profundidad de las elipses del tensor de fase de las 6 estaciones situadas en el volcán Cerro Overo. Las elipses muestran una zona conductora poco profunda en periodos inferiores a 10 segundos (línea amarilla).

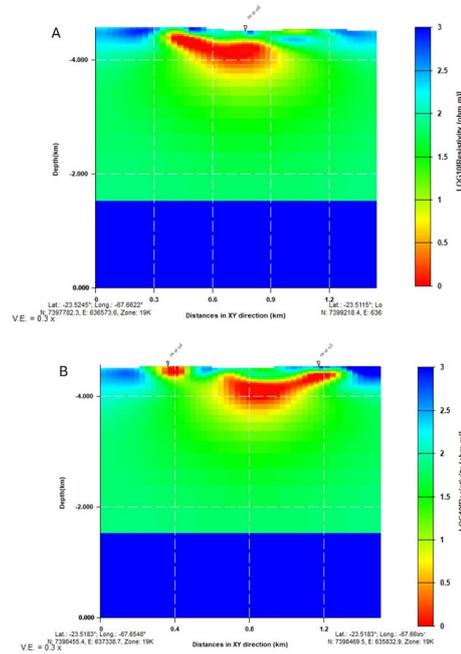


Figura A1.5: Modelo final a partir del cual se realizaron las pruebas de sensibilidad. (A) Perfil N-S; (B) Perfil E-O. Las elipses muestran una zona conductora poco profunda en periodos inferiores a 1 segundo.

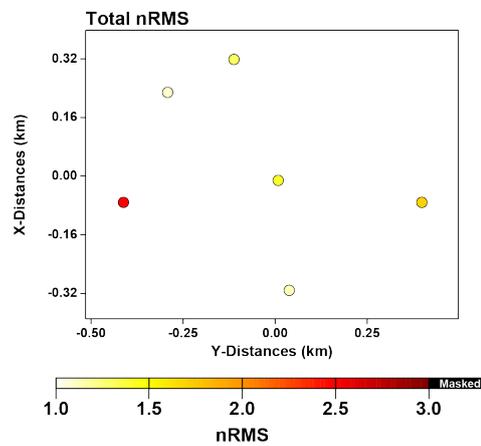


Figura A1.6: Valores RMS de cada una de las estaciones situadas en el volcán Cerro Overo.

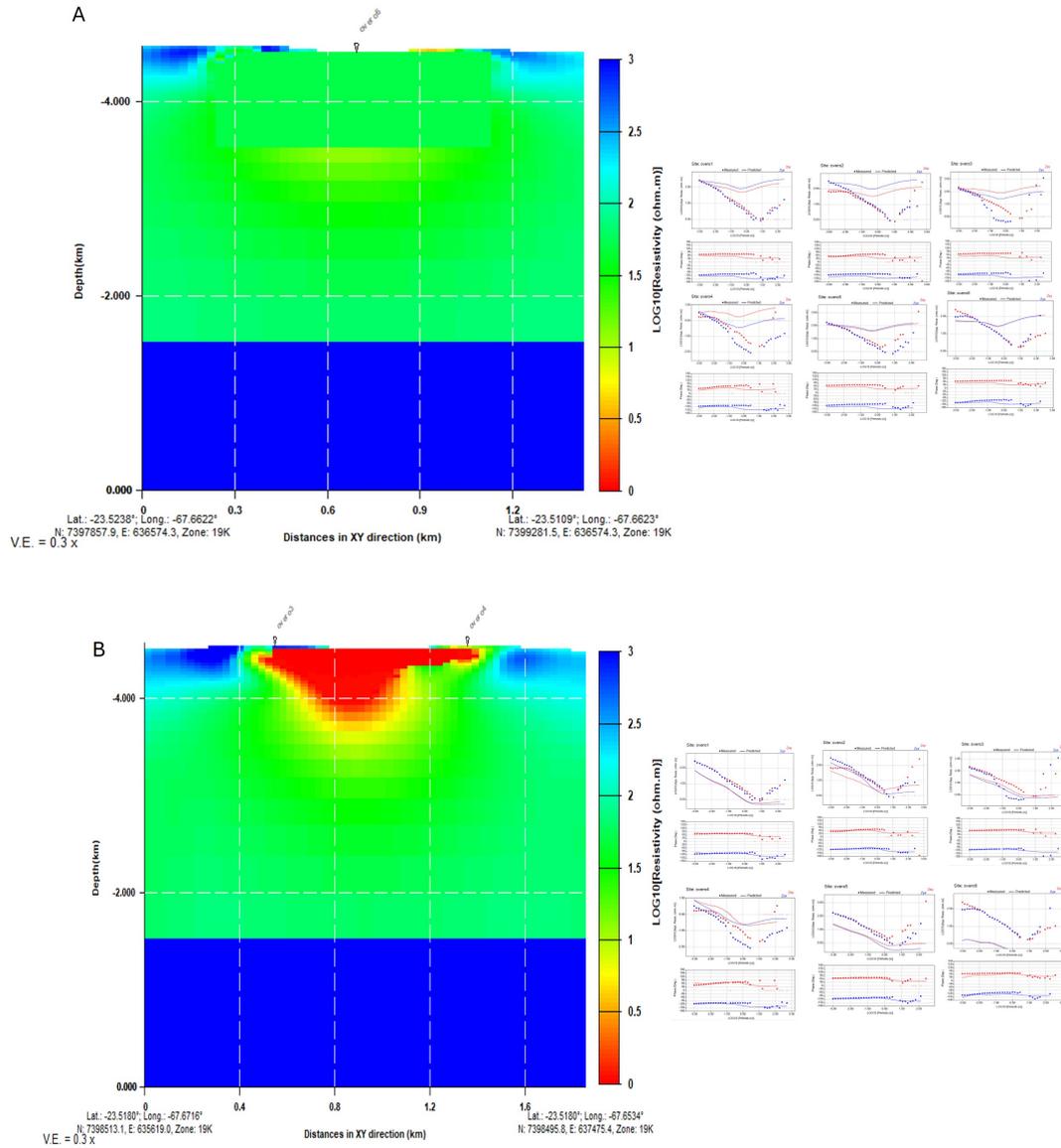


Figura A1.7: (A) Prueba de sensibilidad en la que se comprueba la necesidad del cuerpo conductor superficial enmascarándolo con la resistividad de fondo. Se observa que al eliminarlo el ajuste de los datos empeora; (B) Prueba de sensibilidad en la que se comprueba que la división del cuerpo conductor es necesaria para un buen ajuste de los datos.

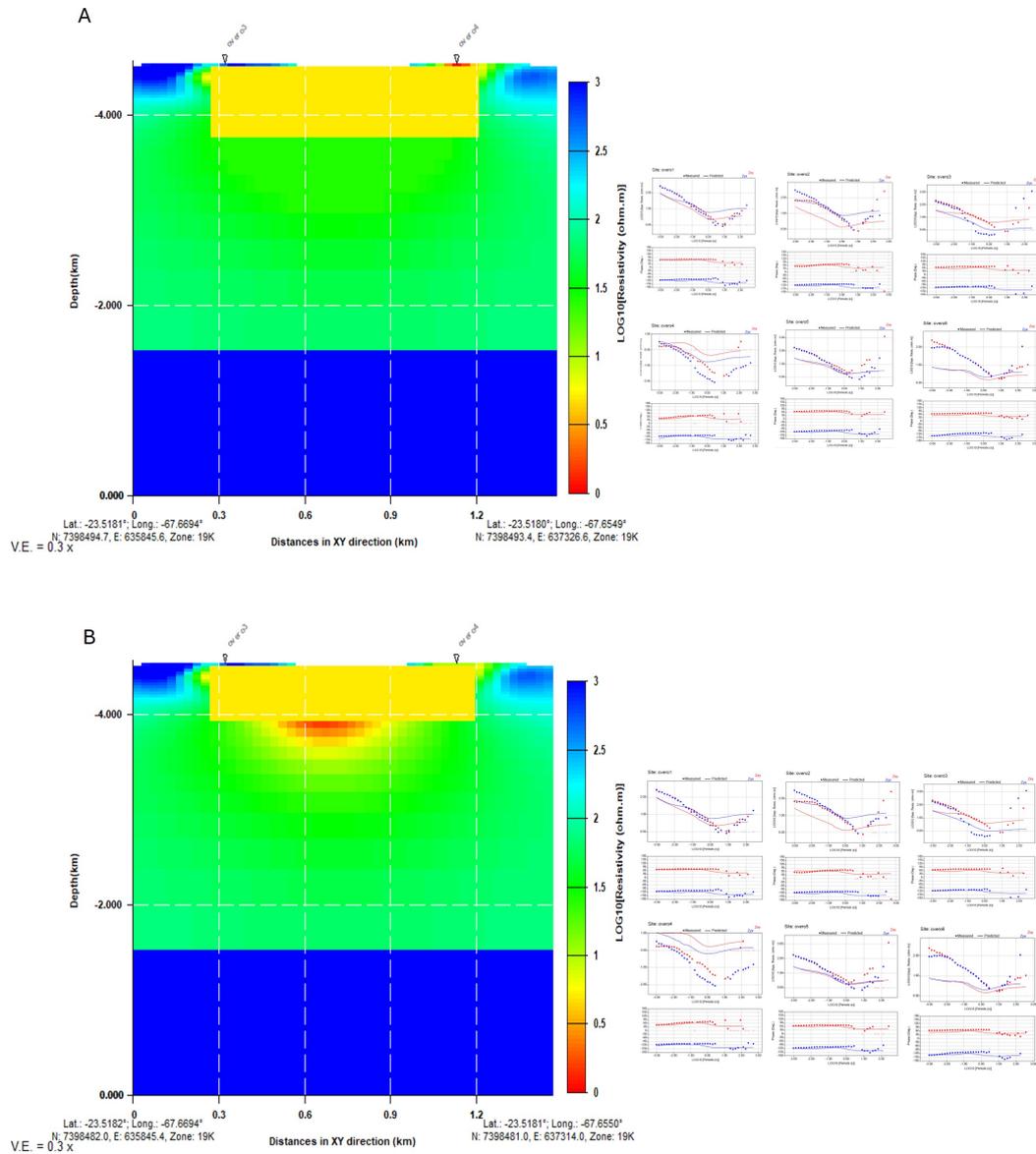


Figura A1.8: Prueba de sensibilidad modificando la forma, el espesor y la resistividad del cuerpo conductor a 800 m y 5 Ωm respectivamente; (B) Prueba de sensibilidad modificando la forma, el espesor y la resistividad del cuerpo conductor a 600 m y 5 Ωm respectivamente. Se puede observar a la derecha de cada imagen que el ajuste de los datos empeora respecto al modelo de partida.

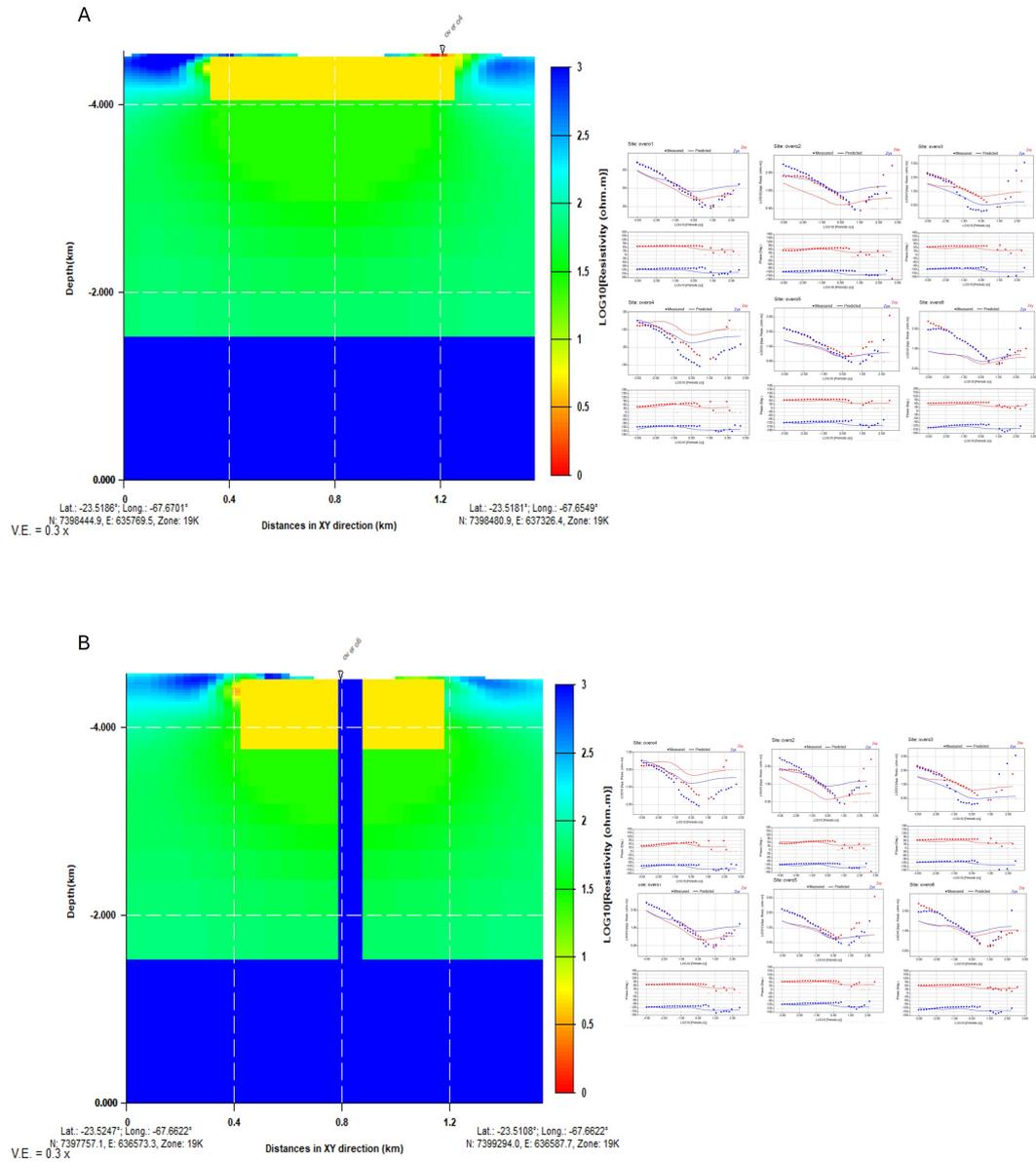


Figura A1.9: (A) Prueba de sensibilidad modificando la forma, espesor y resistividad del cuerpo conductor a 500 m y 5 Ωm respectivamente; (B) Prueba de sensibilidad en la que se modela un dique alimentador de composición diorítica (1000 Ωm) para el diatrema. Puede observarse a la derecha de cada imagen que el ajuste de los datos empeora en comparación con el modelo de partida.

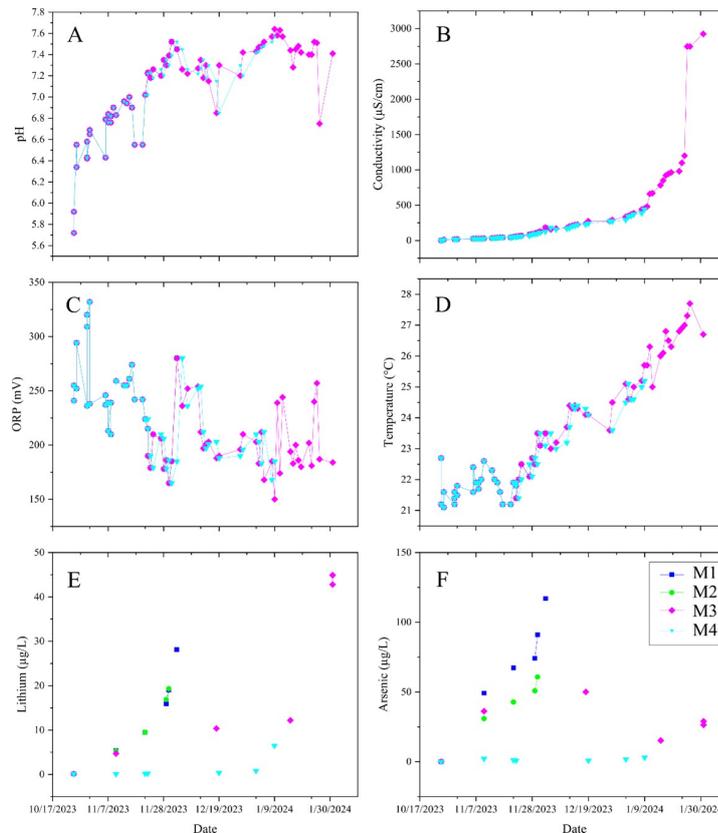


Figura A1.10: Experimentos de lixiviación de ingimbrita. A. Cambios del pH con el tiempo. B. Cambios de conductividad con el tiempo. C. Cambios de ORP con el tiempo. D. Cambios de temperatura con el tiempo. E. Cambios de la concentración de Li con el tiempo. F. Cambios de la concentración de As con el tiempo. M1, M2 y M3 fueron experimentos por lotes utilizando ignimbritas CVZ y M4 correspondió a un ensayo en blanco.

Factor de cementación		
Factor	Total(S/m)	Total(Ohm-m)
1.3	0.251	3.984
1.5	0.158	6.329
1.7	0.1	10.000
2	0.05	20.000

Figura A1.11: Tabla que muestra que sucede con la resistividad total (roca+fluido) variando el exponente de cementación. Puede observarse que tiene una gran influencia en el valor final de resistividad.

Porosidad Ignimbrita		
Porosidad	Total(S/m)	Total(Ohm-m)
1%	0.013	76.923
5%	0.102	9.804
10%	0.251	3.984
20%	0.617	1.621
30%	1.045	0.957

Figura A1.12: Tabla que muestra la variación de la resistividad total (roca+fluido) variando la porosidad de la ignimbrita. Este parámetro muestra gran influencia en los valores finales.

Resistividad ignimbrita			
Resistividad (Ohm-m)	Conductividad (S/m)	Total(S/m)	Total(Ohm-m)
300	0.0033	0.254	3.937
700	0.0014	0.252	3.968
2000	0.0005	0.251	3.984
5000	0.0002	0.251	3.984
10000	0.0001	0.251	3.984

Figura A1.13: Tabla que muestra como varía la resistividad total variando la resistividad de la ignimbrita.