



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LAS
VARIACIONES DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA
UTILIZANDO EL MÉTODO TRANSIENTE
ELECTROMAGNÉTICO ENTRE LOS SALARES
MICHINCHA Y ALCONCHA, SECTOR NOROESTE DE
OLLAGÜE, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE.**

Memoria para optar al título de Geóloga

Catalina Belén Rivera Peña

Profesora Patrocinante: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Profesional Guía: Dra. Katarzyna Anna Ślęzak

Profesores Comisión: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

Dr. Arturo Belmonte-Pool Villanueva

Concepción, 2024

ÍNDICE

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.1.1 Objetivo General	2
1.1.2 Objetivos Específicos.....	2
1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS	2
1.3 MÉTODO DE TRABAJO.....	3
1.3.1 Revisión e Integración de Antecedentes Geofísicos y Geológicos	3
1.3.2 Procesamiento de Datos TEM y Análisis de Sensibilidad del Modelo ...	4
1.3.3 Interpretación Geológica	4
1.4 ALCANCES Y LIMITACIONES	4
1.5 AGRADECIMIENTOS.....	4
2. MARCO TEÓRICO	7
2.1 TEORÍA ELECTROMAGNÉTICA.....	7
2.2 TRANSIENTE ELECTROMAGNÉTICO	7
2.2.1 Funcionamiento de TEM.....	8
2.2.1.1 Arreglos Geométricos de TEM	10
2.2.2 Fuentes de Error.....	11
2.2.3 Ventajas y Desventajas	12
2.3 RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DE LOS MATERIALES EN LA TIERRA ...	12
3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	16
3.1 GEOMORFOLOGÍA.....	16
3.1.1 Generalidades	16
3.1.2 Salar de Michincha.....	17
3.1.3 Salar de Alconcha.....	17
3.2 ESTRATIGRAFÍA.....	18
3.2.1 Paleozoico	18
3.2.1.1 Formación Collahuasi (Pérmico-Triásico)	18

3.2.2	Cenozoico	20
3.2.2.1	Ignimbrita Ujina (<i>Ms3t</i>) (Mioceno Superior)	20
3.2.2.2	Estratovolcanes I (<i>Ms3i</i>) (Mioceno Superior- Plioceno).....	21
3.2.2.3	Estratovolcanes II (<i>P3i</i>) (Plioceno)	21
3.2.2.4	Estratovolcanes III (<i>Q3i</i>) (Holoceno).....	22
3.3	ROCAS INTRUSIVAS	22
3.3.1	Paleozoico-Triásico	22
3.3.1.1	Intrusivos Graníticos (<i>Tgr</i>) (Triásico)	22
3.4	DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS	23
3.4.1	Depósitos Aluviales y Coluviales (<i>MP1c</i>) (<i>PPl1c</i>) (<i>Qa</i>)	23
3.4.2	Depósitos Morrénicos (<i>Q1g</i>).....	23
3.4.3	Depósitos Salinos (<i>MQs</i>).....	23
3.5	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	23
3.6	ANTECEDENTES HIDROLÓGICOS E HIDROGEOLÓGICOS	24
3.6.1	Cuenca del Salar de Michincha.....	26
3.6.2	Cuenca del Salar de Alconcha.....	27
3.6.3	Cuenca del Río Loa Alto	28
4.	METODOLOGÍA	31
4.1	ADQUISICIÓN DE DATOS TEM.....	31
4.2	MODELAMIENTO 1D	33
4.3	APLICACIÓN DE SOFTWARE MODELAMIENTO 1D	34
4.3.1	Procesamiento en Interpex	34
4.3.2	Error de Ajuste.....	35
4.3.3	Perfiles de Resistividad	35
4.4	ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD RELATIVA	36
5.	RESULTADOS	38
5.1	MODELOS 1D	38
5.2	PERFILES DE RESISTIVIDAD.....	39
5.2.1	Perfil Principal A-A'	40

5.2.1.1	Sector NW (Estaciones 1 a 12)	40
5.2.1.2	Sector SE (Estaciones 13 a 19 y 23 a 26).....	41
5.2.2	Perfil Perpendicular B-B'	42
5.3	RESULTADOS SENSIBILIDAD RELATIVA	43
6.	DISCUSIÓN	45
7.	CONCLUSIONES	49
8.	REFERENCIAS	51

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos de la zona de estudio.....	3
2. 1. Esquema medición de etapas TEM.....	9
2. 2. Comportamiento de las señales transiente.....	9
2. 3. Arreglos de TEM más comunes en terreno.....	10
2. 4. Resistividad eléctrica de diferentes litologías y materiales.....	13
3. 1. Salar de Michincha.....	17
3. 2. Salar de Alconcha.....	18
3. 3. Mapa Geológico de la zona de estudio.....	19
3. 4. Cuencas y redes hidrográficas en la zona de estudio.....	25
4. 1. Ubicación estaciones TEM.....	31
4. 2. Elementos del equipo WalkTEM de ABEM.....	32
4. 3. Disposición esquemática del instrumento en terreno.....	33
5. 1. Modelo 1D, Estación 4.....	38
5. 2. Ubicación de los perfiles de resistividades.....	39
5. 3. Perfil Principal NW-SE zona de estudio.....	40
5. 4. Perfil Principal con unidades de anomalía de resistividad en profundidad.....	41
5. 5. Perfil Perpendicular con dirección SW-NE desde la estación 19 a 22.....	42
5. 6. Perfil Perpendicular con unidades de interés.....	43
6. 1. Perfil Principal y estructuras identificadas.....	46

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexos		Página
1	Modelos 1D.....	57
2	Análisis de sensibilidad.....	76

RESUMEN

El método Transiente electromagnético (TEM) es una técnica de exploración geofísica que mide la respuesta del subsuelo a un campo electromagnético transiente, ampliamente utilizado en la detección de acuíferos, minerales y en estudios ambientales. En este trabajo, se aplicó el método TEM para interpretar la geología en la zona comprendida entre los salares de Michincha y Alconcha, al sureste de la región de Tarapacá y noreste de la región de Antofagasta, Chile.

Se llevaron a cabo 26 mediciones TEM en terreno, distribuidas en dos perfiles: un perfil principal NW-SE desde Michincha hasta Alconcha y uno perpendicular de menor extensión. Los datos obtenidos permitieron construir modelos 1D de resistividad que se integraron para obtener un perfil de resistividad en profundidad (~150 m), reflejando la variabilidad del subsuelo e identificando anomalías. Los resultados expuestos se contrastaron con información de cartas geológicas, trabajos de exploración geofísica e informes ambientales recopilados de la zona. Se identificaron al menos 6 unidades con diferentes propiedades (R1, R2, R3, C1, C2 y C3).

Zonas superficiales de baja resistividad (C1 y C2) (~10-50 Ω m) asociadas a sedimentos no consolidados, como depósitos aluviales y coluviales mayormente compuestos por arenas y arcillas, además de material erosionado de unidades volcánicas miocénicas. Zonas de resistividad media (R1 y R3) (~80-500 Ω m), relacionadas espacialmente con depósitos ignimbríticos y volcánicos, asociadas a la Ignimbrita Ujina y a la unidad Estratovolcanes I del Mioceno superior.

Se identificó una unidad de alta resistividad (R2) (500-5.000 Ω m), la que coincide con zonas fuertemente soldadas de la unidad Ignimbrita Ujina. Adicionalmente, se visualizó una zona vertical de menor resistividad que corta a la unidad R2, lo que fue asociado a una zona de fracturamiento.

Finalmente, se visualizó una unidad de gran espesor y de baja resistividad (C3) (~15-100 Ω m), relacionada a depósitos aluviales en superficie y depósitos ignimbríticos en profundidad. Esta unidad exhibe un contraste de resistividades que podría indicar la presencia de una zona de falla entre las cuencas de los salares de Michincha y Alconcha.

Los estudios hidrogeológicos previos y los datos obtenidos en este trabajo indican una desconexión hidráulica entre las cuencas de los salares de Michincha y Alconcha. Se recomienda aumentar la cobertura de estaciones y complementar con estudios hidrogeológicos adicionales para confirmar estos hallazgos y mejorar la comprensión del sistema hidrogeológico de la región.

1. INTRODUCCIÓN

El método Transiente Electromagnético (TEM) ha emergido como una herramienta poderosa en la exploración geofísica, permitiendo la detección y caracterización de estructuras geológicas subsuperficiales con una alta resolución temporal y espacial. Fundamentado en el principio de inducción electromagnética, el TEM utiliza pulsos de corriente eléctrica para generar campos electromagnéticos transientes, cuyas respuestas son meticulosamente registradas para inferir propiedades eléctricas del subsuelo (Kaufman y Keller, 1983; Nabighian, y Macnae, 1991). Esta técnica, ampliamente reconocida en la investigación geológica y en la exploración de recursos naturales, arroja luz sobre la distribución de materiales conductivos y resistivos en la corteza terrestre (Palacky, 1987; Sharma, 1997).

Además de su uso en la exploración de recursos naturales, como la detección de depósitos minerales y la evaluación de acuíferos, también ha demostrado ser eficiente en la caracterización de estructuras geológicas en diferentes entornos (Blanco, 2016; Montecinos, 2019).

En el contexto de la presente investigación, se busca aprovechar esta técnica para estudiar el entorno de los salares de Michincha y Alconcha, al noreste de la región de Antofagasta, en el Desierto de Atacama de Chile. Aunque los estudios específicos de salares utilizando el método TEM pueden ser limitados, la aplicación de esta técnica en áreas similares ha demostrado su eficacia para revelar la estructura y composición de estas regiones únicas, así como para proporcionar información crucial sobre la distribución de agua subterránea y la caracterización de los materiales sedimentarios presentes (Blanco-Arrué y otros 2022).

Este trabajo se enfoca en el análisis e interpretación de modelos de resistividad obtenidos a través de TEM durante una campaña de terreno realizada en el año 2023 entre los salares Michincha y Alconcha, junto con la correlación de información disponible sobre las unidades geológicas en la zona de estudio. Este enfoque permitirá una evaluación minuciosa de las propiedades eléctricas subsuperficiales, facilitando la identificación de características geológicas significativas.

El proyecto se enmarca en una iniciativa financiada por el Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico-Ckelar Volcanes, con la colaboración de profesionales y equipos pertenecientes al Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. El Instituto está interesado en conocer y estudiar el comportamiento del agua subterránea en áreas volcánicas, comprender las estructuras y también la conexión entre los salares. Este estudio preliminar busca sentar las bases para futuros trabajos que profundicen en el conocimiento de la zona.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo General

Identificar e interpretar las unidades geológicas presentes en el área de estudio a partir de las mediciones de Transiente Electromagnético y la caracterización geológica disponible.

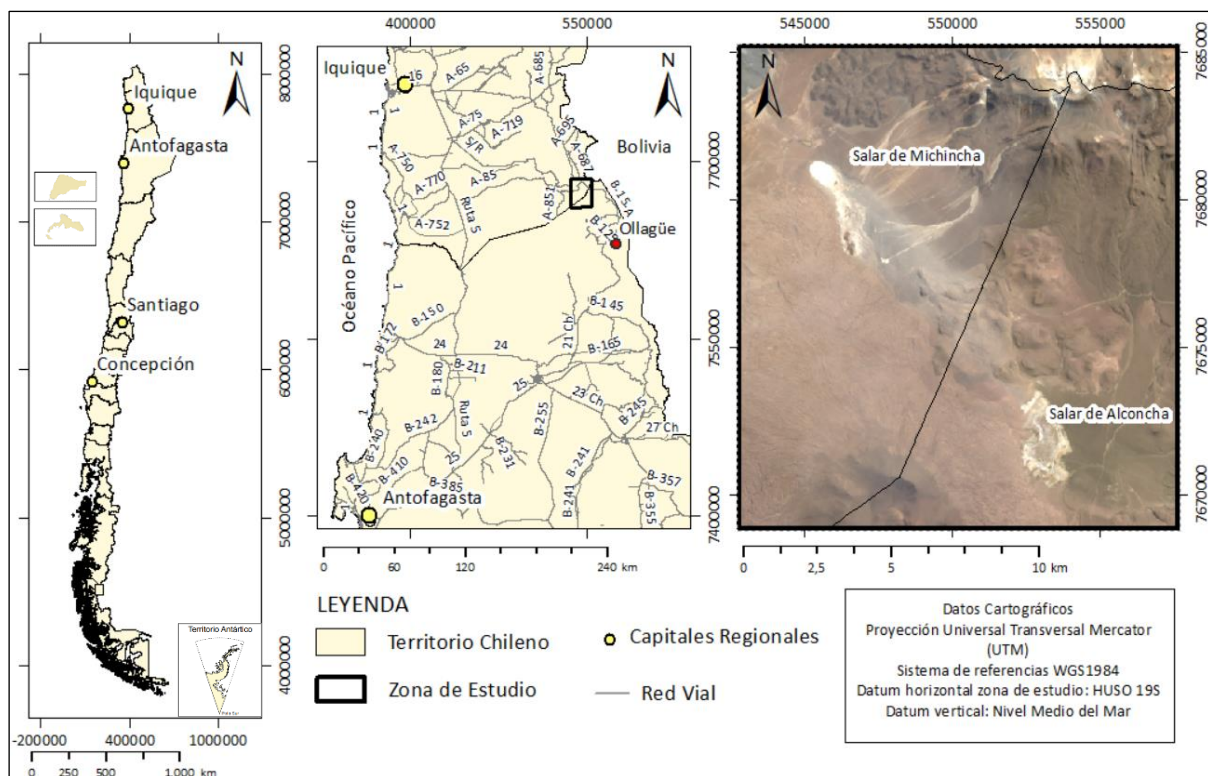
1.1.2 Objetivos Específicos

- Construir un modelo de resistividad en la zona de estudio a partir del método Transiente Electromagnético (TEM).
- Determinar la robustez y fiabilidad del modelo de resistividad a partir de un análisis de sensibilidad.
- Interpretar las unidades geológicas a través del modelo de resistividad eléctrica y la información geológica disponible de la zona.

1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se ubica entre los salares Michincha, al sureste de la región de Tarapacá, y el salar Alconcha, al extremo noreste de la región de Antofagasta, a unos 50 km de la ciudad de Ollagüe, en el desierto de Atacama, Chile. Aproximadamente en las coordenadas 20°56'-21°05'S/68°38'-68°24'W a 4.200 m s.n.m.

El principal acceso al área de estudio es desde la ciudad de Ollagüe en dirección NW hacia la Mina Doña Inés de Collahuasi, por la ruta B-15-A, adyacente a la línea férrea. Recorridos unos 40 km hasta la vieja estación de trenes de Yuma, es posible ingresar al salar de Alconcha por medio de caminos de tierra o a pie. Continuando por la ruta B-15-A por unos 10 km, se puede ingresar al salar de Michincha (Figura 1.1).



1.3 MÉTODO DE TRABAJO

Para el desarrollo se pueden determinar las siguientes etapas de trabajo.

1.3.1 Revisión e Integración de Antecedentes Geofísicos y Geológicos

La primera etapa de la metodología consiste en hacer una revisión bibliográfica y recopilación de antecedentes sobre estudios geofísicos y geológicos realizados en los salares Michincha y Alconcha y la zona comprendida entre ellos. Se prestará especial atención a la distribución de estructuras geológicas relevantes, litología, recursos hidrogeológicos relevantes, y cualquier información pertinente sobre la variabilidad del subsuelo. La síntesis de estos antecedentes proporcionará un marco sólido para la interpretación de los datos recopilados durante las fases posteriores de la investigación y permitirá contextualizar los resultados dentro del conocimiento existente sobre la zona.

1.3.2 Procesamiento de Datos TEM y Análisis de Sensibilidad del Modelo

La segunda etapa del trabajo consiste en seleccionar adecuadamente los datos de resistividad aparente, evitando aquellos que no se correspondan con una respuesta adecuada y fiable. Luego procesar los datos TEM a través de softwares geofísicos para obtener modelos 1D de capas y perfiles de resistividad. Posteriormente, realizar un análisis de sensibilidad de los modelos obtenidos, con el fin de evaluar la influencia de diversos parámetros en las respuestas geofísicas registradas, permitiendo una mejor comprensión de la robustez y fiabilidad de los resultados.

1.3.3 Interpretación Geológica

Finalmente se interpretará las características geológicas identificadas a través de la integración de los datos de resistividad eléctrica, con la información geológica disponible, con el objetivo de caracterizar y comprender la estructura geológica subyacente en el área de estudio.

1.4 ALCANCES Y LIMITACIONES

Las conclusiones obtenidas en este estudio, podrían complementarse y enriquecerse a medida que se cuente con mayor información hidrogeológica y otros antecedentes como sondajes y/o descripción litológica de pozos, que permitirían caracterizar de mejor forma las unidades descritas, así como también correlacionar el parámetro de resistividad con otros de interés como porosidad, permeabilidad, contenido de humedad, salinidad, temperatura, pH, etc. permitiendo inferir y caracterizar de mejor manera el subsuelo del área de estudio.

1.5 AGRADECIMIENTOS

La presente memoria de título fue realizada y patrocinada en el marco del Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico-Ckelar Volcanes, el cual es financiado por la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID), a través de la Iniciativa Científica Milenio. Contando además con la colaboración de profesionales y equipos pertenecientes al Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.

Agradezco a los miembros del Instituto Ckelar Volcanes: A la profesora Dra. Verónica Oliveros C. por apoyarme como patrocinante de este tema de memoria, por sus conocimientos entregados y excelente voluntad y docencia; A mi profesora guía Dra. Katarzyna Ślęzak, por brindarme este

tema de memoria. A ella agradezco enormemente su ayuda, el haberme recibido en su casa, también su paciencia y disposición ante cualquier duda durante mi trabajo, incluso en la madrugada.

Agradezco al colega Szymon Oryński, quien probablemente no entienda mi español, pero que sepa que estoy enormemente agradecida con la ayuda brindada en esta memoria, incluso cuando él estaba en terreno. También a aquellos profesionales de la Universidad de Chile quienes apoyaron con los equipos para el terreno de esta investigación. También al Dr. Arturo Belmonte-Pool por su gran amabilidad y excelente voluntad en revisar mi memoria.

Agradezco al Departamento de Ciencias de la Tierra (DCT) de la Universidad de Concepción por haberme entregado el conocimiento y las herramientas necesarias para mi formación académica. A cada uno de los docentes del DCT, de todos ellos me llevo enseñanzas y recuerdos valiosos. De manera particular quisiera agradecer al jefe de Carrera Dr. Luis Arturo Quinzio por su ayuda, sus consejos e historias de la vida. Al profesor Dr. Andrés Tassara por sus conocimientos entregados, por permitirme ser ayudante de Geología de Campo II el año 2022 y por aquellos asados y partidas de cacho inolvidables de los terrenos.

A los funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción: Don Raúl, Don Mauri, Don Pedro, Don Iván, Sra. Angélica, por su gran amabilidad, disposición y ayuda durante estos años. De manera especial quisiera agradecer a la Sra. Carolina, secretaria del DCT, quien me ayudó de manera invaluable no solo en temas universitarios sino también en muchos momentos de bajón emocional. Muchas gracias.

A modo personal quisiera agradecer a todos mis amigos que hicieron mi paso por la universidad algo inolvidable. Félix, Teté, Yoshio, Michu, Adán, Gastón, Fran, gracias por las risas, los llantos, gracias por su cariño y palabras de aliento. Gracias por estar siempre a mi lado, celebrando mis éxitos y brindándome apoyo en mis momentos difíciles. Su amistad es un tesoro invaluable en mi vida. Estas palabras no son suficientes para expresar mi sentir hacia ustedes.

Mi amigo del alma, mi hermano, Gustavo, gracias por aguantar mis mañas y brindarme tu apoyo siempre.

A Bastián, quien llegó a mi vida cuando menos lo esperaba, pero ha sido la coincidencia más bonita que he tenido en mi vida. Eres mi cable a tierra, mi contención emocional, muchas gracias por los consejos, el apoyo y el amor que me has dado siempre.

Por último y más importante, agradezco a mi familia, por todo el amor que me entregaron incondicionalmente, sin ellos nada de esto sería posible. A mi mamá Marisol Peña Sepúlveda†, por educarme, por enseñarme a ser solidaria y compasiva, por prepararme para enfrentar la vida y forjar mi carácter. A mi hermana Sofía Rivera Peña†, por enseñarme a ser responsable, a compartir, a ser amable y a cuidar de los demás. A mi amado papá Tito Rivera Morales, a quien tengo a mi lado en este mundo, quien me impulsó a seguir adelante cada vez que creía que no podía más, la persona que siempre creyó en mí cuando yo no lo hacía. Ningún texto será suficiente para expresar el amor y el profundo agradecimiento que siento hacia ti. Te amo. Muchas gracias.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 TEORÍA ELECTROMAGNÉTICA

El método Transiente Electromagnético (TEM) es una técnica de exploración geofísica que mide la respuesta del subsuelo a un campo electromagnético transiente. Es ampliamente utilizado en la detección de acuíferos, minerales y en estudios ambientales. La base teórica del método TEM radica en las Ecuaciones de Maxwell. Las cuatro ecuaciones fundamentales de la electrodinámica clásica recogidas y desarrolladas por James Clerk Maxwell describen cómo los campos eléctricos y magnéticos se comportan y se propagan en el tiempo y el espacio. Este apartado queda explicado y detallado ampliamente en el trabajo “*Electromagnetic theory for geophysical applications*” de Ward y Hohmann (1988).

2.2 TRANSIENTE ELECTROMAGNÉTICO

Los métodos electromagnéticos (EM) han experimentado un aumento significativo en su aplicación en las últimas décadas, principalmente debido a su versatilidad en la exploración geofísica para diversos propósitos, como investigación ambiental, prospección de recursos geotérmicos, y la exploración de aguas subterráneas. Estos métodos implican el uso de campos eléctricos y magnéticos para investigar las propiedades eléctricas del subsuelo, proporcionando una herramienta para la identificación y caracterización de distintas estructuras subsuperficiales.

Los métodos EM se dividen en dos grandes categorías: técnicas en el dominio de la frecuencia y técnicas en el dominio del tiempo. En el dominio de la frecuencia, se emplean fuentes de señal que oscilan a frecuencias específicas, permitiendo obtener una imagen del subsuelo basada en la respuesta de los materiales a estas frecuencias. En contraste, las técnicas en el dominio del tiempo, conocidas como Transiente Electromagnético (TEM) o Electromagnetismo en el Dominio del Tiempo (TDEM), utilizan pulsos de corriente que se encienden y apagan rápidamente, y la respuesta del subsuelo a estos cambios transitorios se mide para inferir sus propiedades eléctricas (Koefoed, 1979; Everett, 2012).

El método TEM ha sido desarrollado intensivamente desde mediados de la década de 1980 y se ha consolidado como una técnica de exploración geofísica altamente efectiva. Comparado con otros

métodos geoelectricos como el Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) o la Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT), TEM es relativamente joven, pero ha demostrado ser especialmente útil para mapear mayores profundidades y así la extensión de buenos conductores en el subsuelo, como acuíferos, minerales metálicos y zonas de intrusión salina (Goldman y Neubauer, 1994; Auken y otros, 2006).

2.2.1 Funcionamiento de TEM

El funcionamiento del método TEM comienza con la generación de un campo magnético primario a través de un loop emisor de cable (transmisor) ubicado en la superficie del terreno. La corriente que circula por el transmisor crea un campo magnético primario que varía con el tiempo (Koefoed, 1979). Posteriormente, esta corriente se corta abruptamente, induciendo corrientes electromagnéticas en el subsuelo conocidas como corrientes de Foucault (o “corrientes de Eddie”). Estas corrientes fluyen en trayectorias cerradas, migrando en profundidad y lateralmente mientras disminuyen su intensidad con el tiempo (Kauffman y Keller, 1983).

Las corrientes de Foucault generan un campo magnético secundario transitorio. Este campo magnético produce una fuerza electromagnética (FEM), correspondiente al decaimiento de voltaje variable en el tiempo, que es captado por el receptor (loop receptor) (Figura 2.1). La forma del decaimiento del voltaje va a entregar información sobre las resistividades del subsuelo, ya que la magnitud y la distribución de las corrientes inducidas dependen de las propiedades conductoras del medio (Figura 2.2) (Nabighian, y Macnae, 1991; Auken y otros, 2006).

La medida calculada e interpretada en el método TEM, como en otros métodos geoelectricos, es la resistencia aparente en función del tiempo $\rho_a(t)$ expresada en Ωm (Kauffman & Keller 1983):

$$\rho_a = \frac{\mu}{4 \cdot \pi} \left(\frac{2\mu_0 I \cdot a}{5 \cdot U / S_r} \right)^{2/3} t^{-5/3}$$

Donde:

- μ_0 corresponde a la permeabilidad magnética en el vacío, medida en $\left[\frac{V \cdot s}{A \cdot m} \right]$.
- I es la intensidad de corriente, medida en $[A]$.

- a , es el área de un loop cuadrado [m^2].
- t es el tiempo de medición desde el momento en que se interrumpe el campo primario [s]
- U corresponde al voltaje [V]
- S_r es el área efectiva del receptor [m^2].

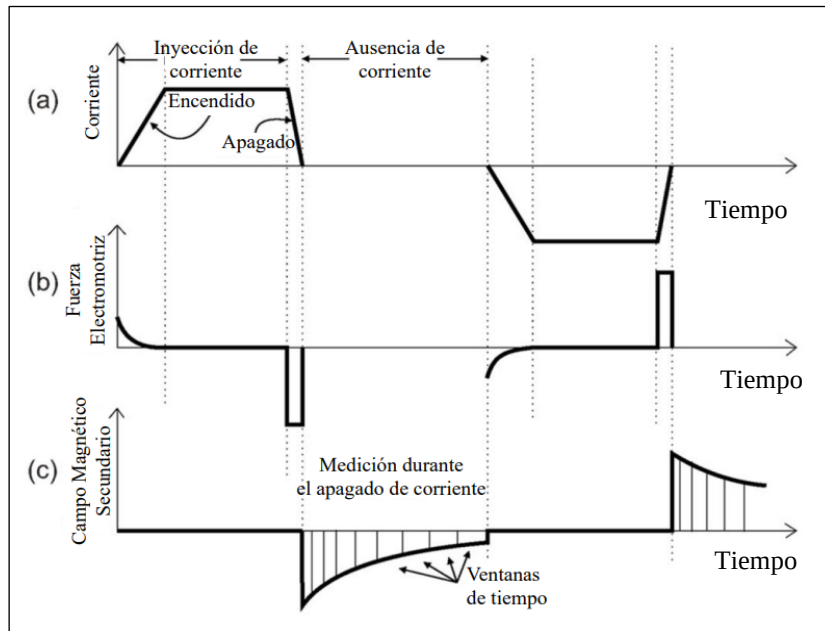


Figura 2.1: Esquema medición de etapas TEM. a) Inyección de corriente (pulso de transmisión). b) Fuerza electromotriz producto del corte abrupto en la corriente c) Campo magnético secundario y curva de decaimiento (Modificado de Blanco, 2016).

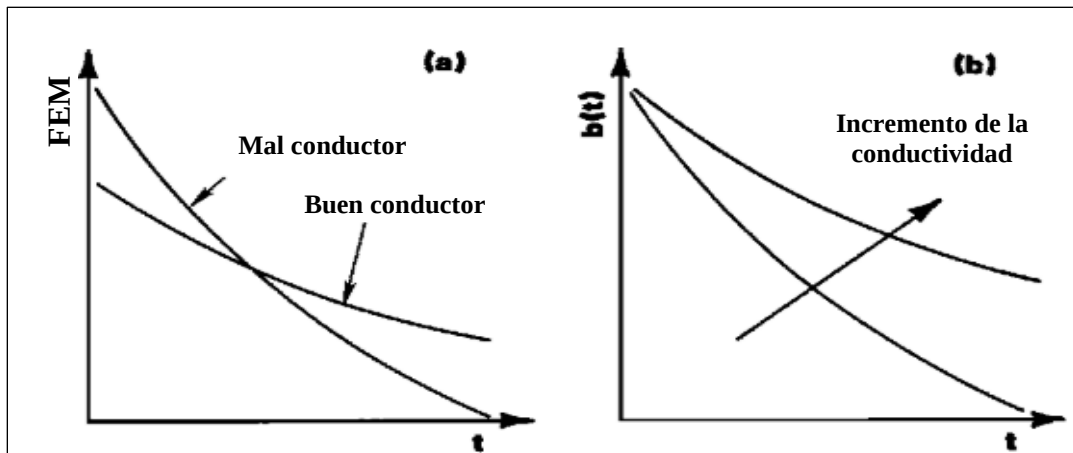


Figura 2.2: Comportamiento de las señales transiente. a) Comparación FEM inducida sobre buenos y malos conductores. b) Tendencia del campo magnético secundario inducido según conductividad del medio (Modificado de Nabighian y Macnae, 1991).

La profundidad de la investigación puede determinarse a partir de la fórmula Spies (1989):

$$D \approx 0.55 \left(\frac{I \cdot a \cdot \bar{\rho}}{Nm} \right)^{1/5}$$

Donde:

- $\bar{\rho}$ corresponde a la resistividad promedio [Ωm]
- Nm es el nivel de voltaje de ruido [V/m^2].

2.2.1.1 Arreglos Geométricos de TEM

Loop Central (Figura 2.3a):

El transmisor y el receptor de menor tamaño son bobinas distintas que coinciden geométricamente en el terreno. La bobina receptora de menor tamaño se ubica en el centro de la bobina transmisora, siendo concéntricas entre sí (Spies, 1989). Este arreglo es particularmente efectivo para obtener perfiles de resistividad con alta resolución vertical, ya que permite medir la respuesta del subsuelo a diferentes profundidades con precisión (Davis y Annan, 1995). Este tipo de arreglo es útil para estudios detallados de la estructura vertical de las capas geológicas, caracterización detallada de la estratigrafía del subsuelo, investigaciones ambientales y estudios hidrogeológicos (Nabighian y Macnae, 1991; Davis y Annan, 1995).

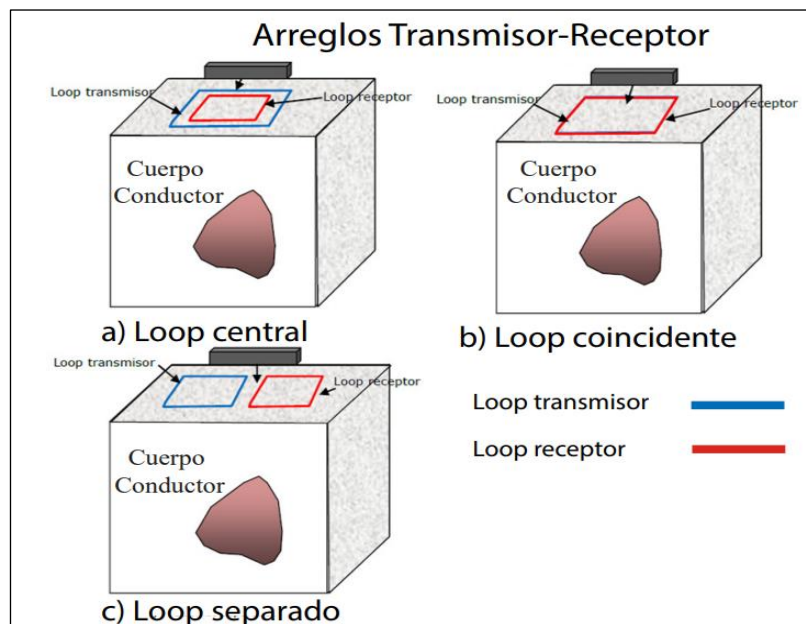


Figura 2.3: Arreglos de TEM más comunes en terreno. a) Loop Central, b) loop coincidente, c) loop separado (Extraído de Blanco, 2016).

Loop Coincidente (Figura 2.3b):

En este arreglo un mismo loop funciona como transmisor y receptor. La corriente fluye cuando el loop actúa como transmisor y, una vez cortada, la señal puede ser medida utilizando el mismo loop como receptor (Koefoed, 1979). Este arreglo maximiza la señal recibida al reducir el ruido electromagnético, mejorando la calidad de los datos obtenidos. Es ventajoso en áreas con altos niveles de interferencia electromagnética, como áreas urbanas o industriales (Telford y otros, 1990; Spies y Frischknecht, 1991).

Loop Separado (Figura 2.3c):

El loop transmisor y el receptor están separados por una distancia fija. Adecuado para estudios a mayores profundidades, donde se requiere mayor separación para obtener una señal adecuada (Everett, 2012). Según Keller y Frischknecht (1966) y Ward y otros (1988), este arreglo es especialmente efectivo para identificar fracturas y discontinuidades en el subsuelo.

2.2.2 Fuentes de Error

Como todo método de exploración geofísica, TEM está sujeto a diversas fuentes de error que pueden afectar la precisión y la interpretación de los datos obtenidos. Es importante identificar diferentes tipos de ruido para obtener datos de calidad en las mediciones.

Error Instrumental o Geométrico: Errores pueden derivarse de limitaciones instrumentales, como la precisión del equipo de medición o la estabilidad del transmisor y receptor durante la adquisición de datos. La configuración del arreglo geométrico también juega un papel crucial, ya que un mal diseño o implementación del arreglo puede llevar a errores en la interpretación de la profundidad y la extensión de los materiales conductores (Spies, 1989).

Ruido ambiental o cultural: Las señales electromagnéticas de fuentes artificiales, como líneas eléctricas, equipos electrónicos y transmisiones de radio, pueden interferir con las mediciones del TEM, especialmente en áreas urbanas o industriales (Smith y Annan, 1998). Esto se debe a que actuarán como conductores, resultando un campo magnético secundario si se encuentran muy cercanos al lugar de medición. Se recomienda alejar las estaciones de medición de estos sitios solares (Nabighian, y Macnae, 1991).

Ruido electromagnético: puede ser provocado por señales geomagnéticas (frecuencia cercana a 1 Hz), pueden estar dentro o fuera de la ionósfera, como tormentas eléctricas y solares (Nabighian, y Macnae, 1991).

Otra fuente de error puede considerarse la variabilidad geológica del subsuelo, donde la heterogeneidad de las formaciones geológicas puede dificultar la interpretación de los datos, ya que las grandes variaciones en la resistividad pueden afectar la precisión de los modelos (Fitterman y Anderson, 1987).

2.2.3 Ventajas y Desventajas

Entre sus principales ventajas, el método TEM es altamente eficaz para mapear formaciones geológicas conductoras, como acuíferos y depósitos minerales, debido a su capacidad para penetrar profundamente en el subsuelo y generar datos detallados sobre la resistividad eléctrica (Fitterman y Anderson, 1987). Es menos afectado por la conductividad superficial, lo que permite obtener mediciones precisas en áreas con suelos conductores o salinos (Spies, 1989). Además, la adquisición de datos es relativamente rápida y su relación costo-efectividad es mejor que otros métodos similares, lo cual es beneficioso para estudios preliminares y exploraciones a gran escala (Everett, 2012).

Por otro lado, una de sus principales desventajas es su limitada resolución en ambientes de alta a muy alta resistividad, donde es menos efectivo para distinguir pequeños contrastes (Koefoed, 1979). Además, las mediciones pueden verse afectadas por ruido electromagnético ambiental, especialmente en áreas urbanas, lo que puede complicar la interpretación de los datos (Smith & Annan, 1998). Por último, el costo de estos instrumentos suele ser más elevado en relación a otros instrumentos como SEV y presentan mayor complejidad en el tratamiento e interpretación de datos (McNeill, 1994).

2.3 RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DE LOS MATERIALES EN LA TIERRA

La resistividad eléctrica es una propiedad física que mide la capacidad de un material para resistir el flujo de corriente eléctrica. En estudios geofísicos, la resistividad se utiliza para inferir las propiedades y la composición del subsuelo, ya que diferentes materiales presentan distintos rangos

de resistividad (Telford y otros, 1990). Esta propiedad física depende de la composición, estructura, contenido de agua y salinidad, temperatura y presión (Palacký, 1987).

Para materiales cercanos a la superficie, las resistividades pueden variar desde 0,1 a 10.000 Ωm (Figura 2.4). En la corteza terrestre, constituida principalmente por silicatos, las resistividades suelen ser altas, por sobre los 100 Ωm (Auken y otros, 2006). Las bajas resistividades suelen estar asociadas a la presencia de rocas que contienen minerales conductores como arcillas, grafitos, minerales metálicos y/o la presencia de fluidos o eventualmente la presencia de magma fundido (Carmichael, 1989).

Para el caso del agua, su resistividad varía ampliamente en función del contenido de sales, el agua salada presenta rangos de $\sim 0,3$ a 1 Ωm y el agua dulce de ~ 2 a 100 Ωm , dependiendo de su contenido de iones (Nabighian y Macnae, 1991).

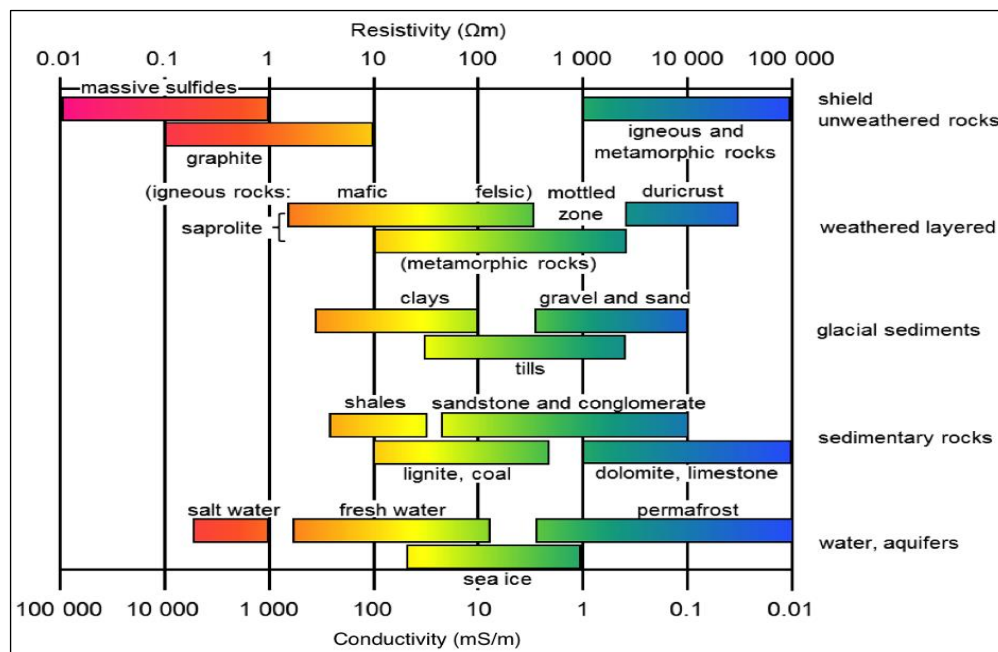


Figura 2.4: Resistividad eléctrica de diferentes litologías y materiales (Palacký, 1987).

A continuación, generalidades de la resistividad por litologías:

Rocas Ígneas: Formadas a partir del enfriamiento y cristalización del magma, generalmente presentan altas resistividades. Esto se debe a su baja porosidad y contenido de agua. El granito y el

basalto, no fracturados, tienen resistividades que varían entre 1.000 y 10.000 Ωm (Telford y otros, 1990; Keller y Frischknecht, 1966). Las rocas piroclásticas, como las tobas y las ignimbritas, pueden tener una porosidad considerable debido a la presencia de vesículas y fracturas (Carmichael, 1989). La resistividad de estas rocas puede variar ampliamente si están fracturadas o alteradas hidrotermalmente. Las tobas, por ejemplo, pueden tener resistividades desde 10 hasta 1.000 Ωm , dependiendo de su contenido de agua y grado de alteración (Palacky, 1987).

Rocas Sedimentarias: Las rocas sedimentarias, como las areniscas y las calizas, tienen una amplia gama de resistividades debido a su variada porosidad y contenido de fluidos. Las areniscas secas pueden tener resistividades entre 100 y 1.000 Ωm , mientras que las areniscas saturadas de agua pueden reducir su resistividad a valores tan bajos como 10 Ωm (Palacky, 1987). Las calizas presentan resistividades de 50 a 1.000 Ωm , dependiendo de su grado de fracturación y contenido de agua (Keller y Frischknecht, 1966).

Rocas Metamórficas: Las rocas metamórficas, como el esquisto y el mármol, también muestran un amplio rango de resistividades. Los esquistos pueden tener resistividades de 100 a 1.000 Ωm , mientras que el mármol puede variar entre 500 y 5.000 Ωm . Estos valores dependen de la composición mineralógica y la presencia de minerales conductores como grafito (Telford y otros, 1990).

Suelos y Sedimentos: Los suelos y sedimentos suelen tener resistividades bajas debido a su alta porosidad y contenido de agua. Los suelos arcillosos, por ejemplo, tienen resistividades que varían de 1 a 100 Ωm , debido a la presencia de minerales conductores y agua (Palacky, 1987). Los suelos arenosos, por otro lado, pueden tener resistividades entre 10 y 500 Ωm , dependiendo de su contenido de agua y salinidad (Keller y Frischknecht, 1966).

Factores que afectan la resistividad eléctrica en las rocas:

Contenido de Agua: La presencia de agua reduce significativamente la resistividad de los materiales, especialmente si el agua contiene sales disueltas que aumentan su conductividad (Keller y Frischknecht, 1966).

Porosidad y Permeabilidad: Los materiales con alta porosidad y permeabilidad tienden a tener resistividades más bajas debido a la mayor capacidad para almacenar y transmitir agua (Palacky, 1987).

Composición Mineralógica: La presencia de minerales conductores como la pirita, grafito y ciertos óxidos metálicos puede reducir drásticamente la resistividad de las rocas y sedimentos (Telford y otros, 1990).

Temperatura: La resistividad de los materiales generalmente disminuye con el aumento de la temperatura debido a la mayor movilidad de los iones y electrones (Palacky, 1987).

Otros factores que también pueden influir en la respuesta electromagnética de las rocas son la estructura cristalográfica, la alteración hidrotermal y el fallamiento (Auken y otros, 2006; Carmichael, 1989).

La interpretación de los datos de resistividad debe considerar los rangos y los factores que pueden influir en la variabilidad de las mediciones, de esta manera, se pueden realizar inferencias precisas sobre la composición y estructura del subsuelo.

3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 GEOMORFOLOGÍA

3.1.1 Generalidades

El Norte de Chile, a la latitud de la zona de estudio, se caracteriza por unidades fisiográficas de disposición principal N-S, que en dirección Oeste a Este incluyen: Las Planicies Litorales, La Cordillera de la Costa, La Pampa del Tamarugal, La Sierra del Medio (parte de la Cordillera de Domeyko y la Precordillera), La Depresión de los Salares y Río Loa y La Cordillera Occidental ubicada en la frontera chileno-boliviana. El área de investigación se emplaza en el margen de estas dos últimas unidades, a aproximadamente 4.200 m s.n.m. en una angosta depresión volcánico-tectónica de tipo graben (Acosta y otros, 2009; Vergara y Thomas, 1984).

La Depresión de los Salares y Río Loa se origina por el alzamiento del bloque Meso-Paleozoico oeste y la extrusión de volcanes y estratovolcanes cenozoicos por el este.

La Cordillera Occidental forma parte del arco volcánico actual, con un relieve irregular que varía entre los 3.800 y 4.700 m s.n.m., con picos que alcanzan hasta los 6.900 m s.n.m. (Farias y otros, 2005). Esta unidad está compuesta por volcanes del Complejo Volcánico de los Andes Centrales. Al este, está limitada por el plateau de los Andes Centrales, que incluye el Altiplano y la Puna (Allmendinger y otros, 1997).

Como resultado del régimen tectónico y volcánico que caracteriza a los Andes Centrales, se crean las condiciones estructurales que favorecen la formación de numerosas cuencas con una circulación restringida de aguas superficiales. El activo volcanismo, manifestado por la efusión de lavas en el arco volcánico, propicia la aparición de depresiones o pequeñas cuencas endorreicas, situadas entre los complejos volcánicos a altitudes cercanas a los 4.000 m s.n.m., estas depresiones se desarrollan en condiciones climáticas áridas, con notables acumulaciones evaporíticas y salinas, como lo evidencian los numerosos salares y lagos distribuidos en estas áreas deprimidas. La mayoría de estas cuencas, al ser endorreicas, su descarga de agua se produce principalmente por evaporación, siendo la evapotranspiración un factor menor. Las descargas principales ocurren en forma de lagos y salares (Cervetto, 2012; Allmendinger y otros, 1997).

Los salares son un rasgo hidrográfico común en muchas de estas cuencas. Se forman por la acumulación de agua en depresiones cerradas presentes en regiones áridas, donde la evaporación a largo plazo supera la recarga por precipitación. Los salares se componen localmente de salmueras líquidas, depósitos salinos formados por la precipitación de diversas sales disueltas en la cuenca, y una fracción sólida compuesta por distintos niveles de arena, limo y arcilla. Las sales predominantes incluyen cloruros, sulfatos, nitratos, boratos, entre otros (Cervetto, 2012). En el contexto de este estudio, se aborda el área entre los salares de Michincha y Alconcha, detallando sus características generales.

3.1.2 Salar de Michincha

Ubicado al sur de la región de Tarapacá, en la comuna de Pica a 4.125 m s.n.m., es un salar andino cuya cuenca se encuentra adyacente a la cuenca del salar de Coposa al norte y a la cuenca del Río Loa al sur. Se compone de costras salinas sulfatadas con una capa de gravas, arenas y limos, formando un núcleo que genera una transición entre sales y sedimentos clásticos en donde los estratos de arena están cementados por sales y sales mezcladas con sedimentos clásticos (Figura 3.1) (Henríquez y Montti, 1976; Risacher y otros, 1999a; Vergara y Thomas, 1984).



Figura 3.1: Salar de Michincha (Extraído de Wikiloc, 2019).

3.1.3 Salar de Alconcha

Ubicado al extremo noreste de la región de Antofagasta, en la comuna de Ollagüe, a 4.250 m s.n.m., corresponde a Salar andino con costras salinas sulfatadas (Figura 3.2), parcialmente cubierto por una laguna somera y de superficie variable, está adyacente con la cuenca de Michincha al este y la

cuenca del Río Loa al sur. Su límite norte es el Volcán Olca mientras que al sur se limita por los volcanes Miño, Aucanquilcha y Cerro Tres Moños. Varios manantiales surgen en las laderas e infiltran sus aguas en las napas alrededor del salar. El borde sureste es un gran bofedal con vertientes fluyentes y difusas y con pozas de evaporación (Ramírez y Huete, 1981, Risacher y otros, 1999b).



Figura 3.2: Salar de Alconcha (Extraído de CIREN, 2010).

3.2 ESTRATIGRAFÍA

A continuación, se detallan las litologías ubicadas en la zona de estudio (Figura 3.3).

3.2.1 Paleozoico

3.2.1.1 Formación Collahuasi (Pérmico-Triásico)

Ubicada en el área oeste a la zona de estudio, la Formación Collahuasi corresponde a una unidad preponderantemente volcánica, de composiciones riolítica a andesítica, que incluye escasos, aunque notorios, lentes de sedimentitas intercaladas. Fue definida por Vergara (1978b) y redefinida por Vergara y Thomas (1984). Munizaga y otros (2008), de acuerdo con dataciones de U-Pb en circón, asocia esta formación a dos eventos magmáticos, uno ocurrido en el Pérmico inferior (293 ± 14 Ma) y otro en el Triásico medio (245 ± 12 Ma).

Se encuentra ubicada en la parte surcentral de la región de Tarapacá, conformando gran parte de Sierra del Medio. Los tres miembros de la unidad son identificables al sur de Cerro Guastipa, mientras que al norte de él solo aparece el Miembro Superior. El espesor de la formación varía de

manera considerable lateralmente, con espesores máximos de 1.700 m, 400 m y 1.100 m para los Miembros Inferior, Medio y Superior, respectivamente.

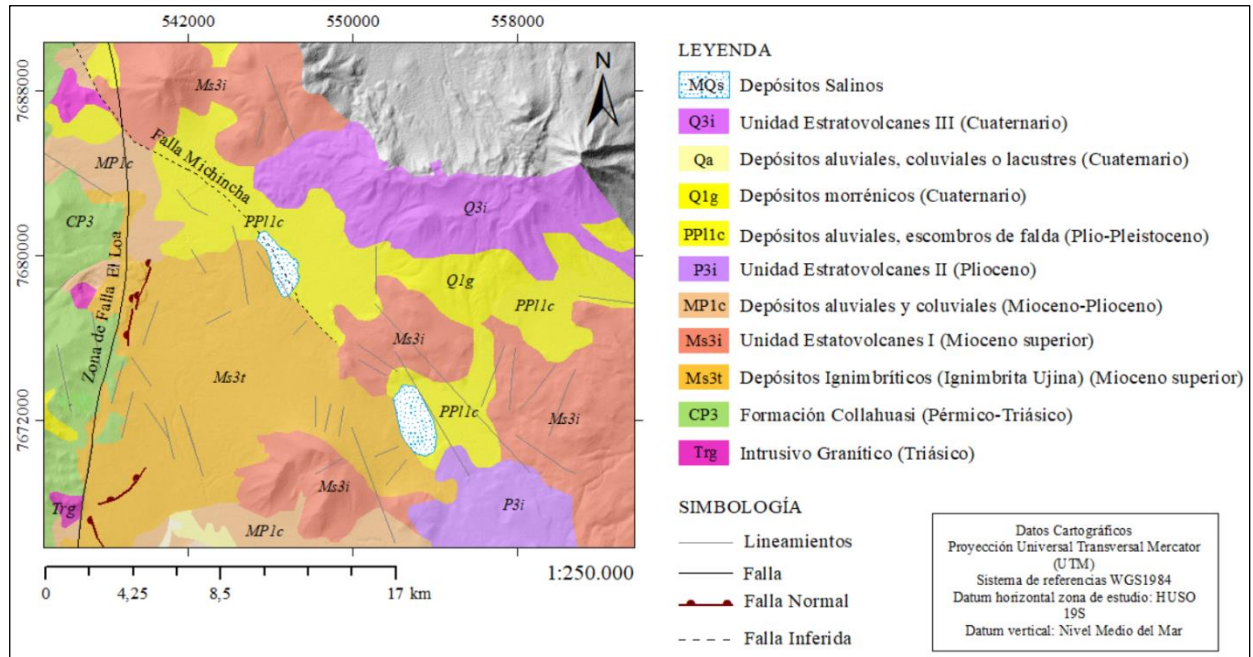


Figura 3.3: Mapa Geológico de la zona de estudio (Modificado de SERNAGEOMIN, 2003; Vergara y Thomas, 1984; Ramírez y Huete, 1981; SGA, 2007; AURUM, 2011).

El Miembro Inferior está compuesto principalmente por dacitas y riolitas, con lentes menores de sedimentitas intercaladas. Las rocas sedimentarias aparecen en lentes de hasta 30 m de potencia, correspondientes a calizas, areniscas y conglomerados, estas últimas compuestas por fragmentos redondeados de las rocas volcánicas (Vergara y Thomas, 1984).

El Miembro Medio está compuesto casi exclusivamente por lavas andesíticas, con intercalaciones menores de areniscas conglomerados y tobas, que incluyen clastos de riolitas, dacitas y andesitas (Vergara y Thomas, 1984).

El Miembro Superior está compuesto por dacitas y riolitas, con intercalaciones de corta extensión de carácter sedimentario. En algunos sectores, aparecen niveles andesíticos en la parte alta de la secuencia.

El ambiente de sedimentación se relaciona con un episodio efusivo, riodacítico, de actividad volcánica en un ambiente continental que incluía cuencas lacustres para la deposición de niveles sedimentarios intercalados (Vergara y Thomas, 1984).

La Formación Collahuasi infrayace, con discordancia erosiva, a la Formación Quehuíta (Caloviano-Kimmeridgiano?), al oeste y noroeste del yacimiento de Quebrada Blanca, en torno a las nacientes de la quebrada Guatacondo. La base de la unidad no ha sido observada en el área, aunque se estima podría corresponder a la Formación Chojá según Vergara (1978a), constituida por rocas metamórficas (Vergara y Thomas, 1984).

3.2.2 Cenozoico

3.2.2.1 Ignimbrita Ujina (*Ms3t*) (Mioceno Superior)

La Ignimbrita Ujina fue definida por Vergara (1978) como una unidad de rocas ignimbríticas, expuesta en las inmediaciones de la localidad homónima. La Ignimbrita Ujina cubre, en discordancia, a las unidades pre-miocénicas, en particular a la Formación Collahuasi y a algunos intrusivos permotriásicos e infrayace, en concordancia a la Ignimbrita Pastillos.

Esta unidad aflora en el borde suroriental de la región de Tarapacá y se extiende al sur de ella, rellenando la Depresión de los Salares, al este del cordón oriental de la Precordillera en la Cuenca de Michincha, en la parte sur. En este sector, la parte aflorante de la secuencia alcanza un espesor de al menos 150 m, según el registro de sondajes efectuados en las inmediaciones de Ujina, (Vergara y Thomas, 1984).

Litológicamente, la unidad está constituida por tobas mediana a fuertemente soldadas, que incluyen, esporádicamente, lentes de material piroclástico disgregables. Las rocas tienen colores que varían de rosado a gris, distinguiéndose, ocasionalmente, en las facies rosadas, estructuras de flujo. Al microscopio presentan textura vitroclástica, con cristales fragmentados de hasta 0,5 mm de plagioclasa, sanidina, cuarzo redondeado, anfíbola verde y biotita. La masa fundamental corresponde a un agregado fino de cuarzo y feldespato, con inclusiones de minerales opacos (Vergara y Thomas, 1984; SGA, 2022).

Una datación (K-Ar, en biotita) de la ignimbrita arroja $9,3 \pm 0,4$ Ma, lo que determina una edad Mioceno Superior (Vergara y Thomas, 1984).

3.2.2.2 Estratovolcanes I (*Ms3i*) (Mioceno Superior- Plioceno)

Unidad informal definida por Vergara y Thomas (1984). Corresponden a los estratovolcanes más antiguos del área, que se caracterizan por tener conos fuertemente erodados, los cuales presentan alteración hidrotermal sulfídica, aunque, algunos integrantes de esta unidad, por el contrario, exhiben efectos erosivos de poca magnitud. Localmente se reconocen facies de domos dacíticos, depósitos piroclásticos de caída, depósitos de avalanchas volcánicas y depósitos de escoria volcánica (Vergara y Thomas, 1984; AURUM, 2011, en SGA, 2022).

Según Vergara y Thomas (1984), las relaciones estratigráficas muestran que estos aparatos volcánicos están cubiertos por ignimbritas pleistocénicas (Ignimbrita Pastillos) y por lavas, de otros centros volcánicos, de edades pliocénicas o más jóvenes. Esto, sumado a dataciones en los volcanes Mullunu y Guailaputuncu, señalan que la actividad volcánica que origino a los integrantes de esta unidad ocurrió en el Mioceno Superior. Por otro lado, dataciones radiométricas K-Ar y Ar-Ar obtenidas en trabajos de Tomlinson y otros (2001) y AURUM (2011, en SGA, 2022) ubican la edad de estas rocas en un rango 5,0 a 11,5 Ma, con un peak de actividad entre los 11 y 9 Ma, y otro entre los 8 y 7 Ma. Estos trabajos también describen que parte de esta unidad se encuentra cubierta parcialmente por las ignimbritas Ujina y Carcote, del Mioceno Superior y por edificios volcánicos más recientes.

3.2.2.3 Estratovolcanes II (*P3i*) (Plioceno)

Corresponde a una unidad informal definida por Vergara y Thomas (1984). Comprende todos a estratovolcanes, de una altitud del orden de 1.000 m sobre la superficie de los salares. Se caracterizan por tener sus conos relativamente bien preservados y sus cráteres moderadamente erosionados (principalmente por erosión glacial). Los volcanes que integran este grupo son: Paruma, Chutinza, Laguna, Vulcan, Napa, Huaila Occidente y Piga.

Las rocas constituyentes de estos centros corresponden a andesitas (de piroxena y hornblenda) y a dacitas, en volúmenes aproximadamente equivalentes. Se distingue la ocurrencia de cuatro ciclos efusivos alternados, dos de composición andesítica y dos dacíticos.

Lavas de estos centros volcánicos cubren, en algunos sectores, a volcanes similares, en parte, más antiguos y asignados al Mioceno Superior-Plioceno. A su vez, están cubiertos por depósitos ignímbriticos del Pleistoceno. Al sur del volcán Piga se cuenta con una datación (K-Ar, en biotita), que da una edad de $3,3 \pm 0,2$ Ma, otorgándole a esta unidad una edad del Plioceno (Vergara y Thomas, 1984).

3.2.2.4 Estratovolcanes III (Q3i) (Holoceno)

Unidad informal definida por Vergara y Thomas (1984). Se agrupan dentro de esta unidad, los estratovolcanes que muestran sus conos perfectamente conservados, sin erosión y/o porque aún presentan actividad solfatórica (emisión de gases ricos en azufre). Esta unidad agrupa los edificios volcánicos más jóvenes, los cuales se distribuyen de manera discreta en la Cordillera Occidental, en la parte este del sector Cordillera. Esta unidad está formada por los volcanes Michincha, Olca, Cumbre Blanca, Candelaria e Irruputuncu, junto con sus depósitos asociados. Localmente incluye coladas de lavas andesítica y dacíticas comúnmente bandeadas, depósitos de bloques volcánicos y ceniza. Sobreyace a lavas del Mioceno y a la Ignimbrita Pastillos (Plip), y su techo corresponde a la superficie de erosión actual. De acuerdo con dataciones radiométricas K-Ar y Ar-Ar de trabajos anteriores (Vergara y Thomas, 1984; AURUM, 2009, en SGA, 2022), la edad de estas rocas se ubica en un rango de 0,9 a 0,14 Ma, lo que acota la edad de la unidad entre el Pleistoceno y el Holoceno.

3.3 ROCAS INTRUSIVAS

3.3.1 Paleozoico-Triásico

3.3.1.1 Intrusivos Graníticos (Tgr) (Triásico)

Unidad de rocas intrusivas que afloran en la Cuenca del Salar de Coposa y al sur de la cuenca del Salar de Michincha (Vergara y Thomas, 1984). Corresponden a granitos rosados a gris-blancuecino y granodioritas grises con textura equigranular gruesa a porfídica y alteración a clorita, sericita y epidota. Esta unidad se encuentra intruyendo la parte basal de la Formación Collahuasi. Dataciones U-Pb permiten otorgarles una edad Pérmico-Triásico (Vergara y Thomas, 1984; Munizaga y otros, 2008).

3.4 DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS

Unidades compuestas por depósitos no consolidados a semiconsolidados.

3.4.1 Depósitos Aluviales y Coluviales (*MP1c*) (*PPL1c*) (*Qa*)

Corresponden a depósitos detríticos, no consolidados, de origen aluvial y coluvial. Estos sedimentos conforman el relleno de quebradas, depresiones y depósitos de pie de monte. Se constituyen de bolones, gravas, arenas y arcillas (Vergara y Thomas, 1984).

3.4.2 Depósitos Morrénicos (*Q1g*)

Consiste en depósitos de morrenas, lahares y depósitos piroclásticos. Se sitúan en la parte oriental de la zona de estudio, se extienden por los conos volcánicos hacia las faldas de los volcanes. La edad de estos depósitos se estima comprendida en un rango Pleistoceno-Holoceno (Vergara y Thomas, 1984; Ramírez y Huete, 1981).

3.4.3 Depósitos Salinos (*MQs*)

Se sitúan a cotas del orden de 3.800 m s.n.m. y se desarrollan sobre gravas, limos y cenizas que conforman el relleno de las cuencas, entre ellos se identifica el salar de Michincha y Alconcha. Están constituidos mayormente por sulfatos y en menor parte por cloruros y boratos. Su desarrollo tiene relación con las altas tasas de evaporación que ocurren en las cuencas altiplánicas de drenaje endorréico (Vergara y Thomas, 1984).

3.5 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de estudio se ubica en una depresión tectónica tipo graben flanqueada al oeste por la Sierra del Medio y por la Zona de Falla El Loa (ZFL), y al este por la cadena volcánica (Unidad Estratovolcanes I, II y III). Esta estructura con orientación N-S, es conocida como la Depresión de los Salares, la cual ha sido rellenada al menos desde el Mioceno hasta el Holoceno en respuesta a procesos de subsidencia intermitente provocados por fracturas, fallas de borde y fallas de intracuenca (Vergara y Thomas, 1984; MAYCO, 2019; Acosta y otros, 2009; Arcos y otros, 2009). En el área se han reconocido numerosas fallas normales y lineamientos, estos últimos, probablemente, corresponden a fracturas o fallas de tensión de orientaciones preferenciales N-S y

en forma subordinada NW-SE y NE-SW. Estas estructuras aparecen afectando secuencias tan jóvenes como depósitos detríticos pliocénicos (Vergara y Thomas, 1984; AURUM, 2009 en MAYCO, 2019).

La principal estructura en la cuenca del salar de Michincha es la falla homónima que se interpreta como perteneciente a un esquema NW-SE de estructura altiplánica (pre Paleozoico Superior), es de carácter transcurrente sinistral y no posee una expresión superficial evidente. Esta falla empalma con la Falla Guastipa (AURUM, 2011, en SGA, 2022). El estudio estructural de AURUM (2011), no indica reactivación cuaternaria de estas estructuras.

El contacto entre el relleno de la cuenca de Michincha y el basamento regional, al oeste de la cuenca, está dado por la traza central de la ZFL, de orientación NNE-SSW. En el borde oriental de la cuenca, el conjunto de Estratovolcanes I, están cortados por estructuras orientadas NW-SE que a su vez, están cortadas por estructuras con dirección NE-SW (Vergara y Thomas, 1984).

Según MAYCO (2019), estructuras regionales y distritales de orientación NW-SE podrían conducir flujo subterráneo desde cuencas que se encuentran al oriente y alimentar estructuras regionales N-S. La falla Michincha podría aportar agua para el sistema Falla El Loa, conduciendo el flujo en dirección NNW.

3.6 ANTECEDENTES HIDROLÓGICOS E HIDROGEOLÓGICOS

Las características climáticas de la zona de estudio están influenciadas por su ubicación geográfica y altitud, lo que genera una aridez extrema, especialmente en las depresiones intermedias y cuencas intermontanas. La lejanía del mar y las elevadas altitudes contribuyen a crear variaciones climáticas notables. En este contexto, los salares de Michincha y Alconcha se encuentran en un clima de estepa de altura y a partir de los 3.000 m s.n.m. la altitud elevada conlleva temperaturas muy frías, con medias que no superan los 5°C, generando una amplia amplitud térmica entre el día y la noche (Henríquez, 2013; Iturra, 2014).

La recarga hídrica de las cuencas proviene principalmente de las precipitaciones, que se concentran mayormente en los períodos de verano, conocidos como invierno Altiplánico. La fracción de

precipitaciones que no se evapora tras las lluvias se infiltra en el terreno, recargando los sistemas acuíferos tanto superficiales como profundos. Aunque la precipitación en forma de nieve ocurre en invierno, no contribuye significativamente a la recarga hídrica del sistema. Gran parte de la nieve caída se sublima, y su impacto en términos de cantidad y área cubierta no es significativo en comparación con las lluvias (ARCADIS, 2009; Iturra, 2014).

Por otro lado, la evaporación excede en gran medida a la precipitación, con valores de 1.000 a 2.000 mm/año lo que permite el desarrollo de ambientes evaporíticos (CIDERH, 2013).

A continuación, se describen las principales características de las hoyas hidrográficas reconocidas en la zona de estudio (Figura 3.4)

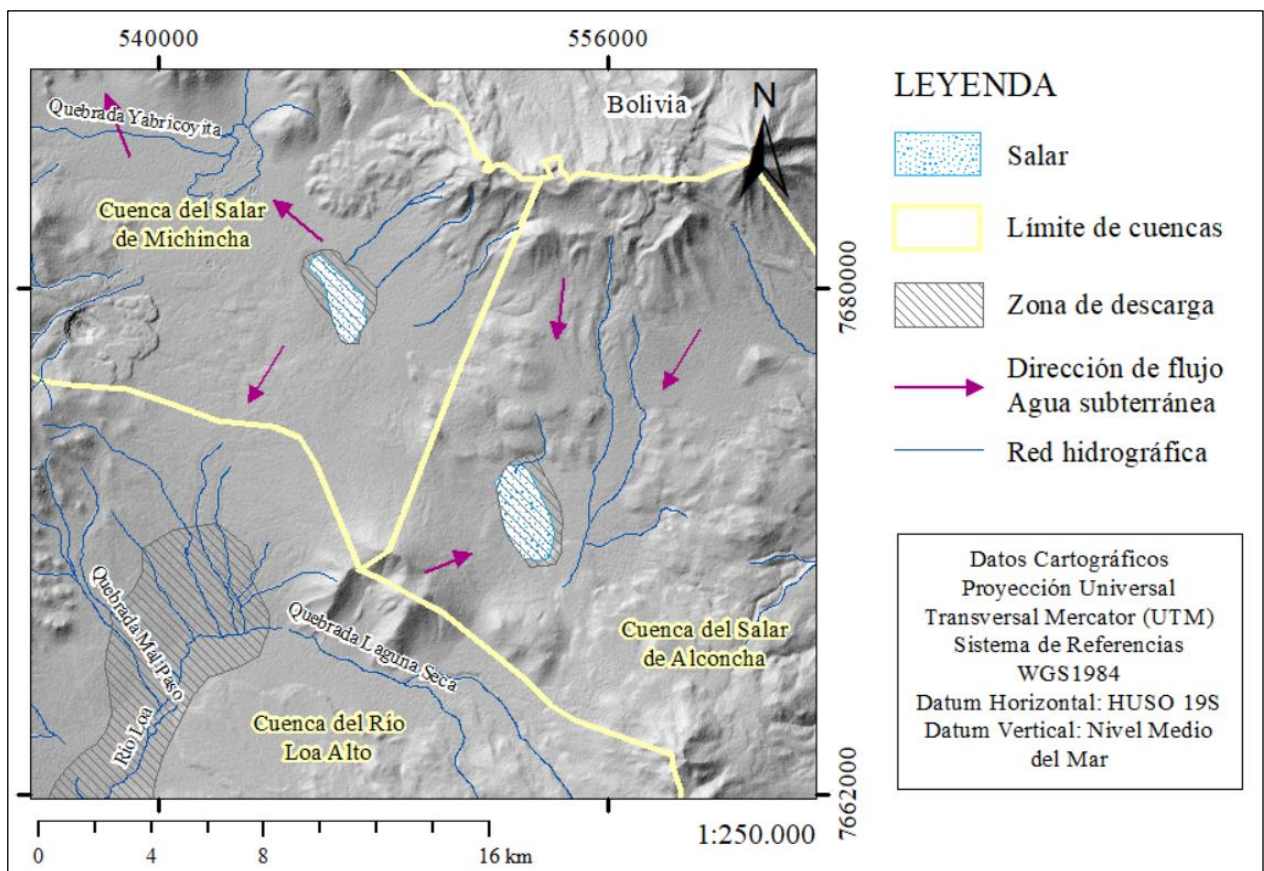


Figura 3.4: Cuencas y redes hidrográficas en la zona de estudio (SERNAGEOMIN, 2003; Iturra, 2014; Muñoz y Muñoz, 2009; SGA, 2007; MAYCO, 2019).

3.6.1 Cuenca del Salar de Michincha

La cuenca del salar de Michincha es una subcuenca endorréica perteneciente al gran sistema de cuencas Altiplánicas. Posee una superficie areal de 282 km². Colinda al norte con la cuenca de Coposa y al sur con la del río Loa. La presencia de importantes yacimientos de cobre (Quebrada Blanca, Collahuasi) incentivó por parte de empresas numerosos estudios hidrológicos e hidrogeológicos, para la explotación de sus napas de agua. Debido al pequeño tamaño de la cuenca, el equilibrio hídrico del salar es sensible a la extracción de aguas en las napas circundantes. Considerando fiable la información de mapas antiguos, la superficie de la laguna del salar ha disminuido drásticamente (Risacher y otros, 1999a; Lictévout, 2013).

La hidrogeología de la cuenca del salar de Michincha fue descrita en los estudios llevados a cabo para las Compañías Mineras Doña Inés de Collahuasi y Teck-Quebrada Blanca. Varios de estos estudios corresponden a Estudios de Impacto Ambiental (EIA) y Declaraciones de Impacto Ambiental (DIA).

En la cuenca Salar de Minchinchá se identificaron 4 unidades hidrogeológicas (ARCADIS, 2012; MAYCO, 2019): La primera unidad está compuesta por depósitos aluviales no consolidados, piroclásticos y salinos que rellenan parte de la cuenca, los cuales presentan valores de conductividad hidráulica (k) entre 2 y 12 m/d (metros por día) y una potencia de más de 140 m en el borde noreste de la cuenca, a los pies de los edificios volcánicos alcanza espesores promedio de 50 y hasta 100 m. Esta unidad se encuentra saturada sólo en su parte basal y representa una unidad de importancia hidrogeológica alta. La segunda unidad corresponde a las rocas volcánicas más erosionadas del Mioceno (Ignimbrita Ujina). Esta unidad constituye el acuífero de mayor interés, con un flujo esencialmente a través de fracturas (principalmente la falla Michincha) de una importancia hidrogeológica media, posee valores altos de k (entre 1 y 30 m/d). Los valores más altos de k se observan al sureste de la cuenca y los más reducidos al noreste. La tercera unidad está conformada por rocas volcánicas de estratovolcanes de potencia desconocida y k secundaria, con importancia hidrogeológica baja. No se ha identificado un acuífero en esta unidad, más allá de la circulación de agua por las fracturas hacia la segunda unidad. La cuarta unidad corresponde al basamento del acuífero (rocas volcánicas del Cretácico Inferior y granodioritas). Estas rocas se comportan como material impermeable (ARCADIS, 2012; Lictévout, 2013).

Las consultoras ambientales ARCADIS (2018) y MAYCO (2019) determinaron elevación absoluta del nivel de agua, con respecto al nivel medio del mar en pozos de monitoreo habilitados principalmente en el sector suroeste de la cuenca del salar, observando: (1) un sistema de flujo paralelo a la falla Michincha con superficie freática de elevaciones entre 4.120 a 4.095 m s.n.m., dirección del flujo NW aproximadamente y un gradiente hidráulico de 1,5%; y (2) un sistema regional de flujo de en la Ignimbrita Ujina, con una superficie freática de 4.112 a 4.111 m s.n.m., dirección de flujo hacia el E y gradiente hidráulico de 4%. El flujo subterráneo exhibe dirección hacia el depocentro y hacia el norte en dirección a la cuenca de Coposa (NW) y en menor medida hacia la cuenca del río Loa Alto en dirección SW, sugiriendo desconexión hidráulica con la cuenca del salar de Alconcha.

MAYCO (2019) caracterizó conductividad eléctrica de las aguas superficiales del sector suroeste del salar obteniendo un valor de mediana entre 320 y 450 mS/m, con rango de 23,5 y 10.753 mS/m. Con respecto a la hidrogeoquímica, las aguas de aporte al salar de Michincha son diluidas (desde 100 mg/l hasta 526 mg/l de sales) y de composición química bastante homogénea en toda la cuenca. Las sales disueltas provienen de la alteración de rocas volcánicas con azufre o sulfuros. La alimentación principal parece provenir de la mitad oriental de la cuenca. La composición de los aportes, y sus vías evolutivas al evaporarse, reflejan más la litología volcánica de la parte oriental de la cuenca que la naturaleza más sedimentaria de su parte occidental. Las salmueras del salar son de un tipo poco común en el norte de Chile: Na-Mg/SO₄ (Risacher y otros, 1999a).

3.6.2 Cuenca del Salar de Alconcha

La cuenca del salar de Alconcha es una cuenca endorreica de 128 km² de superficie. Colinda al este con la cuenca de Michincha y al suroeste con la cuenca del río Loa. El propio depósito salino se encuentra en una depresión rodeada por volcanes del Neógeno, entre los que destacan el volcán Olca (5.245 m s.n.m.) y el cerro de Portezuelo (5.582 m s.n.m.) al norte, y los cerros Tres Moños (5.365 m s.n.m.) y Alconcha (4.834 m s.n.m.) al sur (Risacher y otros, 1999b; Iturra, 2014).

El salar está parcialmente recubierto por una laguna salada poco profunda y de superficie variable. Varios manantiales surgen en las laderas. Sus aguas se infiltran alimentando las napas alrededor

del salar. La orilla suroeste es un gran bofedal con vertientes fluyentes y difusas y numerosas pozas de evaporación. Es la única alimentación visible de la laguna (Risacher y otros, 1999b).

Desafortunadamente, los estudios hidrogeológicos se centran casi exclusivamente en las áreas de explotación de acuíferos, por lo que la información hidrogeológica de esta cuenca en particular es escasa. Sin embargo, la consultora SGA (2007) identifica dos unidades hidrogeológicas principales, que corresponden (1) a depósitos aluviales y (2) a la ignimbrita riolítica dacítica del Mioceno (Ignimbrita Ujina) fracturada. Existen vertientes en el borde noreste del salar, que nacen en las fracturas de la ignimbrita de las cuales mana agua subterránea, que posteriormente se infiltran en el acuífero. Iturra (2014) elabora la piezometría a partir de la cota del nivel piezométrico registrado por SGA (2007), obteniendo un mapa con curvas piezométricas que varían entre los 4.105 y 4.115 m s.n.m., donde se registró que la dirección del flujo de agua subterránea es de noreste a suroeste, correspondiendo a una circulación desde las vertientes hacia el propio salar. Adicionalmente, se estiman valores de transmisividad para la unidad hidrogeológica ‘Depósitos Aluviales’ entre $30 \text{ m}^2/\text{d}$ y $1.000 \text{ m}^2/\text{d}$ y para la unidad ‘Ignimbrita Riolítica Dacítica’ entre $20 \text{ m}^2/\text{d}$ y $7.000 \text{ m}^2/\text{d}$ (Iturra, 2014).

Con respecto a la hidrogeoquímica, las aguas de vertiente alimentadoras de la cuenca, por un lado, tienen una composición relativamente homogénea, diluida (120-230 mg/l) de vertientes cuenca arriba y son de tipo catiónico Na-Ca-Mg, muy parecidas a las aguas de aporte del vecino salar de Michincha; la salmuera de la laguna principal no proviene de la evaporación de estas aguas. Por otro lado, se identifican aguas de napas más concentradas (1000 mg/l) de tipo Ca-Na/SO₄. Sin embargo, estas aguas son demasiado diluidas para ser aguas de lixiviación de sales. Es más probable que los componentes disueltos en las aguas de vertientes provengan de la alteración de rocas volcánicas con presencia de azufre o sulfuros, que a un aporte sustancial de Ca y SO₄ por disolución de yeso. Al oxidarse, el azufre acidifica las aguas, reduciendo su contenido en bicarbonatos, sin modificar el contenido relativo de cloruros (Risacher y otros, 1999b).

3.6.3 Cuenca del Río Loa Alto

Una pequeña área de esta extensa cuenca se ubica en el sector suroeste del área de estudio.

En su totalidad, el río Loa forma una cuenca hidrográfica que supera los 33.570 km², siendo la mayor de Chile y la única exorreica de toda la Región de Antofagasta. El Loa nace cerca de Ollagüe, a los pies del volcán Miño en la cordillera de los Andes, y forma un cañón de más de 150 km en su recorrido hacia el sur hasta llegar al oasis de Chiu Chiu.

La Cuenca del río Loa Alto posee 4.434 km² de superficie y está flanqueada a ambos lados por dos cadenas montañosas longitudinales; el flanco occidental está constituido por la Sierra del Medio con una altitud aproximada de 4.500 m s.n.m.; en el flanco oriental destacan el cerro Paruma de Portezuelo (5.582 m s.n.m.), volcán de Ollagüe (5.868 m s.n.m.), cerro Ascotán (5.187 m s.n.m.) y el cerro Toconce (5.411 m s.n.m.) (Iturra, 2014; Lictevout, 2013).

Las precipitaciones, sobre todo aquellas producto del invierno altiplánico, son cruciales para la recarga de los acuíferos, especialmente en las zonas altas de la cuenca donde se originan los principales afluentes del río Loa. Sin embargo, la alta tasa de evaporación debido al clima árido limita la disponibilidad de agua superficial y subterránea en la cuenca.

Con respecto a la hidrogeología de esta cuenca, Iturra (2014) describe distintos estudios geofísicos, en los cuales se identifican las siguientes unidades hidrogeológicas:

- Unidad sedimentaria superficial seca: es una capa horizontal de 5 m de espesor, erosionada por el río pero que no está saturada.
- Unidad de gravas y arenas: esta unidad está saturada y su espesor varía entre 8 m en el borde oriental a 4 m en el occidental. Posee una permeabilidad de 1×10^{-4} m/s y en el borde occidental existe una interdigitación de los sedimentos arcillosos que subyacen a esta.
- Unidad sedimentos arcillosos: constituida por sedimentos finos, presenta un espesor de 10 m y una permeabilidad de 2×10^{-6} m/s, por lo tanto, esta unidad tiene un carácter confinante.
- Basamento: se trata de la ignimbrita dacítica y riolítica que constituye la base sobre la cual se depositan las unidades sedimentarias cuaternarias.

Con respecto a la hidrogeoquímica de las aguas, la cuenca del río Loa Alto refleja la influencia de las características geológicas y climáticas de la región. Las aguas en esta cuenca presentan una composición química variada, influenciada por la interacción con diferentes tipos de rocas y minerales presentes en el área. En términos generales, las aguas superficiales y subterráneas en la cuenca son de tipo bicarbonatado-cálcico-magnésico, con variaciones en la concentración de iones como bicarbonatos, calcio, magnesio, sulfatos y cloruros. Estas variaciones están asociadas a la mineralización de las aguas, que puede ser natural o causada por actividades antropogénicas como la minería (Iturra, 2014).

4. METODOLOGÍA

4.1 ADQUISICIÓN DE DATOS TEM

La campaña de medición tuvo lugar los días 24 al 29 de abril del año 2023, a 50 km hacia el NE de Ollagüe, Región de Antofagasta, donde están ubicados los salares de Michincha y Alconcha. Para estudiar el terreno y caracterizarlo según su resistividad eléctrica, se midieron 26 puntos TEM en 2 perfiles: un perfil principal NW-SE entre los salares con 23 puntos de medición y un perfil perpendicular (SW-NE), donde se midieron 3 estaciones adicionales (Figura 4.1).

El equipo usado para las mediciones fue WalkTem de la empresa ABEM, que forma parte del equipamiento instrumental del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. Este equipo se compone de 3 elementos básicos (Figura 4.2).

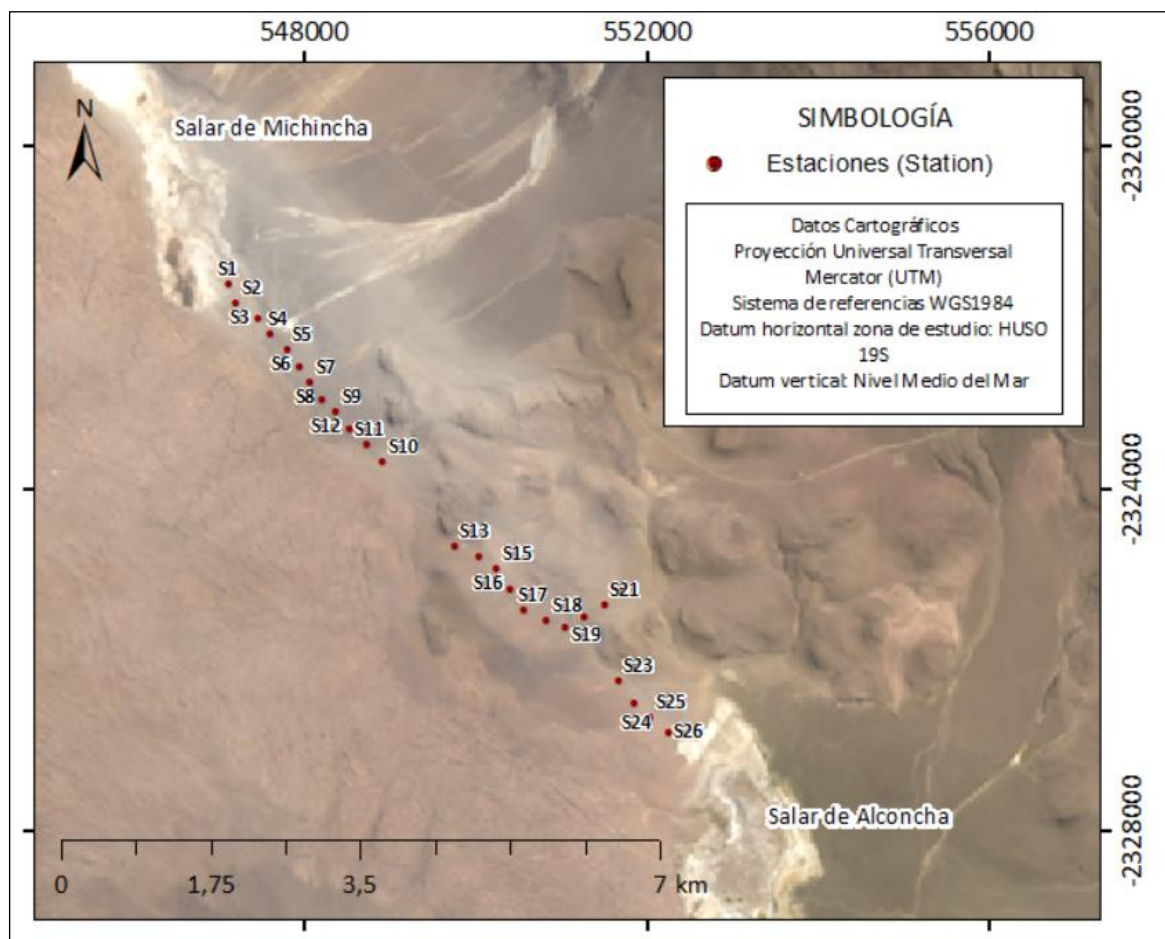


Figura 4.1: Ubicación estaciones TEM. Se instalaron 26 estaciones de medición.



Figura 4.2: Elementos del equipo WalkTEM de ABEM. A) Cable de 160 m para el loop transmisor de 40 x40. B) Antena receptora de 0,5 x 0,5 m². C) Consola de adquisición de datos (Extraído de Blanco, 2016).

Transmisor: Corresponde a un cable de cobre configurado en forma de loop cuadrado por el que se hace circular la corriente inductora. Su tamaño es modificable dependiendo de las condiciones del terreno y los objetivos de la investigación, por lo que es elegido según la profundidad que se desea investigar, la capacidad de inyección de corriente y la resistividad del suelo.

Antena Receptora: Detecta el campo electromagnético secundario inducido en el subsuelo después de que se apaga la corriente del transmisor. Este receptor mide la respuesta de la tierra, que varía según las propiedades eléctricas del subsuelo.

Consola: Genera una corriente eléctrica que se envía a través de un transmisor. La corriente se enciende y apaga en pulsos cortos para crear un campo electromagnético transitorio. Actúa como un computador de terreno, está equipado con Windows XP y permite configurar las mediciones y adquisición de datos. Funciona con baterías que deben cargarse constantemente.

En este caso de estudio se utilizó un arreglo "Loop Central" con el objetivo de alcanzar profundidades de investigación comprendidas entre 10 y 150 m. Este tipo de arreglo fue seleccionado por su capacidad de proporcionar datos de alta resolución en las capas someras y medias del subsuelo, permitiendo visualizar la estratigrafía y las estructuras geológicas a diferentes profundidades, así como investigar características hidrogeológicas. Se instaló un loop transmisor de 40 x 40 m² con la antena receptora correspondiente a un loop cuadrado de 0,5 x 0,5 m, utilizando corrientes de 1 A y 7 A. La instalación del equipo en terreno se realizó utilizando una brújula para medir la dirección y una cinta métrica para asegurar las distancias (Figura 4.3).

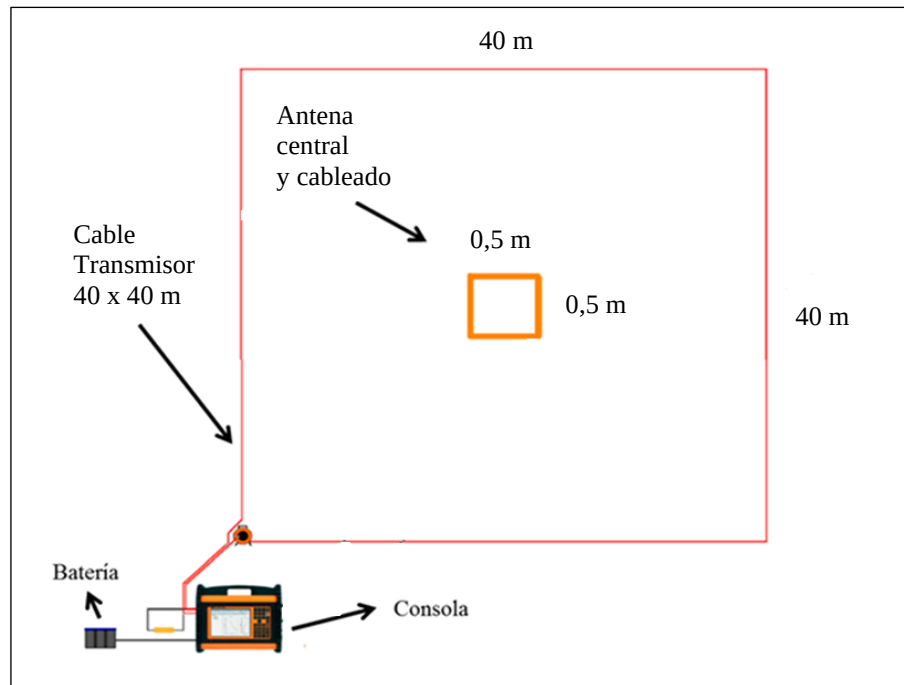


Figura 4.3: Disposición esquemática del instrumento en terreno. La antena receptora central, loop transmisor y consola receptora de los datos (Modificado de Blanco, 2016).

4.2 MODELAMIENTO 1D

El modelado unidimensional (1D) es una técnica fundamental en Ciencias de la Tierra que se utiliza para interpretar la estructura del subsuelo a partir de datos geofísicos de una manera simplificada. Este método se centra en la variación de propiedades físicas, como la resistividad, únicamente en la dirección vertical, asumiendo que las propiedades del subsuelo son homogéneas en las direcciones horizontales, lo que permite un enfoque simplificado y manejable para la caracterización del subsuelo (Keller y Frischknecht, 1966; Oldenburg, 1979; Koefoed, 1979).

Existen dos tipos principales de modelado 1D: el modelado directo (*forward modeling*) y el modelado inverso (*inverse modeling*).

El modelado directo implica la simulación de la respuesta geofísica esperada a partir de un modelo conocido del subsuelo. En el contexto de un modelo 1D, esto significa predecir cómo variará una propiedad geofísica con la profundidad y luego calcular la respuesta observada (como una curva de resistividad aparente) que resultaría de ese modelo (Keller y Frischknecht, 1966).

El modelado inverso, por otro lado, es el proceso mediante el cual se ajustan los parámetros del modelo del subsuelo para que la respuesta predicha se ajuste lo mejor posible a los datos geofísicos observados. En un modelo 1D, esto implica ajustar las propiedades del subsuelo en función de las observaciones de resistividad, con el objetivo de obtener un modelo que explique los datos medidos (Oldenburg, 1979).

En este trabajo se utilizó un enfoque inverso. El modelado 1D inverso en TEM ajusta un modelo del subsuelo a las mediciones geofísicas minimizando la diferencia entre los datos observados y los predichos. Este proceso iterativo optimiza continuamente los parámetros hasta obtener un ajuste óptimo, permitiendo desarrollar un modelo detallado de la resistividad del subsuelo, fundamental para la interpretación geológica y la toma de decisiones en exploración (Oldenburg, 1979; Farquharson, y Oldenburg, 2003).

4.3 APLICACIÓN DE SOFTWARE MODELAMIENTO 1D

4.3.1 Procesamiento en Interpex

El procesamiento de los datos obtenidos de las estaciones TEM se realizó utilizando el software comercial Interpex (IX1D). Al ingresar los datos de las mediciones y basarse en la componente vertical del campo magnético inducido (decaimiento de voltaje), el software genera automáticamente la curva de resistividad aparente. Dependiendo de las inflexiones observadas en la curva y los tiempos en que estas ocurren, es posible elaborar modelos estratificados que reflejan la variación de la resistividad eléctrica con la profundidad (modelos 1D).

En el software, se obtienen dos tipos de modelos: uno suavizado (*Smooth Layered Model*), realizado a través de una inversión Occam: con este método se obtienen modelos que prescinden de características que no son esenciales en el ajuste de las observaciones, y se compone de un gran número de estratos delgados mostrando una variación gradual de la resistividad; y uno estratificado (*Layered Model*), obtenido mediante el método de Marquardt (*Ridge Regression*) (Inman, 1975), formado por un número representativo de estratos con variación discontinua de la resistividad, que incluye una capa más profunda conocida como semiespacio ya que es conocida la profundidad a la que inicia, pero no su extensión final. Para ambos tipos de modelo, se puede ajustar manualmente la cantidad de capas que el software utilizará para graficarlos. En este estudio, se programaron 100

capas para el modelo suavizado, mientras que para el modelo de capas se ajustó un rango de 5 a 7 capas, siguiendo cuidadosamente la tendencia de las resistividades del modelo suavizado para lograr una representación más precisa. El semiespacio se estudiará hasta una profundidad de 150 m. Este modelo estratificado, que entrega valores discretos de resistividad será el utilizado para poder caracterizar un tipo de depósito o sedimento predominante en la capa modelada.

Adicionalmente, el programa calcula un conjunto de modelos equivalentes, que representan las variaciones posibles de cada parámetro para el mismo ajuste del modelo final. Estas muestran en líneas segmentadas donde se puede estimar un rango en profundidad en el cual puede variar el espesor de la capa.

4.3.2 Error de Ajuste

El ajuste de los datos de los modelos se mide mediante **RMS** (*Root Mean Square* o Raíz Cuadrada Media), medida estadística que cuantifica el error o la discrepancia entre los datos observados y los datos predichos por un modelo. En el contexto del análisis de datos TEM, el RMS se calcula para evaluar el ajuste del modelo de resistividad a las mediciones geofísicas de campo. Un RMS bajo indica un buen ajuste, mientras que uno alto sugiere una mayor discrepancia y la necesidad de ajustar los parámetros del modelo para mejorar su precisión (Koefoed, 1979; Farquharson, y Oldenburg, 2003; Zhdanov y Hohmann, 2003). Para este estudio se utiliza un límite RMS de 10%.

4.3.3 Perfiles de Resistividad

El software Interpex permite la creación de perfiles a color, representaciones visuales continuas de la resistividad del subsuelo. Estos perfiles se generan alineando los modelos 1D obtenidos en cada estación de medición y utilizando un algoritmo de interpolación para suavizar la transición entre los puntos adyacentes. Cada rango de resistividad se asigna a un color específico, con valores más bajos representados en colores cálidos (naranja y rojo) y valores más altos en colores fríos (azul y morado), facilitando la identificación de estructuras geológicas y la interpretación de los resultados. Para ajustar la topografía al perfil de resistividad, se utilizó el software Surfer 16. Este software integra coordenadas X, Y y Z, proporcionando una representación más precisa del subsuelo.

Los perfiles a color generados se utilizan para complementar el análisis de los modelos 1D y proporcionar una visión más integral de la variación espacial de las propiedades eléctricas del subsuelo en la zona de estudio.

4.4 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD RELATIVA

En este estudio, se ha utilizado un análisis de sensibilidad relativa para evaluar cómo las variaciones en la resistividad afectan los espesores de las capas obtenidas en los modelos de resistividad 1D. Esta elección metodológica se basa en la necesidad de comprender la influencia local de las incertidumbres en la resistividad sobre las capas modeladas, lo cual es crucial para la interpretación precisa de datos geofísicos.

El análisis de sensibilidad observa la relación que existe entre las variables de entradas y salidas dentro de un sistema (García-Moreno y otros, 2016; Jackson, 1972; Jupp y Vozoff, 1975; Menke, 1989). McGillivray y Oldenburg (1990) definen la sensibilidad como una función que de manera básica nos muestra el grado en que un cambio en la resistividad de una sección del subsuelo influirá en la medida del potencial. A valores más altos de la función de sensibilidad, mayor es la influencia de la región del subsuelo sobre la medida.

En este caso de estudio, la sensibilidad relativa mide cómo una variación porcentual ($\pm 10\%$) en la resistividad afecta al espesor o potencia de la capa obtenida en los modelos 1D graficados con Interpex. Utilizando las variables remitidas a este estudio, la ecuación de la sensibilidad relativa se aproxima numéricamente de la siguiente forma:

$$s_{\rho,h} = \frac{\frac{\Delta h}{h}}{\frac{\Delta \rho}{\rho}} = \frac{\left(\frac{h' - h}{h}\right)}{\frac{(\rho' - \rho)}{\rho}}$$

Donde:

- Δh es el cambio en el espesor.
- $\Delta \rho$ es el cambio en la resistividad.
- h es espesor original.
- ρ es la resistividad original.

Teniendo la ecuación para determinar la sensibilidad de los modelos se llevaron a cabo los siguientes pasos:

1. Se modifican las resistividades obtenidas en los modelos 1D estratificados en un $\pm 10\%$ (ρ').
2. Las resistividades ρ' se ingresan al software Interpex como datos para realizar nuevos modelos. Así se obtienen nuevos valores de espesor de las capas (h') y como varían estos resultados.
3. Se reemplazan los datos en la ecuación y se obtienen los resultados de sensibilidad.
4. Se evalúa el resultado a partir del siguiente criterio:
 - Si $S_{\rho,h} < 1$, el espesor de las capas posee una baja sensibilidad a cambios en la resistividad. Esto significa que un cambio del 10% en la resistividad provoca un cambio menor al 10% en la potencia.
 - Si $S_{\rho,h} > 1$, el espesor es muy sensible a cambios en la resistividad. Esto significa que un cambio del 10% en la resistividad provoca un cambio mayor al 10% en la potencia.

Los resultados de esta sección se encuentran detallados en el Anexo 2: Análisis de Sensibilidad. La metodología descrita aquí se basa en la teoría de análisis de sensibilidad, utilizada en estudios geofísicos para evaluar la robustez de los modelos frente a incertidumbres en los parámetros de entrada (Jackson, 1972; Jupp y Vozoff, 1975; Menke, 1989). Esta técnica permite identificar qué parámetros tienen mayor impacto en los resultados del modelo y cómo las variaciones en estos parámetros pueden influir en las interpretaciones geológicas.

5. RESULTADOS

En esta sección se presentan los resultados obtenidos de los modelos de resistividad 1D y secciones cuasi 2D desarrolladas para el estudio. Los resultados permiten identificar y caracterizar las capas conductoras y resistivas presentes en el subsuelo, así como su variación espacial a lo largo de los perfiles estudiados.

5.1 MODELOS 1D

Luego de ingresar los datos de las estaciones al software Interpex, se obtuvo 24 modelos 1D de capas. En la Figura 5.1, correspondiente a la Estación 4 (*Station 4*), se presenta a modo de ejemplo los resultados obtenidos para cada sondaje. Cada figura posee dos ventanas: en la izquierda una curva que representa la resistividad aparente; y en la ventana derecha, el modelo de resistividad en función de la profundidad, con el modelo estratificado en línea continua roja, el modelo suavizado en línea continua color amarillo y los modelos equivalentes en líneas a trazos verdes. Todos los modelos arrojan un error de ajuste (RMS) no mayor a 10%. En el Anexo 1: Modelos 1D, se plasman todos los modelos de capas, con detalle de las resistividades y RMS.

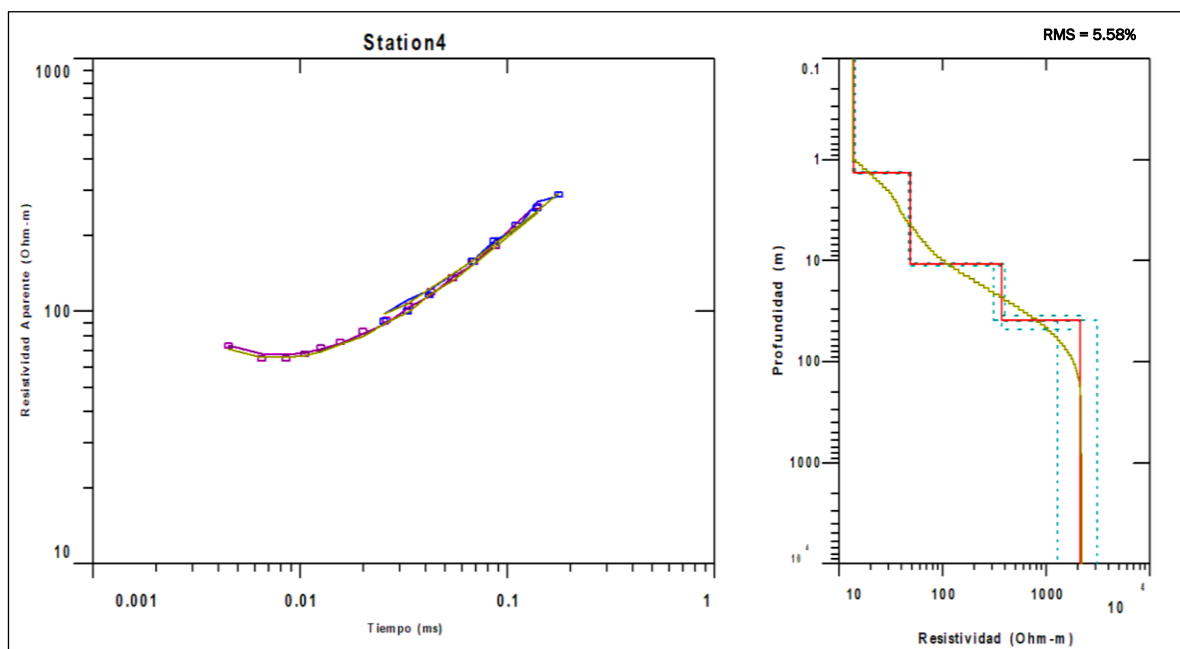


Figura 5.1: Modelo 1D, Estación 4. La ventana de la izquierda muestra la curva de resistividad aparente, donde se marca una tendencia ascendente de las señales registradas a través del tiempo. La ventana de la derecha muestra el modelo suavizado de resistividades con una línea en color amarillo y el modelo estratificado en una línea color rojo. Modelos equivalentes se muestran con una línea discontinua de color verde. El RMS obtenido en el modelo estratificado es 5.58%.

Cabe destacar que dos de las 26 estaciones medidas (estación 2 y estación 9) no lograron un ajuste que permitiera modelar con precisión los datos obtenidos en terreno. El error de ajuste en estas estaciones fue elevado, alcanzando aproximadamente un 35% (RMS) por lo que no fueron incluidas en los análisis posteriores de este estudio. Es posible que estas estaciones fueran afectadas por distintas fuentes de error como las que se detallan en el Capítulo 2.

5.2 PERFILES DE RESISTIVIDAD

Para observar la geometría de las capas, los modelos 1D se combinan en perfiles. A continuación, se muestran los modelos 1D interpolados como secciones 2D de resistividad en profundidad (Figura 5.2). Estos son el resultado integrado de todas las estaciones, excepto aquellas que no lograron un buen ajuste (estación 2 y estación 9).

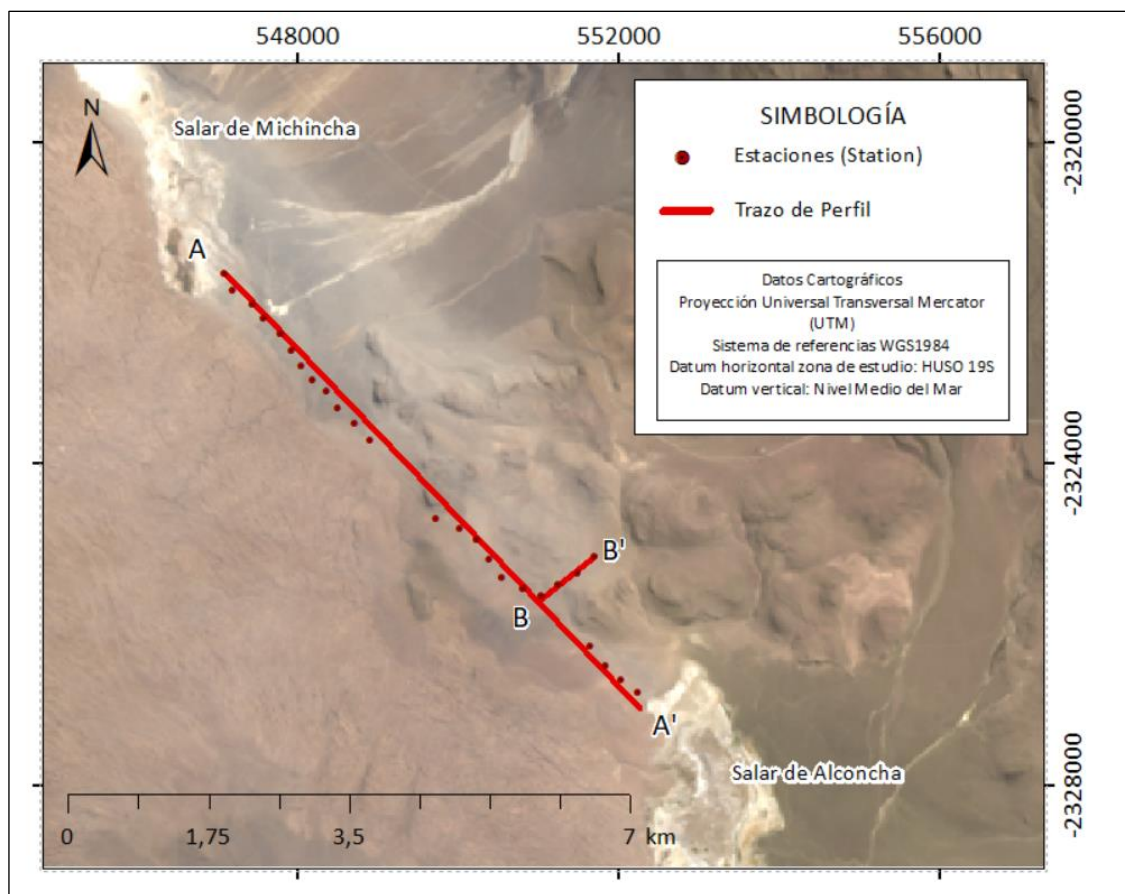


Figura 5.2: Ubicación de los perfiles de resistividades. A-A' corresponde al perfil principal que comprende las estaciones 1 a 19 y 23 a 26, excluyendo la estación 2 y 9. B-B' es el perfil perpendicular que comprende las estaciones 19 a 22.

5.2.1 Perfil Principal A-A'

El perfil principal está integrado por las estaciones 1 a 19 y 23 a 26 con una longitud de 7,5 km aproximadamente y dirección NW-SE (Figura 5.3).

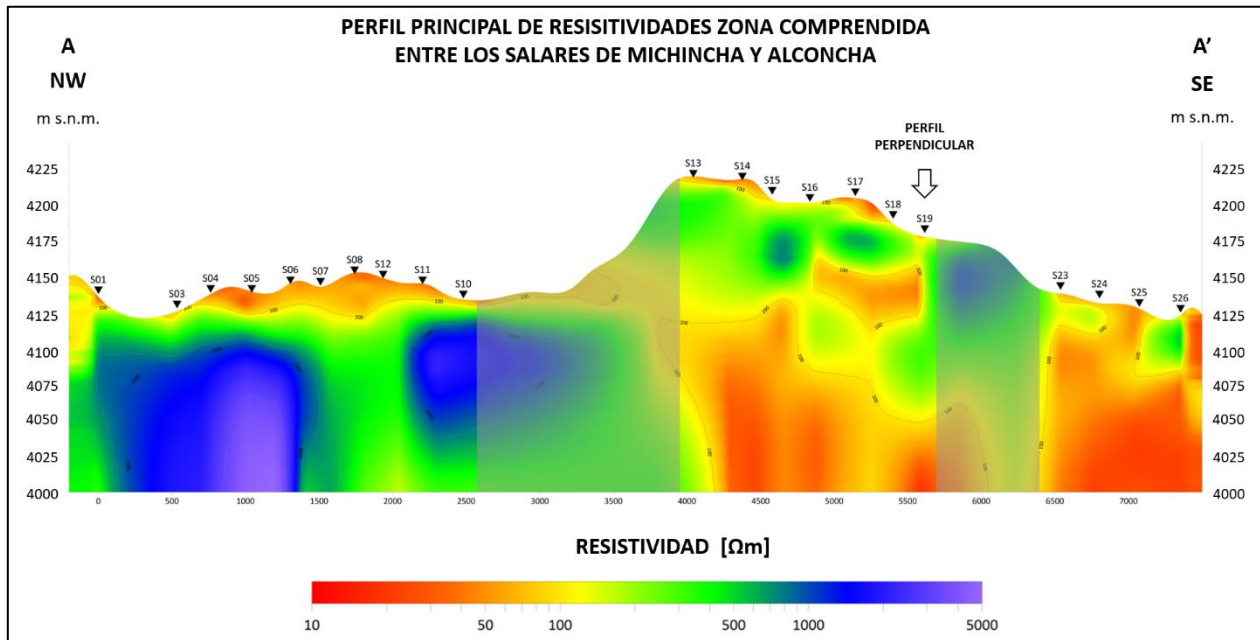


Figura 5.3: Perfil Principal NW-SE zona de estudio. Modelo 2D de las estaciones 1 a 26, excluyendo la estación 2 y 9. Las zonas con colores amarillos y rojos representan materiales de baja resistividad, zonas con colores verdes y azulados indican zonas de media a alta resistividad. Las áreas difuminadas en gris corresponden a zonas sin toma de datos.

Para facilitar su comprensión, se dividirá la descripción en dos partes: desde la estación 1 a 12 (sector NW), y desde la estación 13 hasta el final (sector SE).

5.2.1.1 Sector NW (Estaciones 1 a 12)

En términos generales, se observa un aumento de las resistividades en profundidad y al menos tres unidades o capas distintas. (Figura 5.4)

Primera Unidad (C1): Se encuentra bajo las estaciones 1 y 3 a 10. Corresponde a una capa discontinua de baja resistividad, con un espesor que varía desde la superficie hasta un máximo de 10 m de profundidad, presentando valores de 13 a 50 Ωm (excepto la estación 6, que registra un valor de 80 Ωm en superficie).

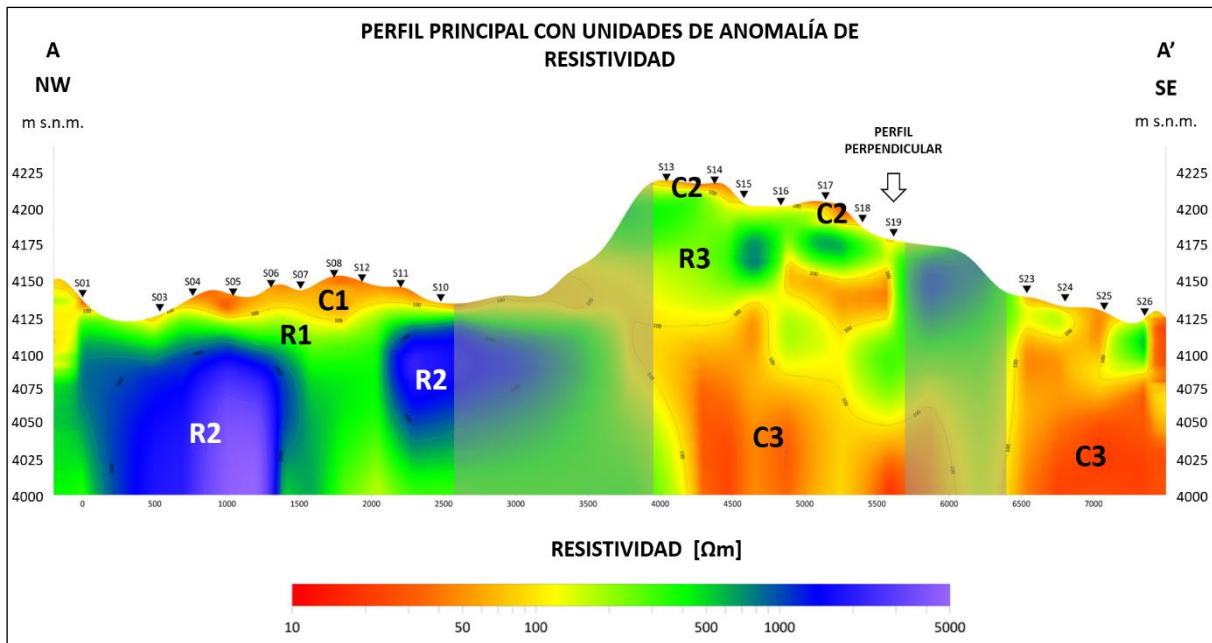


Figura 5.4: Perfil Principal con unidades de anomalía de resistividad en profundidad. Letra R indica zonas de media a alta resistividad, letra C refiere a zonas conductivas (baja resistividad).

Segunda Unidad (R1): Es continua y medianamente resistiva, con un espesor variable de 10 a 25 m y valores de 100 a 400 Ωm . Esta capa se vuelve más prominente en las estaciones 8 y 12, alcanzando aproximadamente 30 m de espesor.

Tercera Unidad (R2): Se sitúa a una profundidad mínima de 25 m y es altamente resistiva, con rangos de 500 a 5.000 Ωm . Está presente bajo las estaciones 1 a 7, 11 y 10, con un espesor mínimo estimado de 100 m. Es notable que esta unidad está dividida verticalmente por una zona de menor resistividad, detectada bajo las estaciones 7, 8 y 12, con rangos de 170 a $\sim 400 \Omega\text{m}$.

5.2.1.2 Sector SE (Estaciones 13 a 19 y 23 a 26)

En esta sección, se observa una disminución de la resistividad en profundidad, identificándose al menos tres unidades o zonas resistivas.

Primera Unidad (C2): Se extiende desde la superficie hasta 6 m de profundidad bajo las estaciones 13, 14, y 17 a 19. Es una capa discontinua y conductiva, con valores de 14 a 30 Ωm .

Segunda Unidad (R3): Medianamente resistiva, registra valores de 80 a 500 Ωm . Se distribuye de manera discontinua y compleja, con una profundidad mínima de 6-7 m y un espesor mínimo de 20 m, alcanzando hasta 125 m aproximadamente bajo la estación 19. Esta unidad incluye áreas con resistividades de $\sim 1.000 \Omega\text{m}$ y otras en rangos de $\sim 30 \Omega\text{m}$.

Tercera Unidad (C3): A partir de los 60 m de profundidad, se identifica una unidad conductiva con valores de 15-100 Ωm . Es discontinua y, en las estaciones 24 y 25, muestra una conexión con la superficie, con resistividades superficiales de 20-60 Ωm .

5.2.2 Perfil Perpendicular B-B'

Este perfil comienza en la estación 19, donde conecta con el perfil principal, y termina en la estación 22. Está orientado SW-NE y tiene una extensión aproximada de 800 m (Figura 5.5)

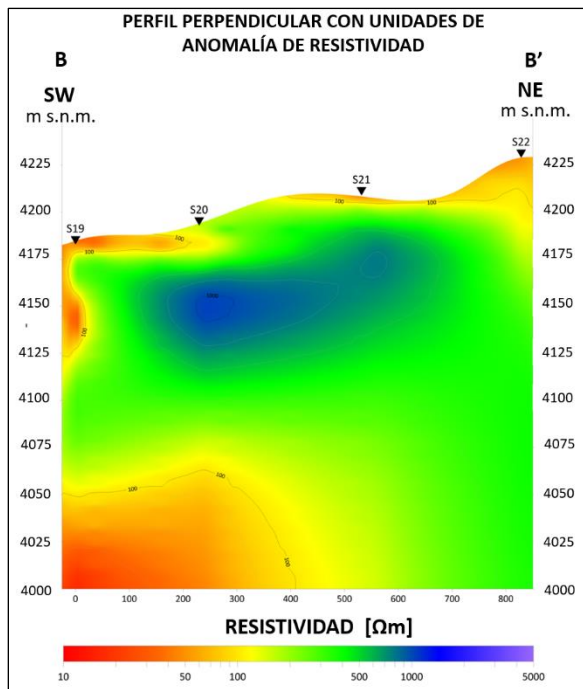


Figura 5.5: Perfil Perpendicular con dirección SW-NE desde la estación 19 a 22. Las zonas con colores amarillos y rojos representan materiales con baja resistividad, zonas con colores verdes y azulados indican zonas de media a alta resistividad.

En esta sección se pueden reconocer al menos 2 unidades de distinta resistividad (Figura 5.6).

Primera Unidad (R3?): Corresponde a una zona de mediana resistividad con rangos de 100 a 500 Ωm y un espesor de al menos 100 m. Esta unidad contiene una zona acotada más resistiva que

alcanza 700 Ωm . Sus características y ubicación son similares a la segunda unidad descrita en el sector SE del perfil principal.

Segunda Unidad (C3?): A profundidad, ~ 125 m bajo las estaciones 19 y 20, se identifica una unidad conductiva con rangos de 15 a 60 Ωm . Por su ubicación y valores de resistividad, podría corresponder a una extensión de la tercera unidad descrita en el sector SE del perfil principal.

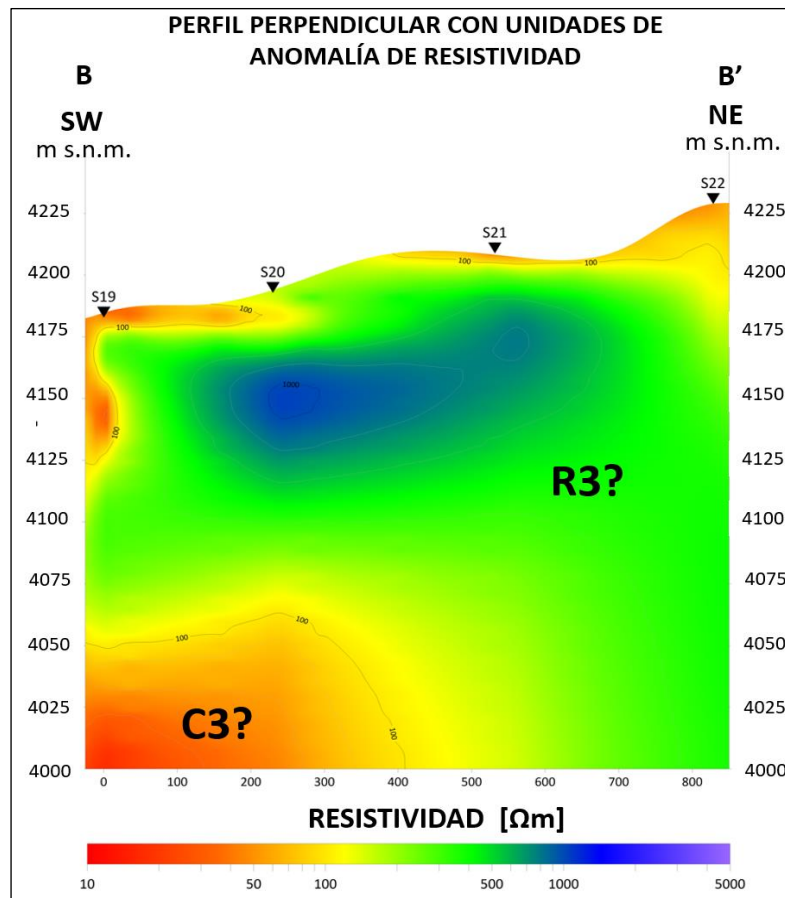


Figura 5.6: Perfil Perpendicular con unidades de interés. Letra R indica zona de media a alta resistividad, letra C se refiere a zonas conductivas.

5.3 RESULTADOS SENSIBILIDAD RELATIVA

La sensibilidad relativa mide cómo una variación porcentual en una variable de entrada afecta una variable de salida. En este caso se utilizó como parámetro de entrada a la resistividad con una variación de $\pm 10\%$ y se observó la variación en el espesor de las capas. Se evalúa el resultado a partir del siguiente criterio:

- Si $S_{\rho,h} < 1$, el espesor de las capas posee una baja sensibilidad a cambios en la resistividad. Esto significa que un cambio del 10% en la resistividad provoca un cambio menor al 10% en la potencia.
- Si $S_{\rho,h} > 1$, el espesor es muy sensible a cambios en la resistividad. Esto significa que un cambio del 10% en la resistividad provoca un cambio mayor al 10% en la potencia.

Los resultados de esta sección se encuentran detallados ampliamente en el Anexo 2.

Se registraron zonas de alta sensibilidad relativa en las capas superficiales (<5 m, principalmente 1 m) de las estaciones 1, 4, 6, 7, 8, 13, 15, 21 y 23.

A profundidades de 35-50 m también se registraron capas con alta sensibilidad a cambios en la resistividad, en las estaciones 8, 12, 18 y 22.

Zonas muy profundas (>100 m) registraron menos variaciones, solo en la estación 15 en capas a 150 m.

6. DISCUSIÓN

El análisis e interpretación de los perfiles se realiza con base en la caracterización geológica recopilada de cartas geológicas, estudios hidrogeológicos y de exploración geofísica llevados a cabo en la zona de estudio y sus alrededores.

Las unidades C1 y C2 estarían asociadas a sedimentos no consolidados. Según la información geológica de Vergara y Thomas (1984) y ARCADIS (2012), corresponden principalmente a depósitos aluviales o coluviales, mayormente compuestos por arenas con un menor porcentaje de arcillas. Particularmente C2, al encontrarse en la cima de uno de los conos pobremente preservados del Mioceno Superior, correspondería a material disgregado y erosionado de la unidad Estratovolcanes I descrita por Vergara y Thomas (1984).

La unidad R1, tiene un espesor de aproximadamente 20 m, llegando hasta 30-40 m en algunos sectores, coincidiendo espacialmente con depósitos ignimbríticos. Esto, sumado a los resultados de resistividad, permitirían asociarla a la Ignimbrita Ujina, la cual según Vergara y Thomas (1984), ARCADIS (2012) y MAYCO (2019) en la zona posee un espesor variable y está fuertemente erosionada, lo que permitiría el almacenamiento de agua. ARCADIS (2012) describe las unidades hidrogeológicas de la cuenca del Salar de Michincha, donde la segunda de ellas corresponde a la Ignimbrita, la cual es descrita como una unidad hidrogeológica de importancia media, con permeabilidad secundaria asociada principalmente a la falla Michincha y con un nivel freático de 4.120 a 4.095 m s.n.m. lo que estaría dentro de los rangos de profundidad de la capa obtenida (~4.100-4.125 m s.n.m.).

Con respecto a la unidad R2, esta es altamente resistiva con rangos de valor de 500-5.000 Ωm , y espacialmente coincide con la unidad Ignimbrita Ujina. Vergara y Thomas (1984) y ARCADIS (2012) mencionan que la ignimbrita está constituida por zonas de tobas fuertemente soldadas, lo que funcionaría como una capa impermeable; esto coincidiría con los rangos de resistividad medidos. Además, ARCADIS (2012) menciona una unidad hidrogeológica impermeable dentro de la cuenca del salar de Michincha, pero no proporciona mayores detalles. Surge una asociación extra a partir de los trabajos de Tomlinson y otros (2001) y AURUM (2011, en SGA, 2022) los cuales

determinan un rango de edad más amplio y más antiguo para la unidad volcánica Estratovolcanes I. Los autores describen que la Ignimbrita Ujina cubre parte de la unidad volcánica andesítico-dacítica del Mioceno Superior, de esta manera, R2 podría estar reflejando un cuerpo volcánico resistivo, sin embargo, no se tienen mayores estudios que apoyen este análisis.

Por otro lado, la unidad R2, está atravesada casi verticalmente por una zona de menor resistividad (Figura 6.1a), con rangos de 170 a 400 Ωm , coincidentes con la unidad R1. En este aspecto, MAYCO (2019) describe flujo de agua a través de fracturas en las unidades de la zona de estudio, por lo que la disminución en la resistividad de este esquema podría estar relacionado a fracturamiento o concretamente a una zona de falla, permitiendo circulación de agua, lo que se traduce en un descenso de resistividad.

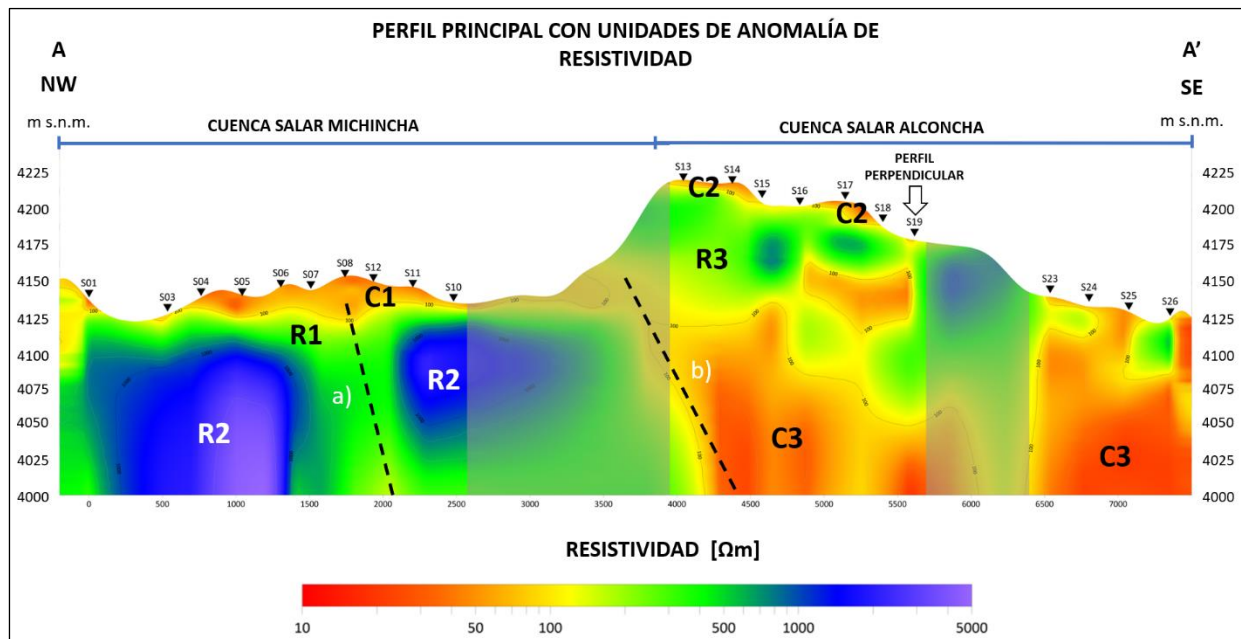


Figura 6.1: Perfil Principal y estructuras identificadas. A) zona de falla con menor resistividad que separa la unidad resistiva R1. B) Zona de falla que separa las cuencas de ambos salares. Letra R indica zonas de media a alta resistividad, letra C refiere a zonas conductivas (baja resistividad).

La unidad R3 se encuentra a una profundidad de ~3-5 m desde la superficie, alcanzando hasta 125 m en el sector sureste del perfil principal. Espacialmente coincide con depósitos volcánicos antiguos e ignimbríticos. Presenta características que pueden asociarse a la unidad Estratovolcanes I (Vergara y Thomas, 1984), caracterizados por presentar conos de composición andesítica fuertemente erosionados y con alteración sulfídica. Estas características coinciden con los rangos

de resistividad obtenidos para esta capa y además explican las pequeñas zonas más resistivas ($\sim 700\text{-}1.000\ \Omega\text{m}$) como una posible ubicación de roca fresca (andesita).

La unidad C3 presenta bajas resistividades ($\sim 15\text{-}100\ \Omega\text{m}$) y espacialmente estaría asociada a depósitos aluviales en zonas más superficiales y a depósitos ignimbríticos hacia profundidad. Las descripciones que apoyan esta idea se encuentran en estudios hidrogeológicos realizados por consultoras SGA (2007) e Iturra (2014) donde reconocen dos unidades hidrogeológicas presentes al norte del salar Alconcha. La primera de ellas en superficie compuesta de depósitos aluviales y en profundidad una unidad correspondiente a la Ignimbrita Ujina, la que almacenaría agua por medio de fracturas. Por último, es evidente el contraste de resistividades entre las unidades C3 y R1-R2, que además coincide con la divisoria de agua de las cuencas de ambos salares, esta zona de contraste también podría interpretarse como una zona de falla (Figura 6.1b).

Estudios hidrogeológicos realizados por SGA (2007), ARCADIS (2012) y MAYCO (2019) sugieren una desconexión hidráulica entre las cuencas del salar de Michincha y Alconcha. Esta información parece confirmarse con los resultados del perfil, pero se sugiere aumentar la cobertura de estaciones y complementar con estudios hidrogeológicos.

Los estudios hidrológicos e hidrogeológicos realizados alrededor de la zona de estudio sugieren la presencia de agua en unidades de baja resistividad. Según las anomalías de resistividad registradas por este estudio, se infiere que el agua presente podría corresponder a agua diluida (meteorica) y no a agua salada. Sin embargo, para confirmar esta hipótesis, es esencial realizar estudios adicionales que consideren la resistividad de la roca, la resistividad del agua contenida en los poros y otros factores geofísicos y geoquímicos. A través de un análisis cuantitativo más exhaustivo se podrá determinar con mayor precisión la salinidad del agua en la zona de estudio.

Por último, el análisis de sensibilidad relativa arroja una baja sensibilidad del espesor de las capas a las variaciones de resistividad en la mayoría de las estaciones, lo que le da fiabilidad al modelo obtenido, no obstante, las capas más sensibles corresponderían a C1 y C2. La sensibilidad en capas superficiales puede ser debida a varios factores, incluyendo la configuración inicial de las estaciones, la naturaleza del subsuelo y el ruido de alta frecuencia.

Con los datos obtenidos, es posible conseguir una primera imagen de la distribución de la resistividad en la región de estudio, pero para una mejor comprensión se propone aumentar la cobertura de las estaciones y aumentar la adquisición de datos. Mejores resultados podrían conseguirse complementando el perfil principal con varios perfiles cortos perpendiculares a él. Esto contribuiría con una interpretación estructural detallada de la zona, sobre todo de la Falla Michincha, y aportaría una mejor comprensión del flujo de fluidos en la zona.

7. CONCLUSIONES

El método Transiente Electromagnético (TEM) ha demostrado ser una herramienta esencial en la exploración geofísica, particularmente en la identificación y caracterización de estructuras geológicas y acuíferos. Este estudio ha utilizado perfiles TEM para interpretar la resistividad del subsuelo en el norte de Chile, específicamente en la zona comprendida entre los salares de Michincha y Alconcha, en las regiones de Tarapacá y Antofagasta, basándose en la caracterización geológica obtenida de cartas geológicas, estudios hidrogeológicos y de exploración geofísica realizados en la zona.

Se identificaron al menos 6 zonas de anomalías de resistividad. Zonas superficiales de baja resistividad (C1 y C2) asociadas a sedimentos no consolidados, como depósitos aluviales y coluviales mayormente compuestos por arenas y arcillas, además de material erosionado de unidades volcánicas miocénicas. Zonas de resistividad media (R1 y R3), relacionadas espacialmente con depósitos ignimbríticos y volcánicos respectivamente, asociadas a la Ignimbrita Ujina y a la unidad Estratovolcanes I del Mioceno Superior.

Se identificó una unidad de alta resistividad (R2) (500-5.000 Ωm), la que fue asociada a zonas fuertemente soldadas de la unidad Ignimbrita Ujina, las que estarían actuando como unidades impermeables. Adicionalmente, se visualizó una zona vertical de menor resistividad que corta a la unidad R2, lo que se asoció a una zona de fracturamiento.

Finalmente, se visualizó una unidad de gran espesor y de baja resistividad (C3) ($\sim 15\text{-}100 \Omega\text{m}$), la cual fue asociada a depósitos aluviales en superficie y depósitos ignimbríticos en profundidad. Esta unidad sugiere un contraste de resistividades que podría indicar la presencia de una zona de falla entre las cuencas de los salares de Michincha y Alconcha.

Los estudios hidrológicos e hidrogeológicos llevados a cabo en los alrededores de la zona de estudio indican la presencia de agua en unidades de baja resistividad. Según las anomalías de resistividad detectadas en este estudio, el agua presente probablemente corresponde a agua diluida (meteórica) en lugar de agua salada. No obstante, es crucial realizar estudios adicionales o un

análisis cuantitativo más detallado para determinar con mayor exactitud la salinidad del agua en esta zona.

Por último, estudios de esta índole, sugieren una desconexión hidráulica entre las cuencas del salar de Michincha y el salar de Alconcha, lo cual se confirma con los resultados obtenidos en este estudio. Sin embargo, se recomienda ampliar la cobertura de estaciones y complementar con estudios hidrogeológicos adicionales para obtener una comprensión más completa de la estructura y dinámica hidrogeológica de la región.

8. REFERENCIAS

- ACOSTA, O., RENGIFO, P., DZOGOLYK, E., Y MUÑOZ, J. F. 2009. De la exploración hidrogeológica a la gestión hídrica avanzada, Salar de Coposa, Norte de Chile. Documento Técnico. Minera Inés de Collahuasi-Geohidrología Consultores Ltda.-DICTUC (Inédito): 11 pp., Antofagasta.
- ALLMENDINGER, R. W.; JORDAN, T. E.; KAY, S. M. Y ISACKS, B. L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*. **Vol. 25** (1): 139-174.
- ARCADIS. 2018. Estudio Impacto Ambiental Proyecto Desarrollo de Infraestructura y Mejoramiento de Capacidad Productiva de Collahuasi. Capítulo 3.7-Hidrogeología (Inédito): 90 pp., Antofagasta.
- ARCADIS. 2009. Proyecto Optimización a 170 KTPD. Compañía minera Doña Inés de Collahuasi (Inédito). Antofagasta.
- ARCADIS. 2012. Estudio de Impacto Ambiental. Quebrada Blanca Fase 2. Teck Quebrada Blanca (Inédito). Santiago.
- ARCOS, R., PINO, H., FANNING, M., GARDEWEG, M., CAMACHO, J., SPROHNLE, C., Y MONT, A. 2009. Nuevos Antecedentes Geológicos y Geocronológicos en el Área de Collahuasi, Región de Tarapacá, Chile. Congreso Geológico Chileno N° 12. Santiago.
- AUKEN, E., CHRISTIANSEN, A.V., JACOBSEN, L., Y SØRENSEN, K.I. 2006. A comparison of 2D laterally constrained inversion and 1D laterally constrained inversion of electrical resistivity data. *Geophysics*, **Vol. 71** (6): 135-144.
- BLANCO ARRUE, B. N. 2016. Análisis de las variaciones de resistividad eléctrica utilizando transiente electromagnético en la cuenca de Santiago. Tesis de Magister. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas (Inédito): 128 pp. Santiago.
- BLANCO ARRUE, B., YOGESHWAR, P., TEZKAN, B., MÖRBE, W., DIAZ, D., FARAH, B., BUSKE, S., NINNEMAN, L., DOMAGALA, J.P., DIEDERICH, J., GEBHARDT, C., WENNRICH, V. 2022. Exploration of sedimentary deposits in the Atacama Desert, Chile, using integrated geophysical techniques. *Journal of South American Earth Sciences*. **Vol. 115**: 15 pp.
- CARMICHAEL, R.S. 1989. Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. CRC Press: 756 pp., Florida.
- 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 para optar al título de Geóloga. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas (Inédito): 220 pp. Santiago.

CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO EN RECURSOS HÍDRICOS (CIDERH). 2013. Recursos hídricos región de Tarapacá: Diagnostico y sistematización de la información (Inédito): 223 pp. Iquique.

CIREN. 2010. BIBLIOTECA DIGITAL CIREN. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/items/1d61507c-0386-4484-a667-649deb56e9eb>

DAVIS, M., Y ANNAN, A. 1995. Application of geophysical methods in environmental studies: a review. *Geophysics*, **Vol. 60** (6): 1662-1676.

EVERETT, M. E. 2012. Near-Surface Applied Geophysics. Cambridge University Press: 403 pp., Cambridge.

FARIAS, M.; CHARRIER, R.; COMTE, D.; MARTINOD, J. Y HÉRAIL, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*. **Vol. 24** (4): 27 pp.

FARQUHARSON, C. G., Y OLDENBURG, D. W. 2003. A comparison of automatic techniques for estimating the regularization parameter in non-linear inverse problems. *Geophysical Journal International*, **Vol. 156** (2): 411-425.

FITTERMAN, D. V., Y ANDERSON, W. L. 1987. Effect of transmitter turn-off time on TEM measurements. *Geophysics*, **Vol. 52** (2): 158-160.

GARCÍA-MORENO, A. I., GONZÁLEZ-BARBOSA, J. J., HURTADO-RAMOS, J. B., ORNELAS-RODRÍGUEZ, F. J., & RAMÍREZ-PEDRAZA, A. 2016. Análisis de la sensibilidad en un modelo de calibración cámara-LiDAR. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, **Vol. 32** (4): 193-203.

GOLDMAN, M., Y NEUBAUER, F. M. (1994). Groundwater exploration using integrated geophysical techniques. *Surveys in geophysics*, **Vol. 15**: 331-361.

HENRÍQUEZ, G. 2013. Caracterización de Humedales Altoandinos para una gestión sustentable de las actividades productivas del sector norte del país: Informe recurso suelo, III Atacama. Centro de Información de Recursos Naturales (Inédito): 11 pp., Copiapó.

HENRÍQUEZ H. Y MONTTI S. 1976. Estudio hidrogeológico de los salares Coposa y Michincha. Instituto de Investigaciones Geológicas, Sección de Hidrogeología (Inédito): 42pp., Iquique.

INMAN, J. 1975. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, **Vol. 40** (5): 798– 817.

ITURRA J. N. 2014. Caracterización Hidrogeoquímica de la cuenca del Loa Alto, Región de Antofagasta, Chile (Inédito): 441 p., Santiago.

- JACKSON, D. D. 1972. Interpretation of inaccurate, insufficient, and inconsistent data. *Geophysical Journal International*, **Vol. 28** (2): 97-109.
- JUPP, D. L. B., Y VOZOFF, K. 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophysical Journal International*, **Vol. 42** (3): 957-976.
- KAUFMAN, A. A., & KELLER, G. V. 1983. Frequency and transient soundings. Elsevier: 685 pp., Amsterdam.
- KELLER, G. V., Y FRISCHKNECHT, F. C. 1966. Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press: 519 pp., Minesota.
- KOEFOED, O. 1979. Geosounding Principles: 1 Resistivity Sounding Measurements. Elsevier Scientific Publishing Company: 275 pp. Amsterdam.
- LICTEVOUT, E. 2013. Recursos Hídricos Región de Tarapacá: Diagnóstico y sistematización de la información (Inédito): 110 pp., Iquique.
- LOKE, M. H., ACWORTH, I., Y DAHLIN, T. 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, **Vol. 34** (3): 182-187.
- MAYCO 2019. Informe final Evaluación Ambiental Agua Subterránea Sector Suroeste Salar Michincha. Compañía minera Doña Inés de Collahuasi SCM (Inédito): 90 pp., Santiago.
- MCNEILL, J. D. 1994. Principles and Application of Time Domain Electromagnetic Techniques for Resistivity Sounding. Technical Note TN-27. Geonics Limited (Inédito): 15 pp., Ontario.
- METCALF, K., KAPP, P., DECELLES, P. G., DUCEA, M. N., CARRAPA, B., Y KAPP, P. A. 2015. Along-strike variations in crustal seismicity and modern lithospheric structure of the central Andean forearc. *Geological Society of America Memoirs*, **Vol. 212**: 61-78.
- MENKE, W. 1989. Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. Academic Press: 289 pp., San Diego.
- MINSLEY, B. J., ABRAHAM, J. D., SMITH, B. D., CANNIA, J. C., VOSS, C. I., JORGENSEN, M. T., WALVOORD, M. A., WYLIE, B. K., ANDERSON, L., BALL, L. B., DESZCZ-PAN, M., WELLMAN, T. P., Y AGER, T. A. 2012. Airborne electromagnetic imaging of discontinuous permafrost. *Geophysical Research Letters*, **Vol. 39** (2): 1-8.
- MONTECINOS, D. P. 2019. Modelamiento geofísico de las estructuras someras del sistema geotermal El Tatio. Tesis de Magister. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas (Inédito): 181 pp., Santiago.
- MUNIZAGA, F., MAKSAEV, V., FANNING, C. M., GIGLIO, G., YAXLEY, G., TASSINARI C.C.G. 2008. Late Paleozoic–Early Triassic magmatism on the western margin of Gondwana: Collahuasi area, Northern Chile. *International Association for Gondwana Research*. **Vol. 13** (3): 407–427.

MUÑOZ, J., & MUÑOZ PARDO, J. F. 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 (Inédito): 155 pp., Santiago.

NABIGHIAN, M. N., Y MACNAE, J. C. 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. Electromagnetic methods in applied geophysics: Volume 2 (Misac N. Nabighian editor). Society of Exploration Geophysicists: 427-520. Tulsa.

OLDENBURG, D. W. 1979. One-dimensional inversion for natural source magnetotelluric observations. *Geophysics*, **Vol. 44** (8): 1218-1244.

PALACKY, G.J. 1987. Resistivity characteristics of geologic targets. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics (Misac N. Nabighian editor). Society of Exploration Geophysicists: 53-129. Tulsa.

RAMÍREZ, C. Y HUETE, C. 1981. Hoja Ollagüe, Región de Antofagasta SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°. 40, 1 mapa escala 1:250.000 (Inédito): 52 pp., Santiago.

RISACHER, F.; ALONSO, H.; SALAZAR, C. 1999a. Geoquímica de Aguas en Cuencas Cerradas: Volumen II. Convenio de Cooperación Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas (DGA)-Universidad Católica del Norte (UCN)-Institut de Recherche Pour Le Développement (IRD) (ex Orstom) (Inédito): 145 pp. Antofagasta.

RISACHER, F.; ALONSO, H.; SALAZAR, C. 1999b. Geoquímica de Aguas en Cuencas Cerradas: Volumen III. Convenio de Cooperación Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas (DGA)-Universidad Católica del Norte (UCN)-Institut de Recherche Pour Le Développement (IRD) (ex Orstom) (Inédito): 299pp., Antofagasta.

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1, 2003) (Inédito): 10 pp., Santiago.

SMITH, R. S., Y ANNAN, A. P. 1998. Advances in airborne and ground TEM systems. *Exploration Geophysics*, **Vol. 29** (1): 83-91.

SGA 2007. Declaración de Impacto Ambiental Proyecto Estudio hidrogeológicos salar de Alconcha. Anexo N°3, Estudio de Línea Base. Cía Minera Quebrada Blanca (Inédito): 112 pp., Santiago.

SGA 2022. Declaración de Impacto Ambiental “Ajustes Proyecto Collahuasi”. Anexo 2-E. Caracterización Ambiental Geología (Inédito): 198 pp., Santiago.

SHARMA, P. V. 1997. Environmental and engineering geophysics. Cambridge university press: 436 pp., Cambridge.

SPIES, B. R. 1989. Depth of Investigation in Electromagnetic Sounding Methods. *Geophysics*, **Vol. 54** (7): 872-888.

VERGARA, H. 1978. Cuadrángulo Ujina. Región de Tarapacá. Inst. Invest. Geol. Carta Geol. Chile. No. 33 (Inédito): 63 pp., Santiago.

VERGARA, H.; THOMAS, A. 1984. Hoja Collacagua, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No 59, 1 mapa escala 1:250.000 (Inédito): 79 pp., Santiago.

WARD, STANLEY H, & HOHMANN, GERALD W. 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, **Vol. 1**: 131–311.

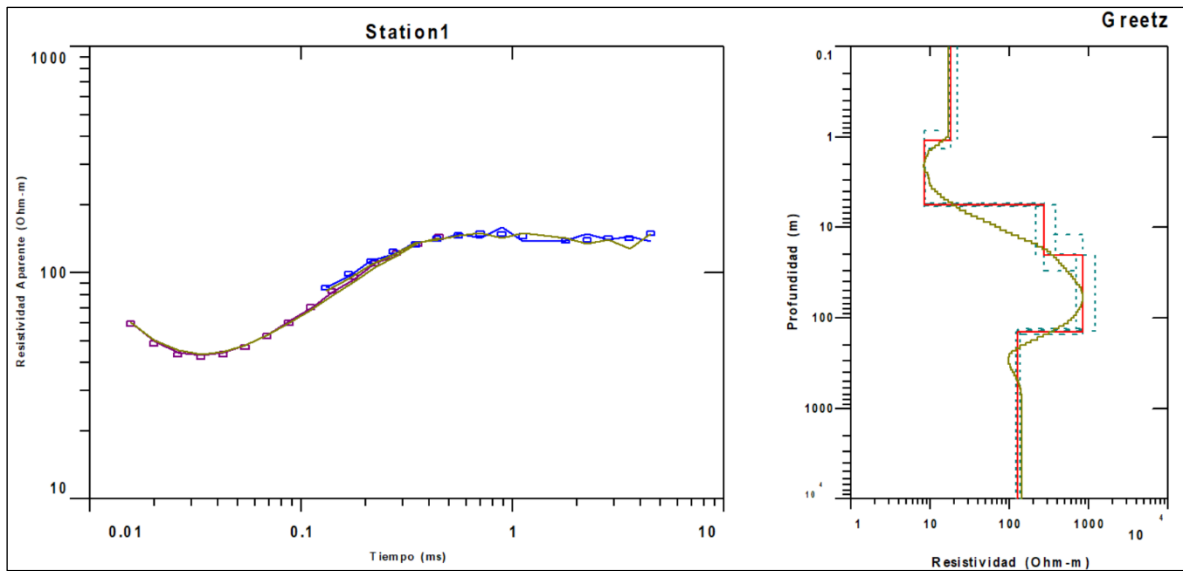
WIKILOC. 2019, July 1. Wikiloc. <https://gl.wikiloc.com/rutas-coche/salar-michincha-37113869>

ZHDANOV, M.S., & HOHMANN, G.W. 2003. Geophysical Inverse Theory and Regularization Problems. Elsevier: 410 pp., Amsterdam.

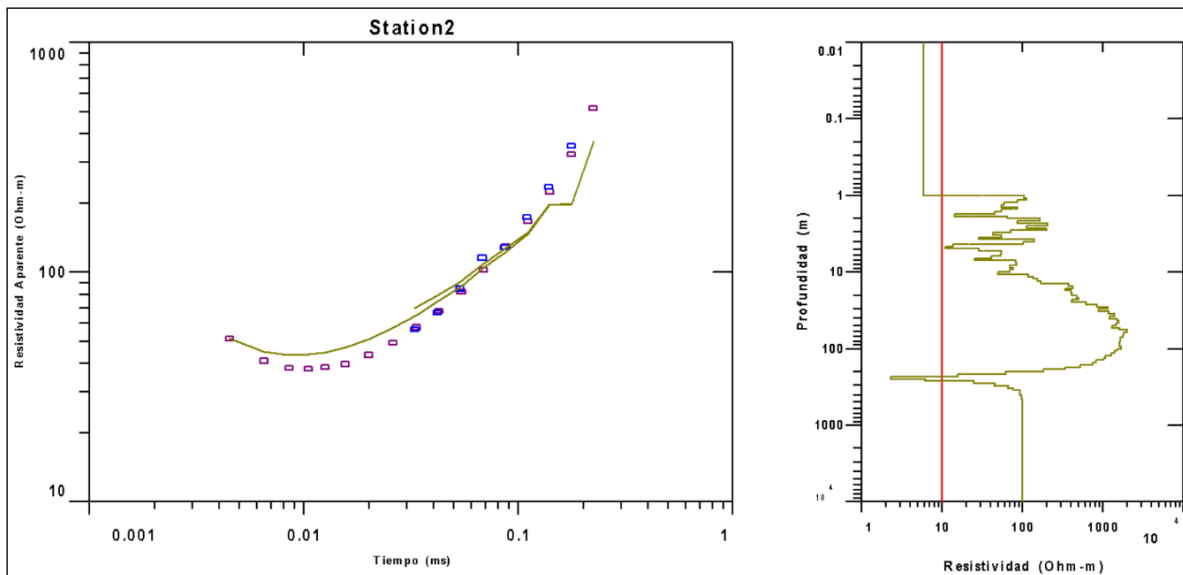
Anexos

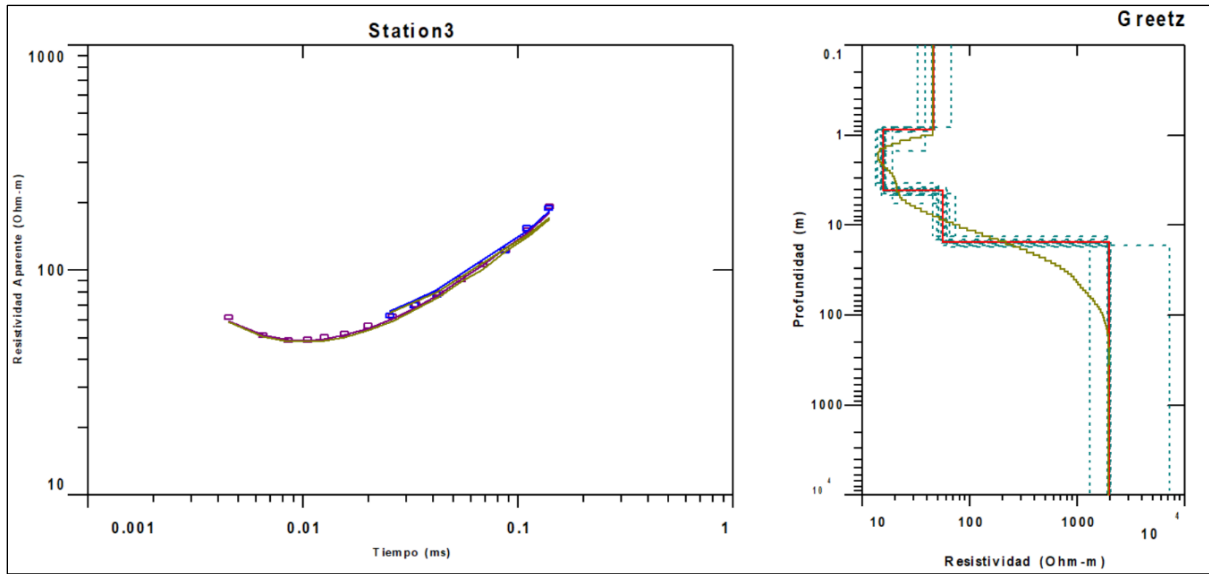
ANEXO 1: Modelos 1D

En este anexo se ilustran los modelos 1D obtenidos con el software Interpex de las estaciones medidas en el área de estudio, además de una tabla con los RMS de cada modelo.

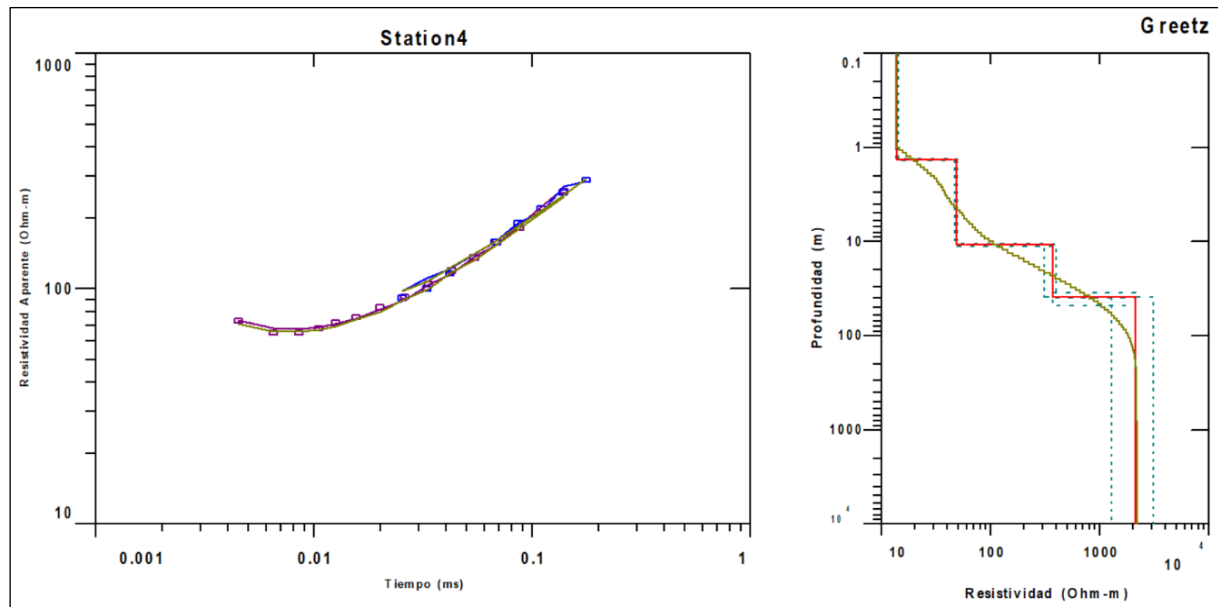


E1	Capa	Resistividad [Ω m]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	18,2870	1,1021	1,1021
	2	8,5228	5,6586	4,5565
	3	275,0700	20,2530	14,5950
	4	847,4600	141,4600	121,2100
	5	128,0000	1,1021	

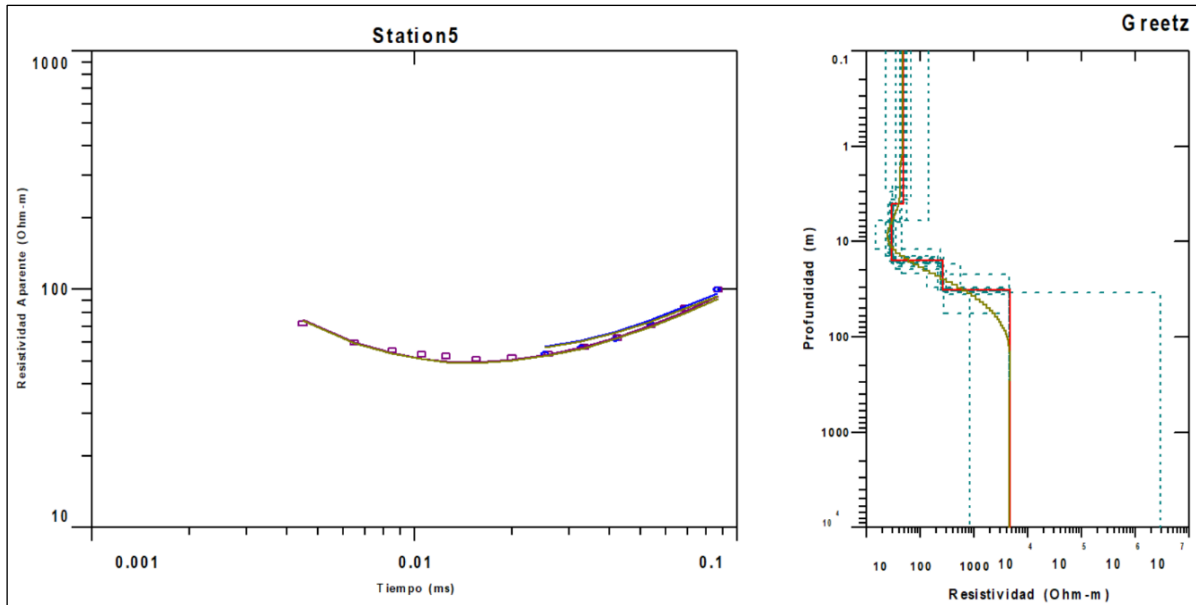




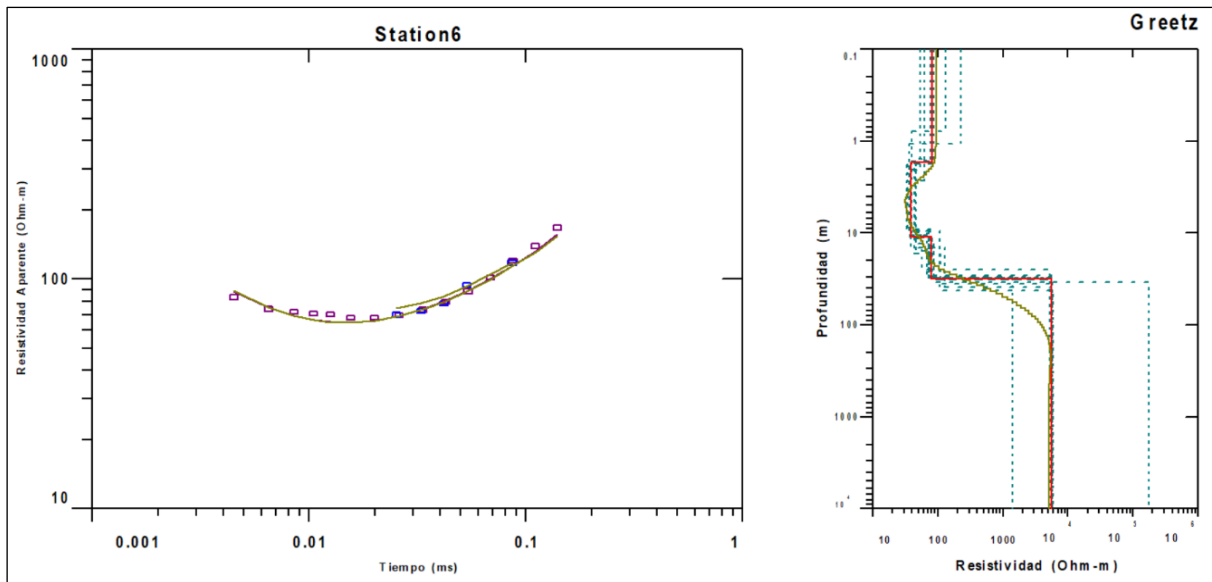
E3	Capa	Resistividad [Ω m]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	45,7630	0,86555	0,86555
	2	15,6840	4,1490	3,2834
	3	56,0890	15,5400	11,3910
	4	1.961,8000		



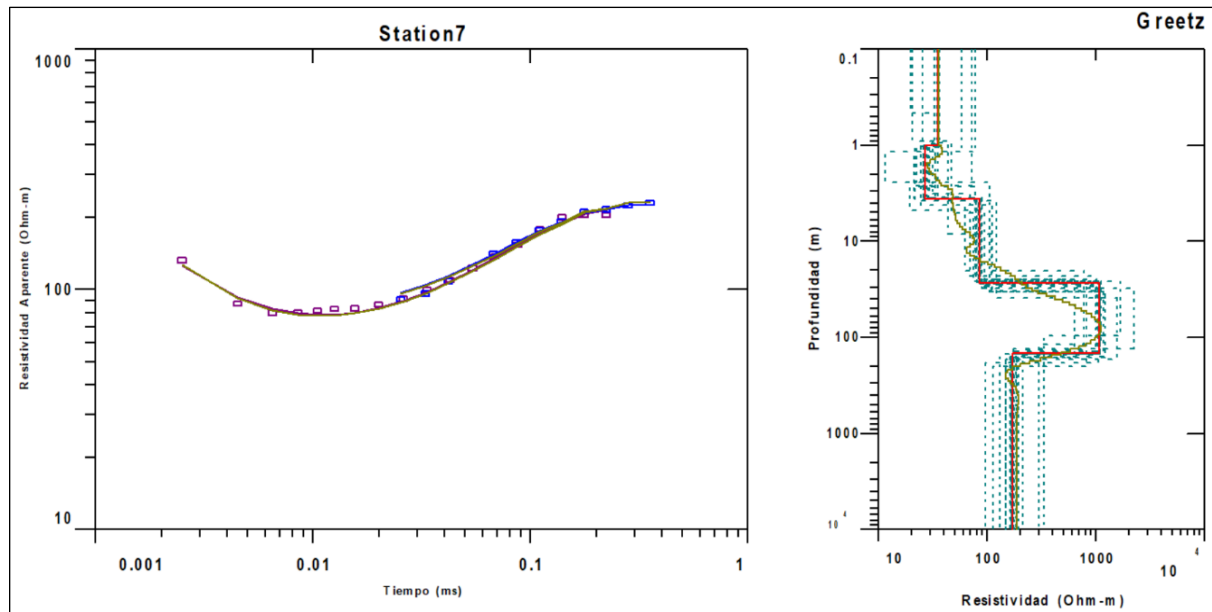
E4	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	13,7460	1,3558	1,3558
	2	48,8480	10,8290	9,4736
	3	370,0600	38,8680	28,0390
	4	2.116,4000		



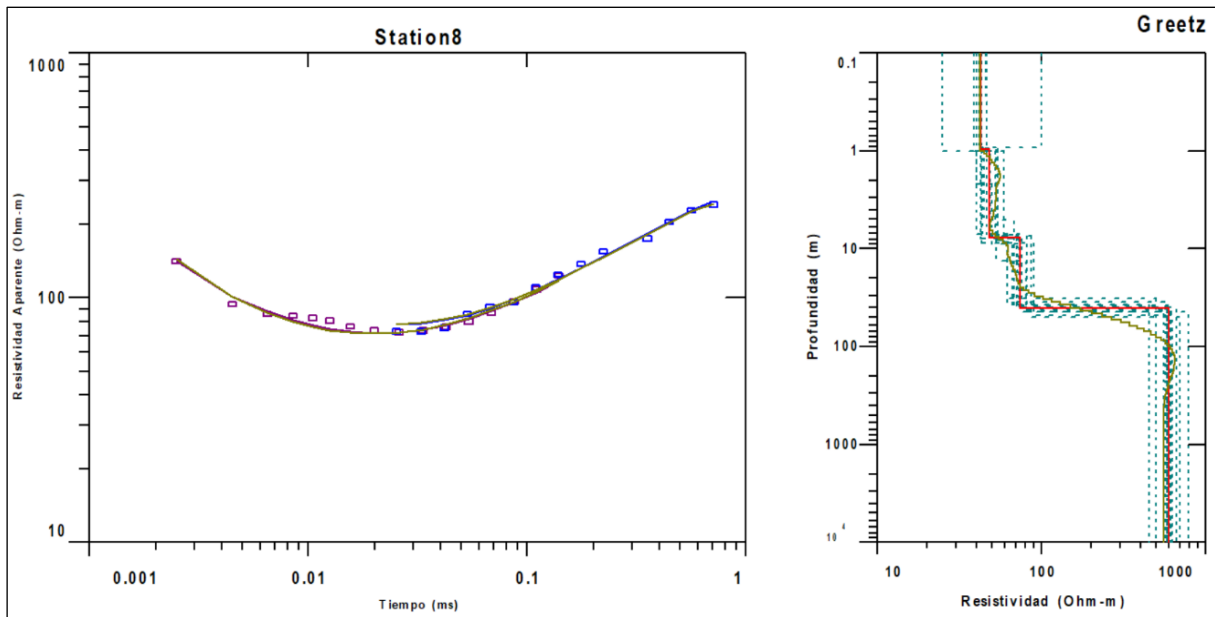
E5	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	47,7270	3,9836	3,9836
	2	28,8820	15,8030	11,8190
	3	258,7400	31,9530	16,1500
	4	4.648,2000		



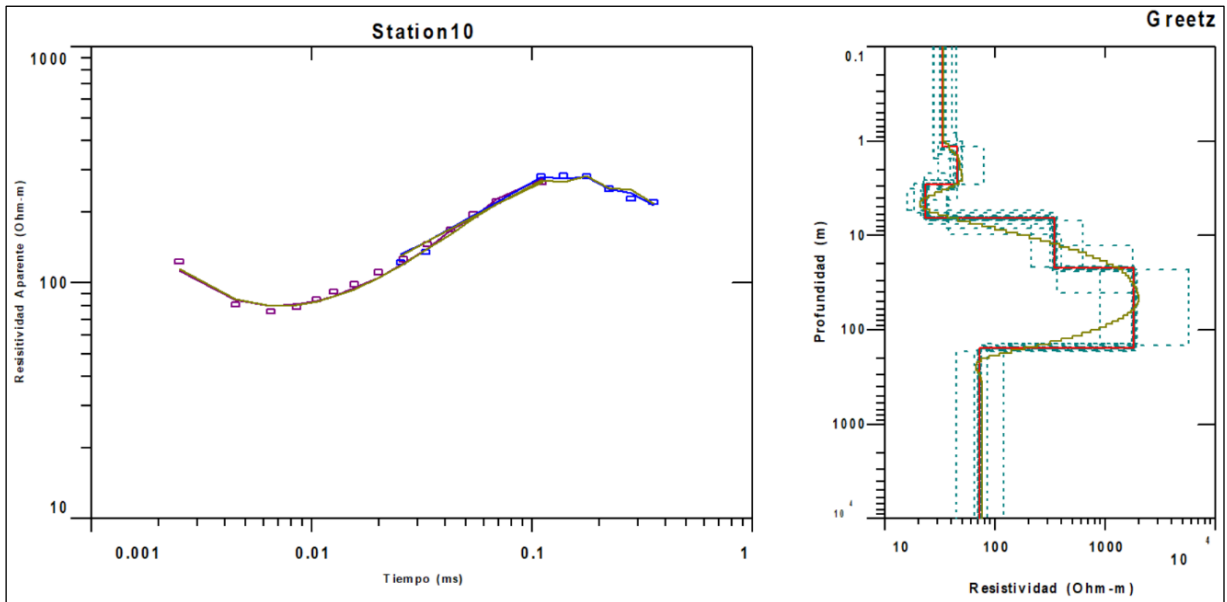
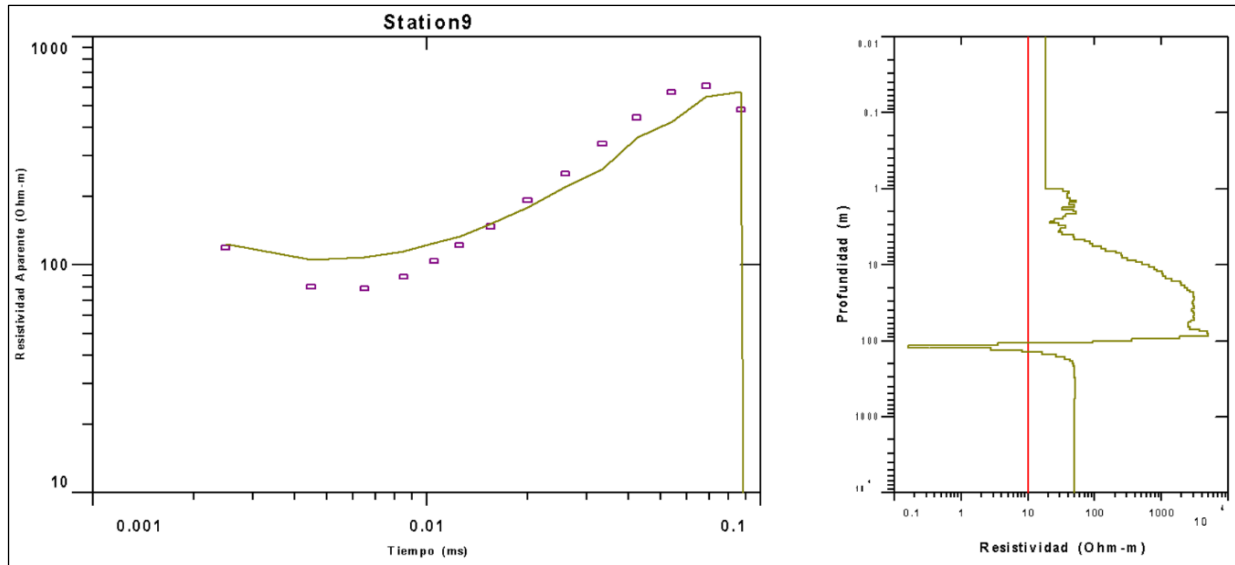
E6	Capa	Resistividad [Ω m]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	82,1920	1,6874	1,6874
	2	37,8810	10,9240	9,2367
	3	79,9920	31,5990	20,6750
	4	5.585,2000		



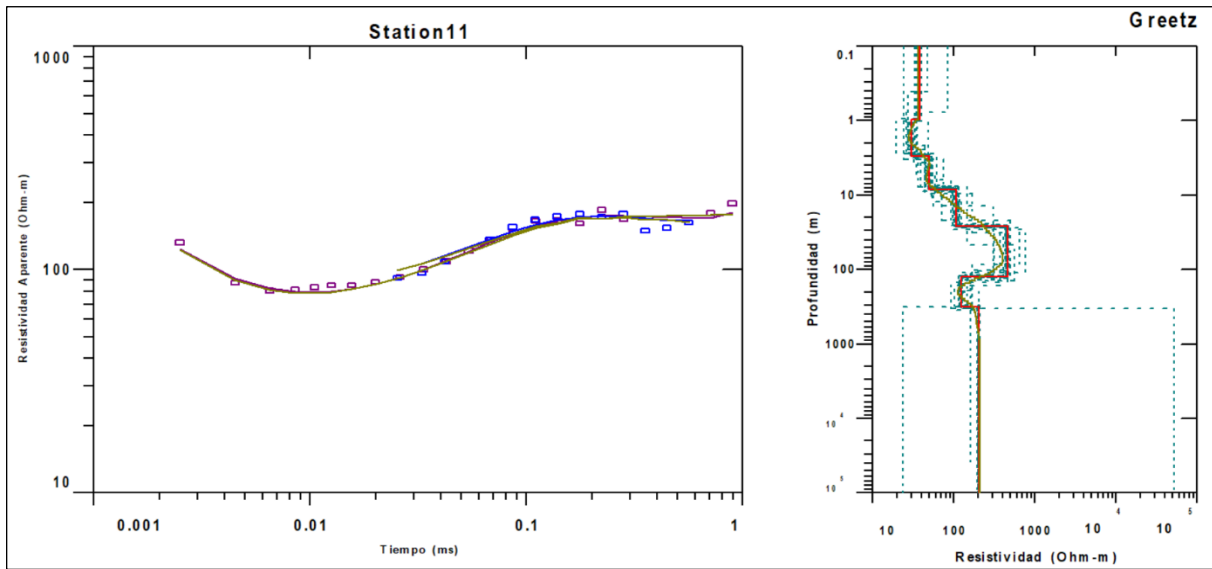
E7	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	35,3240	1,0027	1,0027
	2	27,0340	3,6108	2,6082
	3	85,5200	27,3450	23,7340
	4	1.079,5000	147,4300	120,0900
	5	171,2800		



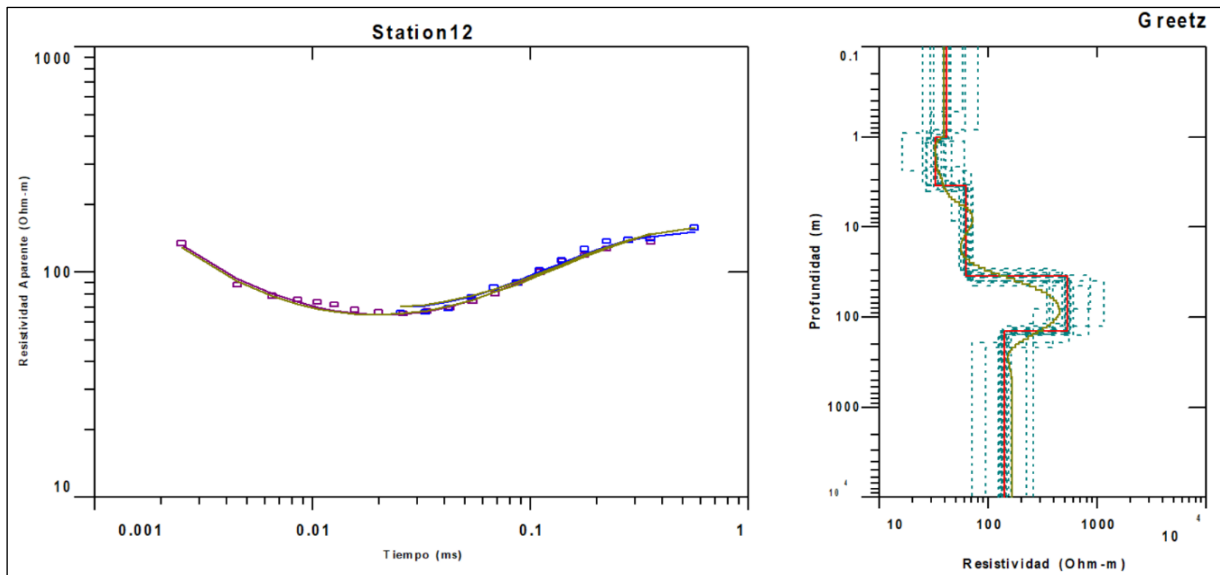
E8	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	42,3870	0,97278	0,97278
	2	48,2620	7,7964	6,8236
	3	73,8280	40,5210	32,7250
	4	598,4600		



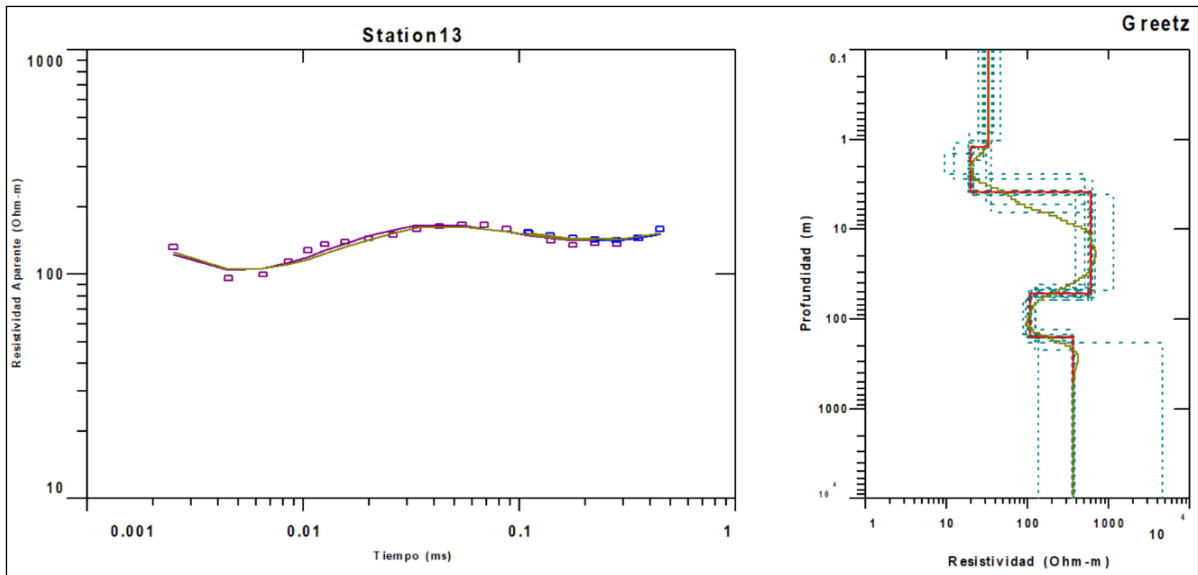
E10	Capa	Resistividad [Ω m]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	33,6200	1,1309	1,1309
	2	45,6020	2,8727	1,7418
	3	23,2550	6,5545	3,6818
	4	348,3000	22,079	15,5250
	5	1.819,4000	154,3800	132,3000
	6	72,2480		



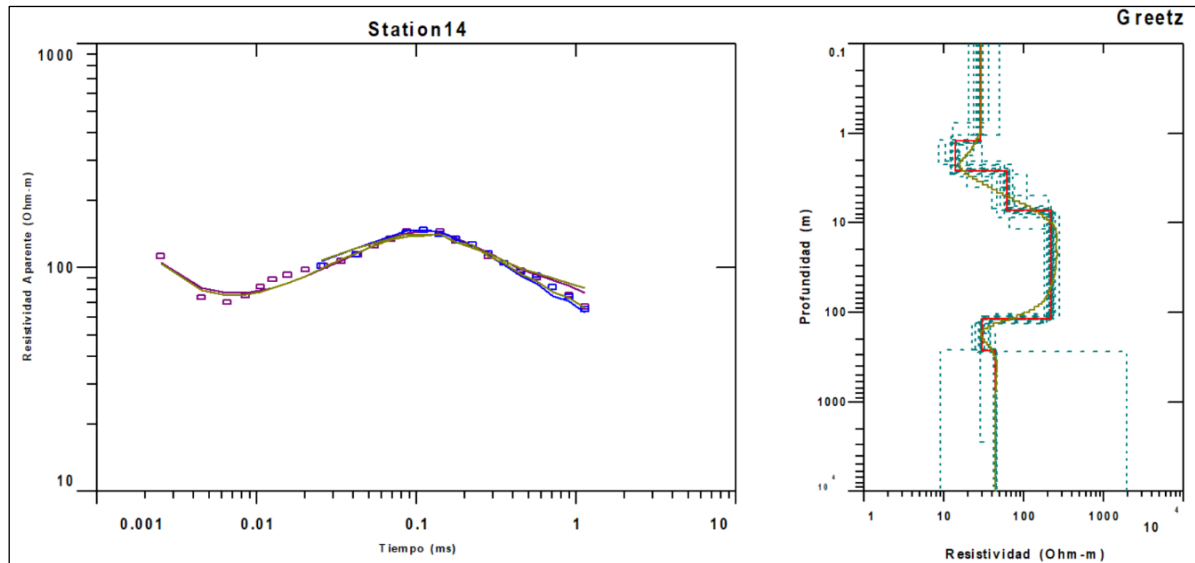
E11	Capa	Resistividad [Ω m]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	38,0500	0,97520	0,9752
	2	30,2150	3,0066	2,0314
	3	49,7000	8,4011	5,3945
	4	107,1000	26,2490	17,8470
	5	458,3700	124,3300	98,0830
	6	123,8800	321,0500	196,7200
	7	202,6600		



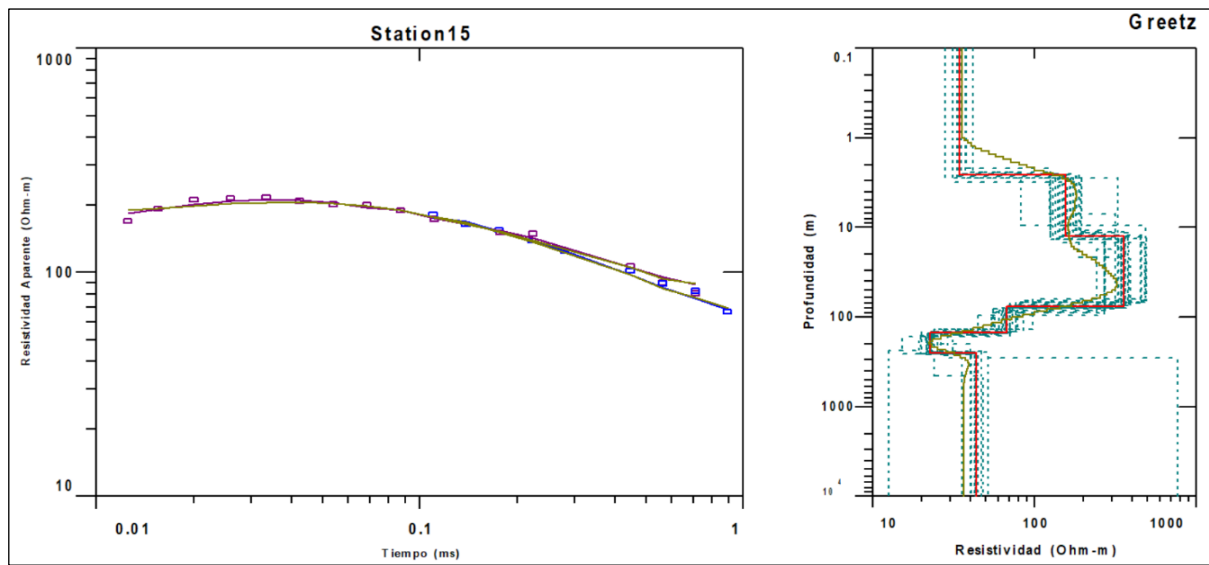
E12	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	41,2730	1,0124	1,0124
	2	32,5320	3,4817	2,4692
	3	62,0120	35,1070	31,6250
	4	532,6900	143,3900	108,2800
	5	139,8400		



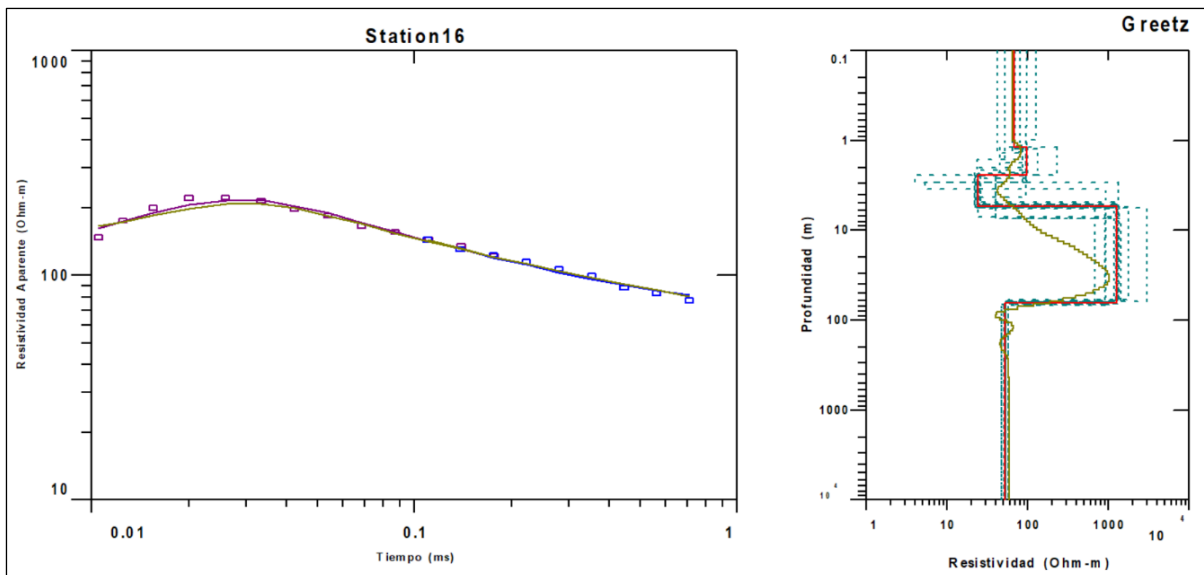
E13	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	32,8620	1,2094	1,2094
	2	20,1630	3,8707	2,6613
	3	605,8600	52,2740	48,4030
	4	106,6500	159,7100	107,4400
	5	364,2600		



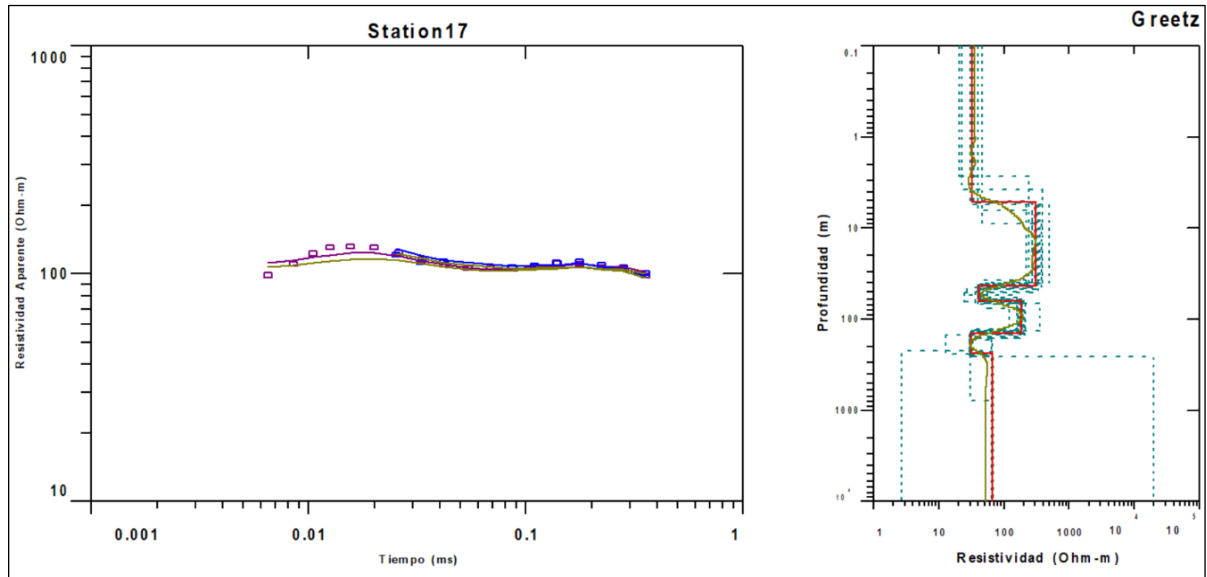
E14	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	28,5670	1,2270	1,2270
	2	14,0300	2,6204	1,3934
	3	61,5490	7,2940	4,6736
	4	220,9800	118,1500	110,8500
	5	30,0540	265,8900	147,7400
	6	44,4750		



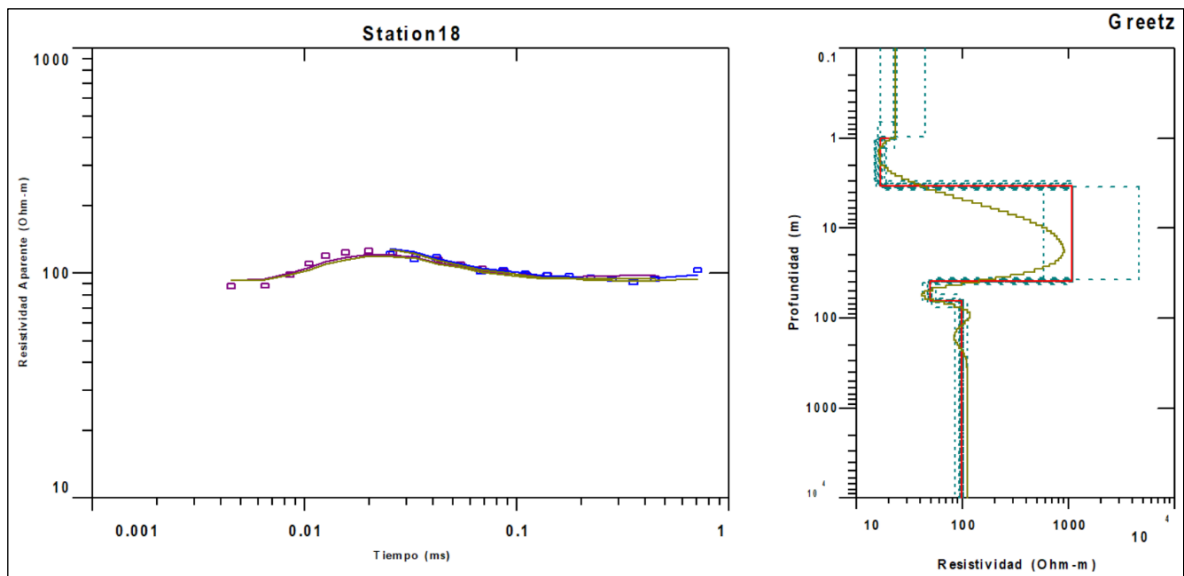
E15	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	34,3620	2,5975	2,5975
	2	155,2700	12,4510	9,8536
	3	354,5300	76,6540	64,2030
	4	66,9430	150,0400	73,3860
	5	22,4820	251,6200	101,5800
	6	43,6760		



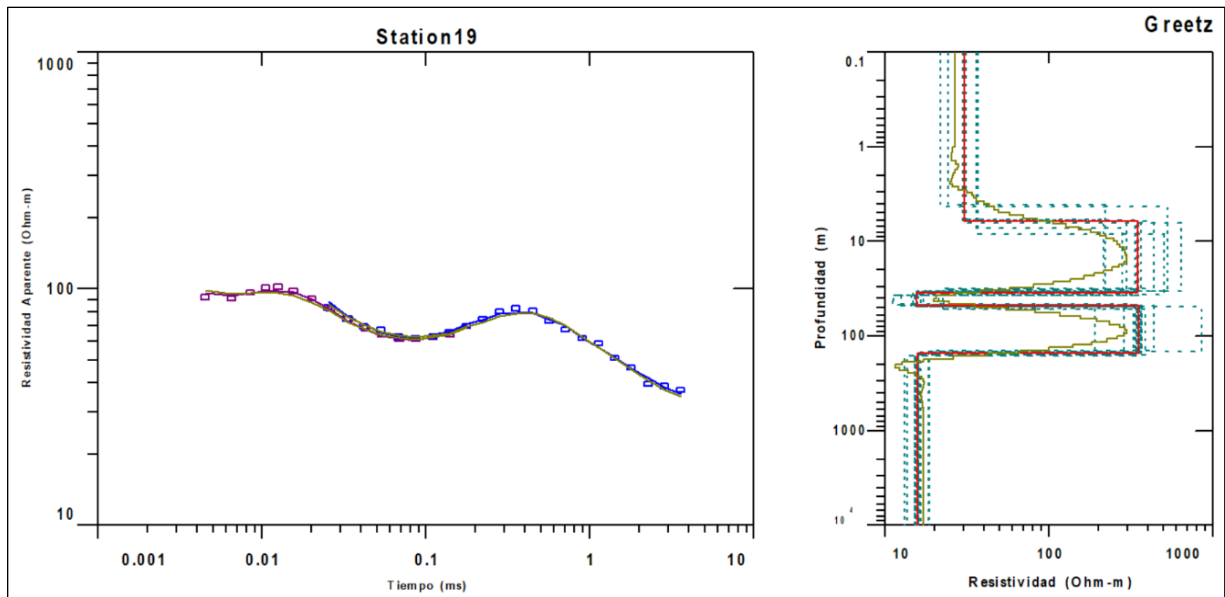
E16	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	67,5070	1,1989	1,1989
	2	96,2560	2,4175	1,2185
	3	23,9610	5,3985	2,9810
	4	1.275,2000	63,849	58,4500
	5	52,3190		



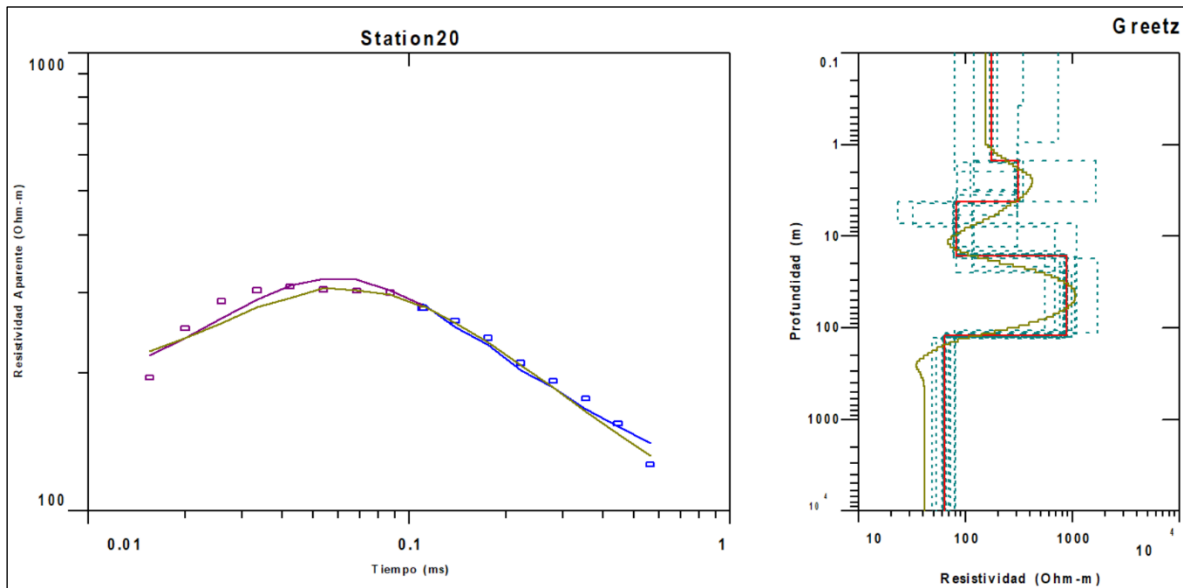
E17	Capa	Resistividad [Ω m]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	32,4600	5,2248	5,2248
	2	308,8500	43,4400	38,2150
	3	40,7710	62,9990	19,5590
	4	182,5000	142,1200	79,1240
	5	31,1980	234,1500	92,0260
	6	66,3880		



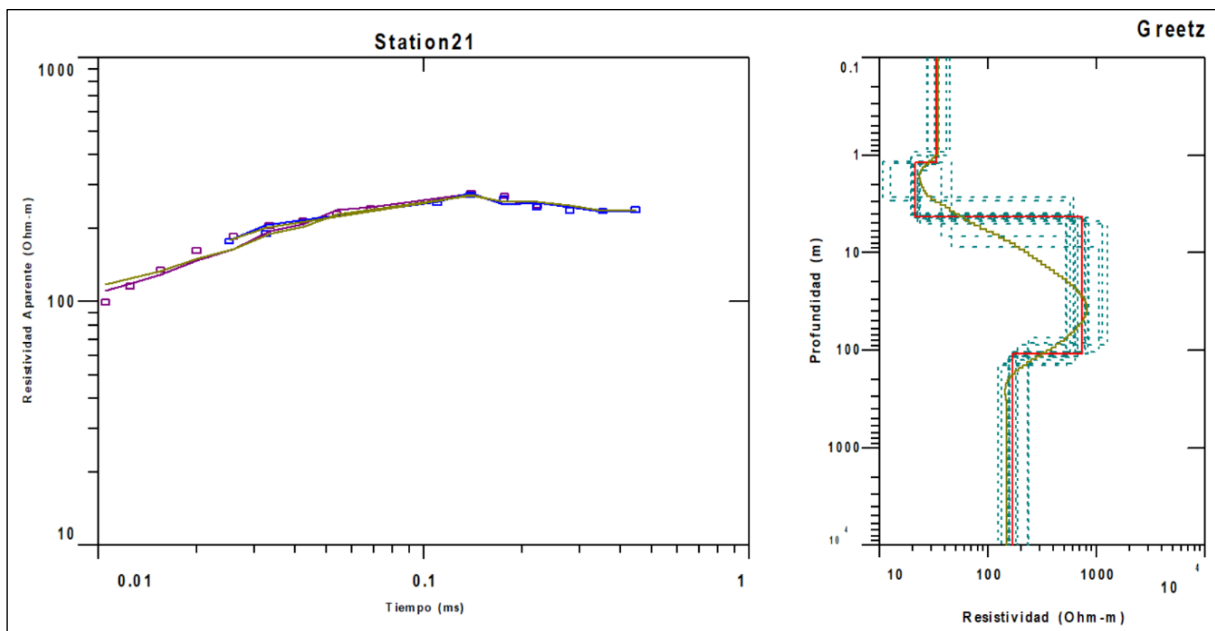
E18 Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
1	23,3430	1,0023	1,0023
2	16,6920	3,4113	2,4090
3	1.081,1000	38,8050	35,3940
4	49,0970	63,9170	25,1120
5	98,1420		



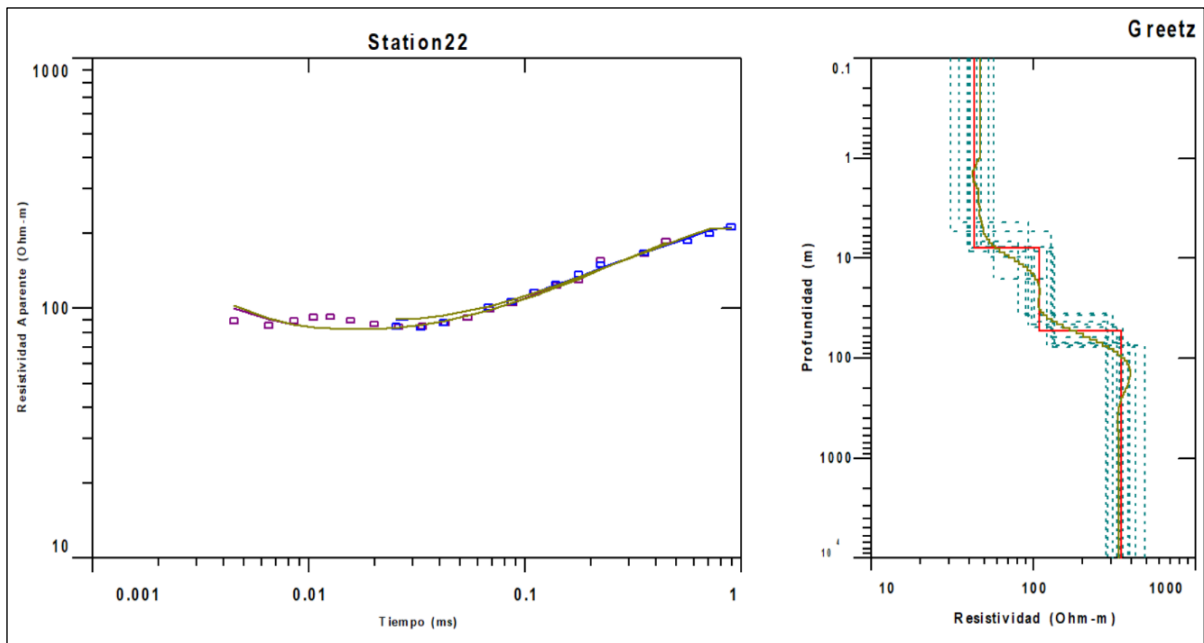
E19 Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
1	30,5400	6,0743	6,0743
2	348,5100	34,6860	28,6120
3	15,6270	47,7670	13,0810
4	353,5900	152,3100	104,5400
5	15,8050		



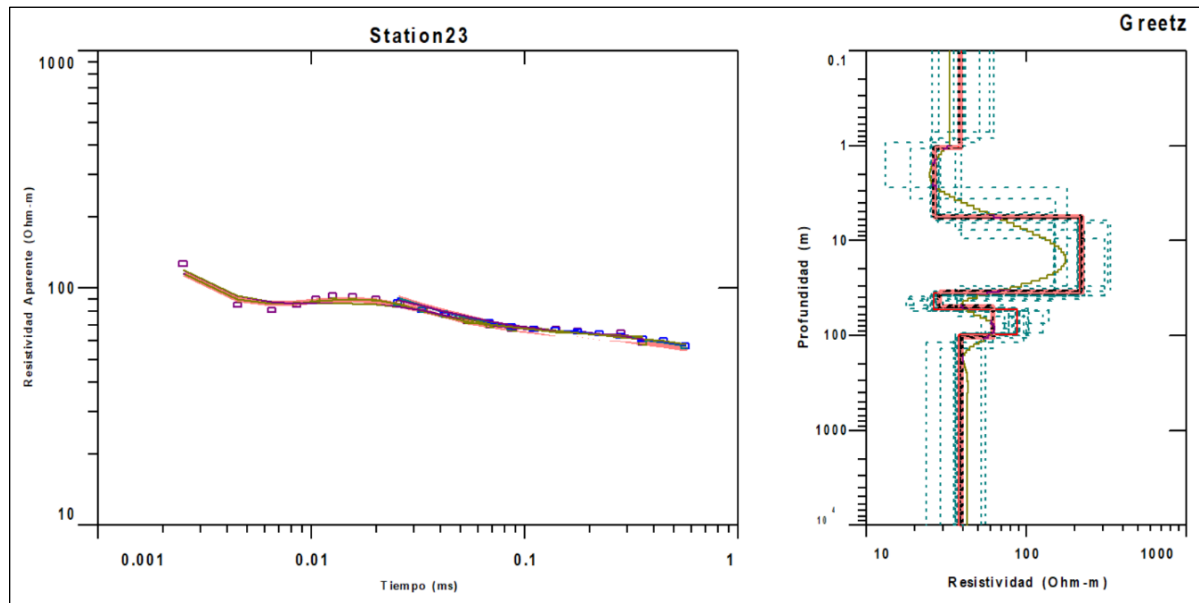
E20	Capa	Resistividad [Ω m]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	173,7500	1,5086	1,5086
	2	307,8200	4,2011	2,6925
	3	82,3560	16,2810	12,0800
	4	877,2600	119,9500	103,6600
	5	63,2560		



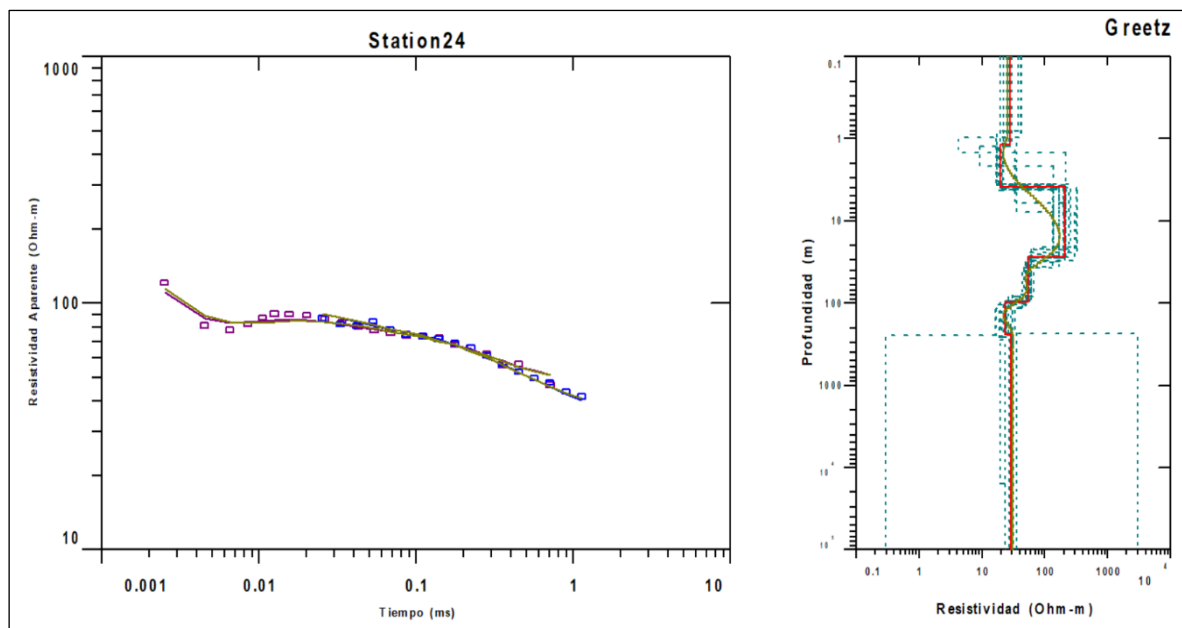
E21 Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
1	33,5960	1,2032	1,2032
2	21,2600	4,3278	3,1246
3	731,0300	109,4100	105,0900
4	168,2300		



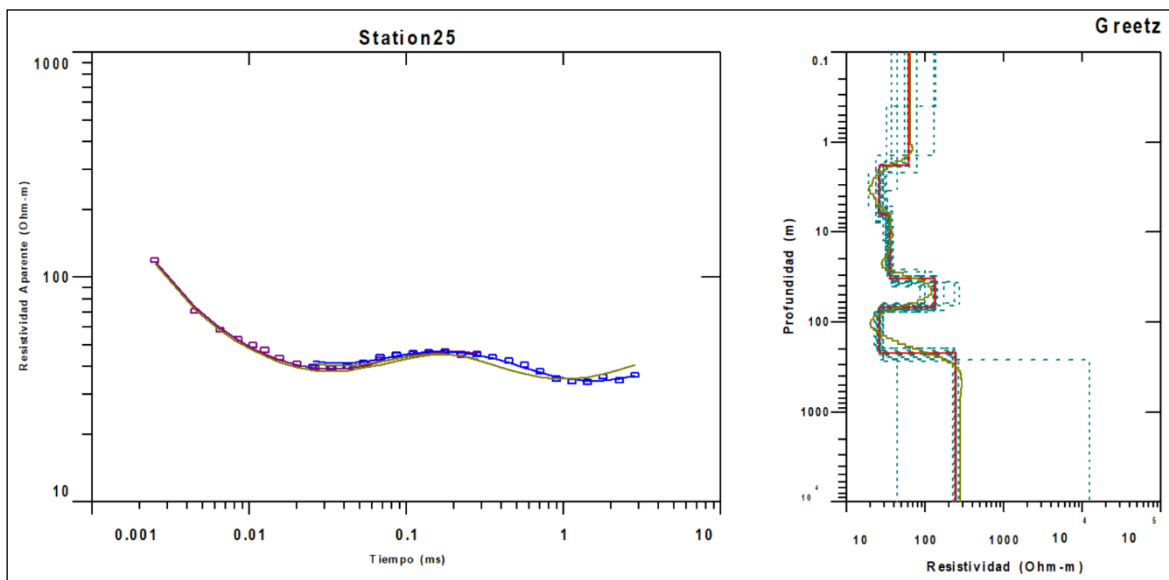
E22 Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
1	43,1700	7,8417	7,8417
2	108,5700	52,9980	45,1560
3	348,8700		



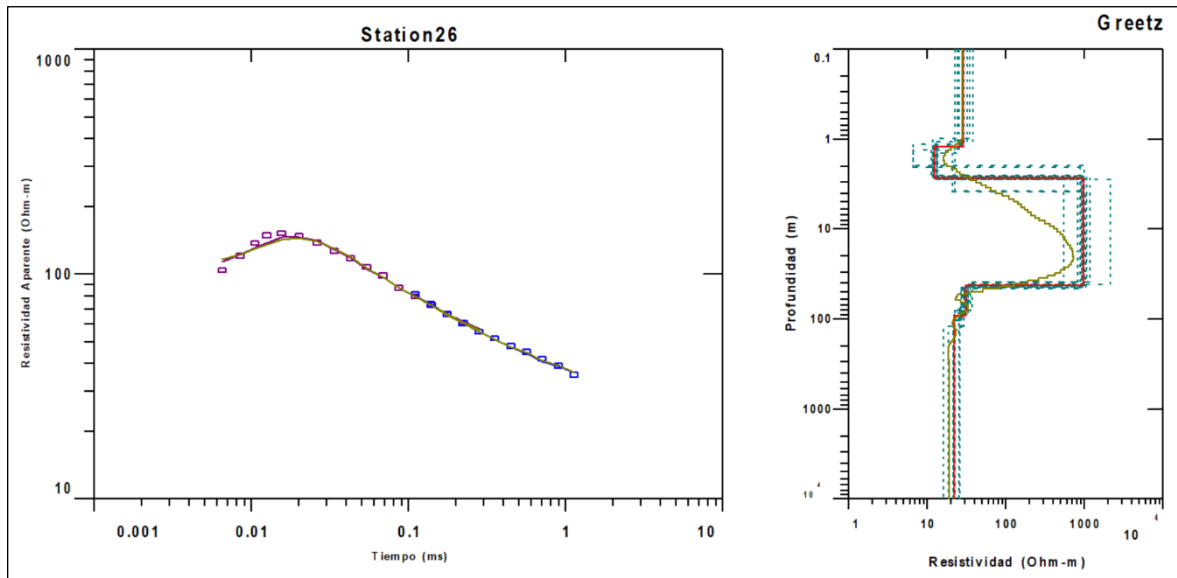
E23	Capa	Resistividad [Ω m]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	39,1300	1,0361	1,0361
	2	27,0580	5,6809	4,6448
	3	215,8300	36,1090	30,4280
	4	26,3710	52,8420	16,7330
	5	87,9900	98,1800	45,3380
	6	37,5880		



E24	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	28,1970	1,1706	1,1706
	2	19,2660	3,8708	2,7002
	3	208,2700	27,7570	23,8870
	4	53,6470	96,7960	69,0390
	5	23,4030	240,4400	143,6400
	6	29,2420		



E25	Capa	Resistividad [Ωm]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	62,2950	1,8047	1,8047
	2	25,9830	6,3760	4,5712
	3	35,2260	33,0420	26,6660
	4	133,8900	69,2050	36,1630
	5	25,8260	222,7500	153,5400
	6	243,0100		



E26	Capa	Resistividad [Ω m]	Profundidad [m]	Espesor [m]
	1	28,6550	1,2113	1,2113
	2	12,5020	2,6984	1,4871
	3	970,2100	42,6330	39,9340
	4	30,7600	91,1210	48,4880
	5	22,0040		

Tabla 1.1: RMS de modelos suavizados y estratificados. Las estaciones destacadas han sido omitidas dentro del estudio.

Estación	RMS Modelo Suavizado (%)	RMS Modelos Estratificado (%)
1	5,06	4,77
2	35,87	-
3	7,69	4,74
4	5,22	5,58
5	6,56	5,96
6	7,64	7,11
7	5,85	5,54
8	6,88	6,23
9	34,40	-
10	7,55	6,97
11	8,83	7,95
12	6,58	5,68
13	6,97	6,39
14	9,07	8,50
15	7,18	5,95
16	6,94	5,80
17	8,95	6,21
18	6,71	5,46
19	4,94	3,82
20	8,66	8,56
21	9,43	8,56
22	8,06	7,55
23	5,66	4,47
24	6,15	5,87
25	7,46	3,45
26	5,15	4,26

ANEXO 2: Análisis de Sensibilidad

A continuación, se registran los resultados del análisis de sensibilidad de los modelos 1D,

Tabla 2.1: Análisis de sensibilidad de los modelos 1D. Se varía la resistividad en +10% y evalúa el cambio del espesor de las capas.

Estación	Capa	Resistividad inicial [Ωm]	Espesor inicial [m]	Resistividad aumentada 10% [Ωm]	Resistividad final [Ωm]	Espesor final [m]	Sensibilidad relativa
1	1	18,2870	1,1021	20,1157	19,9570	1,1337	0,313972835
1	2	8,5228	4,5565	9,3751	8,7385	4,7699	1,850526005
1	3	275,0700	14,5950	302,5770	300,5600	14,515	-0,059150617
1	4	847,4600	121,2100	932,2060	928,6600	117,06	-0,357332753
1	5	128,0000		140,8000	129,6500		
3	1	45,7630	0,86555	50,3393	44,635	0,85479	0,50434242
3	2	15,6840	3,2834	17,2524	16,734	3,5449	1,189639659
3	3	56,0890	11,391	61,6979	56,156	11,476	6,246834042
3	4	1.961,8000		2.157,9800	2.350,3		
4	1	13,7460	1,3558	15,1206	14,901	1,5231	1,468570049
4	2	48,8480	9,4736	53,7328	48,051	9,4329	0,26331029
4	3	370,0600	28,039	407,0660	404,6	28,9000	0,328995867
4	4	2.116,4000		2.328,0400	2.202,9		
5	1	47,7270	3,9836	52,4997	38,535	3,601	0,498681621
5	2	28,8820	11,819	31,7702	33,501	14,439	1,386116905
5	3	258,7400	16,15	284,6140	340,76	9,7133	-1,257287363
5	4	4.648,2000		5.113,0200	6.789,4		
6	1	82,1920	1,6874	90,4112	80,04	1,6422	1,023075469
6	2	37,8810	9,2367	41,6691	37,982	8,8213	-16,86746102
6	3	79,9920	20,675	87,9912	76,655	20,42	0,295654852
6	4	5.585,2000		6.143,7200	6.505,9		
7	1	35,3240	1,0027	38,8564	38,272	1,0062	0,041825335
7	2	27,0340	2,6082	29,7374	27,348	2,7111	3,396684001
7	3	85,5200	23,734	94,0720	86,155	24,15	2,360567152
7	4	1.079,5000	120,09	1.187,4500	1.180,7	115,43	-0,41392457
7	5	171,2800		188,4080	182,94		
8	1	42,3870	0,97278	46,6257	44,766	1,0357	1,152424065
8	2	48,2620	6,8236	53,0882	47,064	6,6819	0,836574817

8	3	73,8280	32,725	81,2108	74,974	33,246	1,025639065
8	4	598,4600		658,3060	597,24		
10	1	33,6200	1,1309	36,9820	36,911	1,1837	0,476957349
10	2	45,6020	1,7418	50,1622	49,335	1,7704	0,20058278
10	3	23,2550	3,6818	25,5805	23,695	3,9538	3,904562492
10	4	348,3000	15,525	383,1300	377,62	15,616	0,069630464
10	5	1.819,4000	132,3	2.001,3400	1.991	128,33	-0,318157063
10	6	72,2480		79,4728	78,755		
11	1	38,0500	0,9752	41,8550	51,798	0,92979	-0,128876267
11	2	30,2150	2,0314	33,2365	30,501	1,6705	-18,76929669
11	3	49,7000	5,3945	54,6700	41,235	4,4527	1,025030799
11	4	107,1000	17,847	117,8100	100,51	21,808	-3,606979508
11	5	458,3700	98,083	504,2070	670,97	100,46	0,052250249
11	6	123,8800	196,72	136,2680	100,87	113,98	2,264391828
11	7	202,6600		222,9260	294,46		
12	1	41,2730	1,0124	45,4003	56,289	1,1746	0,440362665
12	2	32,5320	2,4692	35,7852	30,125	2,7582	-1,58188988
12	3	62,0120	31,625	68,2132	63,903	33,432	1,873750785
12	4	532,6900	108,28	585,9590	780,97	101,74	-0,12958726
12	5	139,8400		153,8240	129,32		
13	1	32,8620	1,2094	36,1482	35,976	1,267	0,50260627
13	2	20,1630	2,6613	22,1793	21,625	2,9916	1,711679768
13	3	605,8600	48,403	666,4460	722,28	45,256	-0,338352312
13	4	106,6500	107,44	117,3150	110,86	121,04	3,206650831
13	5	364,2600		400,6860	460,5		
14	1	28,5670	1,227	31,4237	29,565	1,232	0,116643229
14	2	14,0300	1,3934	15,4330	13,783	1,4083	-0,607394954
14	3	61,5490	4,6736	67,7039	63,364	4,4951	-1,295182753
14	4	220,9800	110,85	243,0780	215,28	112,36	-0,528103886
14	5	30,0540	147,74	33,0594	30,122	147,02	-2,153911084
14	6	44,4750		48,9225	51,938		
15	1	34,3620	2,5975	37,7982	34,41	3,1283	146,2892974
15	2	155,2700	9,8536	170,7970	139,75	9,3482	0,513140325

15	3	354,5300	64,203	389,9830	623,16	56,907	-0,149978147
15	4	66,9430	73,386	73,6373	70,638	85,072	2,884983899
15	5	22,4820	101,58	24,7302	22,124	83,795	10,99505935
15	6	43,6760		48,0436	68,83		
16	1	67,5070	1,1989	74,2577	76,506	1,3557	0,981109893
16	2	96,2560	1,2185	105,8816	97,87	1,0715	-7,194756183
16	3	23,9610	2,981	26,3571	19,006	2,4147	0,918641087
16	4	1.275,2000	58,45	1.402,7200	1.707,7	58,013	-0,022043935
16	5	52,3190		57,5509	52,942		
17	1	32,4600	5,2248	35,7060	26,318	4,9401	0,287976136
17	2	308,8500	38,215	339,7350	2503,5	39,957	0,006414999
17	3	40,7710	19,559	44,8481	16,373	9,2964	0,876814841
17	4	182,5000	79,124	200,7500	500,06	78,232	-0,006478787
17	5	31,1980	92,026	34,3178	33,66	59,206	-4,519253848
17	6	66,3880		73,0268	103,88		
18	1	23,3430	1,0023	25,6773	24,706	1,0329	0,522858907
18	2	16,6920	2,409	18,3612	16,607	2,4392	-2,461838693
18	3	1.081,1000	35,394	1.189,2100	1.200,9	35,39	-0,001019857
18	4	49,0970	25,112	54,0067	49,245	26,298	15,66738902
18	5	98,1420		107,9562	99,456		
19	1	30,5400	6,0743	33,5940	30,644	6,3832	14,93335414
19	2	348,5100	28,612	383,3610	513,92	28,816	0,015022266
19	3	15,6270	13,081	17,1897	12,814	10,851	0,947043216
19	4	353,5900	104,54	388,9490	413,12	104,65	0,006249917
19	5	15,8050		17,3855	16,019		
20	1	173,7500	1,5086	191,1250	158,76	1,4977	0,083748218
20	2	307,8200	2,6925	338,6020	280,05	1,7246	3,984700937
20	3	82,3560	12,08	90,5916	88,154	13,325	1,463927102
20	4	877,2600	103,66	964,9860	957,98	101,7	-0,205490638
20	5	63,2560		69,5816	65,152		
21	1	33,5960	1,2032	36,9556	37,012	1,3504	1,203205192
21	2	21,2600	3,1246	23,3860	20,923	3,164	-0,795490784
21	3	731,0300	105,09	804,1330	881,89	92,534	-0,578963269

21	4	168,2300		185,0530	182,34		
22	1	43,1700	7,8417	47,4870	43,872	7,9273	0,671287372
22	2	108,5700	45,156	119,4270	106,71	43,359	2,322894611
22	3	348,8700		383,7570	340,1		
23	1	39,1300	1,0361	43,0430	59,438	1,3079	0,505464282
23	2	27,0580	4,6448	29,7638	30,929	6,7897	3,227844108
23	3	215,8300	30,428	237,4130	521,82	29,588	-0,019471995
23	4	26,3710	16,733	29,0081	16,237	10,806	0,921736562
23	5	87,9900	45,338	96,7890	139,43	37,137	-0,309411757
23	6	37,5880		41,3468	39,779		
24	1	28,1970	1,1706	31,0167	41,417	1,3929	0,405044176
24	2	19,2660	2,7002	21,1926	20,517	3,5834	5,037294866
24	3	208,2700	23,887	229,0970	402,57	21,259	-0,117928199
24	4	53,6470	69,039	59,0117	52,544	84,182	-10,66810689
24	5	23,4030	143,64	25,7433	19,946	61,886	3,853059959
24	6	29,2420		32,1662	65,401		
25	1	62,2950	1,8047	68,5245	63,06	1,8178	0,591096016
25	2	25,9830	4,5712	28,5813	25,982	4,6114	-228,4994312
25	3	35,2260	26,666	38,7486	35,208	27,19	-38,4560114
25	4	133,8900	36,163	147,2790	160,66	33,926	-0,30938646
25	5	25,8260	153,54	28,4086	26,159	160,02	3,273153576
25	6	243,0100		267,3110	271,84		
26	1	28,6550	1,2113	31,5205	34,189	1,3048	0,399688039
26	2	12,5020	1,4871	13,7522	7,4158	0,92466	0,929655594
26	3	970,2100	39,934	1.067,2310	1.590,4	39,601	-0,01304495
26	4	30,7600	48,488	33,8360	31,287	47,454	-1,244692245
26	5	22,0040		24,2044	22,212		

Tabla 2.2: Análisis de sensibilidad de los modelos 1D. Se varía la resistividad en -10% y evalúa el cambio del espesor de las capas.

Estación	Capa	Resistividad inicial (Ωm)	Espesor inicial (m)	Resistividad disminuida 10% (Ωm)	Resistividad final (Ωm)	Espesor final (m)	Sensibilidad relativa
1	1	18,2870	1,1021	16,4583	16,7810	1,2269	-1,375026525
1	2	8,5228	4,5565	7,6705	7,8802	4,0414	1,499345606
1	3	275,0700	14,5950	247,5630	244,8300	14,655	-0,037394574
1	4	847,4600	121,2100	762,7140	815,7000	121,23	-0,004402813
1	5	128,0000		115,2000	126,1800		
3	1	45,7630	0,86555	41,1867	38,588	0,78865	0,566665484
3	2	15,6840	3,2834	14,1156	16,249	3,0358	-2,093318118
3	3	56,0890	11,391	50,4801	48,916	10,944	0,306847463
3	4	1.961,8000		1.765,6200	2.037,2		
4	1	13,7460	1,3558	12,3714	13,418	1,4701	-3,533076952
4	2	48,8480	9,4736	43,9632	49,689	8,9091	-3,460984814
4	3	370,0600	28,039	333,0540	343,38	26,8250	0,600540755
4	4	2.116,4000		1.904,7600	1.950,6		
5	1	47,7270	3,9836	42,9543	37,701	3,6085	0,448237076
5	2	28,8820	11,819	25,9938	33,919	14,55	1,324940209
5	3	258,7400	16,15	232,8660	297,39	8,2775	-3,26327909
5	4	4.648,2000		4.183,3800	6.390,9		
6	1	82,1920	1,6874	73,9728	75,816	1,7147	-0,208557514
6	2	37,8810	9,2367	34,0929	38,068	8,6331	-13,23769045
6	3	79,9920	20,675	71,9928	74,901	19,915	0,577579183
6	4	5.585,2000		5.026,6800	5054,6		
7	1	35,3240	1,0027	31,7916	38,279	0,98546	-0,205531616
7	2	27,0340	2,6082	24,3306	26,32	2,4608	2,139777865
7	3	85,5200	23,734	76,9680	82,648	23,129	0,759045296
7	4	1.079,5000	120,09	971,5500	1.031,8	124,52	-0,834835962
7	5	171,2800		154,1520	161,27		
8	1	42,3870	0,97278	38,1483	37,163	0,96435	0,070314105

8	2	48,2620	6,8236	43,4358	48,273	6,0919	-470,470205
8	3	73,8280	32,725	66,4452	72,857	32,805	-0,185871244
8	4	598,4600		538,6140	585,64		
10	1	33,6200	1,1309	30,2580	33,113	1,2188	-5,154118754
10	2	45,6020	1,7418	41,0418	43,917	1,7669	-0,389995342
10	3	23,2550	3,6818	20,9295	23,43	3,5327	-5,381405834
10	4	348,3000	15,525	313,4700	326,12	15,483	0,042482456
10	5	1.819,4000	132,3	1.637,4600	1678,8	134,87	-0,251371565
10	6	72,2480		65,0232	67,861		
11	1	38,0500	0,9752	34,2450	41,253	1,0228	0,579843753
11	2	30,2150	2,0314	27,1935	29,782	1,7628	9,226675831
11	3	49,7000	5,3945	44,7300	47,68	5,1483	1,122902039
11	4	107,1000	17,847	96,3900	99,857	17,485	0,29992615
11	5	458,3700	98,083	412,5330	472,37	98,729	0,21563881
11	6	123,8800	196,72	111,4920	121,22	179,91	3,979593912
11	7	202,6600		182,3940	186,74		
12	1	41,2730	1,0124	37,1457	39,35	39,35	-812,7547916
12	2	32,5320	2,4692	29,2788	32,314	32,314	-1803,70984
12	3	62,0120	31,625	55,8108	63,14	63,14	54,7839593
12	4	532,6900	108,28	479,4210	717,35	717,35	16,22634383
12	5	139,8400		125,8560	131,84		
13	1	32,8620	1,2094	29,5758	33,113	1,2132	0,411371218
13	2	20,1630	2,6613	18,1467	20,244	2,6247	-3,423397922
13	3	605,8600	48,403	545,2740	535,98	50,062	-0,297162149
13	4	106,6500	107,44	95,9850	106,1	105,45	3,59157754
13	5	364,2600		327,8340	356,49		
14	1	28,5670	1,227	25,7103	29,986	1,2231	-0,063988552
14	2	14,0300	1,3934	12,6270	11,214	1,0235	1,32261531
14	3	61,5490	4,6736	55,3941	38,162	2,4885	1,230456495
14	4	220,9800	110,85	198,8820	206,18	116,28	-0,731400724
14	5	30,0540	147,74	27,0486	30,834	142,09	-1,473526778
14	6	44,4750		40,0275	61,155		
15	1	34,3620	2,5975	30,9258	31,743	3,0001	-2,033579473

15	2	155,2700	9,8536	139,7430	161,1	8,4581	-3,771845635
15	3	354,5300	64,203	319,0770	477,47	60,787	-0,153434253
15	4	66,9430	73,386	60,2487	68,377	81,159	4,944603488
15	5	22,4820	101,58	20,2338	21,415	82,48	3,9618286
15	6	43,6760		39,3084	48,113		
16	1	67,5070	1,1989	60,7563	68,543	1,252	2,886028489
16	2	96,2560	1,2185	86,6304	100,58	1,2372	0,341631728
16	3	23,9610	2,981	21,5649	20,557	2,5408	1,039449632
16	4	1.275,2000	58,45	1.147,6800	1.357,8	58,647	0,052033132
16	5	52,3190		47,0871	52,433		
17	1	32,4600	5,2248	29,2140	26,258	4,9299	0,29540773
17	2	308,8500	38,215	277,9650	2.563	40,059	0,006611376
17	3	40,7710	19,559	36,6939	15,853	8,9606	0,886608401
17	4	182,5000	79,124	164,2500	482,69	77,824	-0,009988534
17	5	31,1980	92,026	28,0782	33,466	58,573	-5,000440093
17	6	66,3880		59,7492	87,598		
18	1	23,3430	1,0023	21,0087	19,203	0,90996	0,519455643
18	2	16,6920	2,409	15,0228	9,6271	1,3007	1,086983346
18	3	1.081,1000	35,394	972,9900	1.405,6	36,778	0,130273958
18	4	49,0970	25,112	44,1873	43,054	19,269	1,890414089
18	5	98,1420		88,3278	94,553		
19	1	30,5400	6,0743	27,4860	30,777	6,3854	6,599704045
19	2	348,5100	28,612	313,6590	480,76	29,127	0,04743278
19	3	15,6270	13,081	14,0643	12,022	9,9613	1,033813574
19	4	353,5900	104,54	318,2310	356,4	105,94	1,685152442
19	5	15,8050		14,2245	15,951		
20	1	173,7500	1,5086	156,3750	148,61	1,4463	0,285412824
20	2	307,8200	2,6925	277,0380	253,58	2,5787	0,239863244
20	3	82,3560	12,08	74,1204	83,841	11,603	-2,189879591
20	4	877,2600	103,66	789,5340	762,1	105,69	-0,14918031
20	5	63,2560		56,9304	63,11		
21	1	33,5960	1,2032	30,2364	31,968	1,2543	-0,87642801
21	2	21,2600	3,1246	19,1340	19,366	2,7179	1,461043106

21	3	731,0300	105,09	657,9270	697,08	107,24	-0,440526957
21	4	168,2300		151,4070	166,47		
22	1	43,1700	7,8417	38,8530	42,973	7,8109	0,860708943
22	2	108,5700	45,156	97,7130	109,05	45,295	0,696254374
22	3	348,8700		313,9830	346,56		
23	1	39,1300	1,0361	35,2170	49,262	1,1926	0,583347492
23	2	27,0580	4,6448	24,3522	32,666	7,144	2,596101578
23	3	215,8300	30,428	194,2470	516,93	29,59	-0,019741114
23	4	26,3710	16,733	23,7339	15,524	10,151	0,956315127
23	5	87,9900	45,338	79,1910	133,38	37,871	-0,31926913
23	6	37,5880		33,8292	39,817		
24	1	28,1970	1,1706	25,3773	47,918	1,8156	0,78781667
24	2	19,2660	2,7002	17,3394	17,079	2,9477	-0,807461907
24	3	208,2700	23,887	187,4430	495,62	20,945	-0,089268158
24	4	53,6470	69,039	48,2823	52,596	86,564	-12,95705371
24	5	23,4030	143,64	21,0627	19,305	59,341	3,351556962
24	6	29,2420		26,3178	78,269		
25	1	62,2950	1,8047	56,0655	57,562	1,7436	0,445607896
25	2	25,9830	4,5712	23,3847	26,448	4,2505	-3,920171593
25	3	35,2260	26,666	31,7034	34,801	26,177	1,519936293
25	4	133,8900	36,163	120,5010	123,79	37,128	-0,353744446
25	5	25,8260	153,54	23,2434	25,96	154,97	1,795009906
25	6	243,0100		218,7090	218,98		
26	1	28,6550	1,2113	25,7895	31,751	1,2456	0,262084818
26	2	12,5020	1,4871	11,2518	7,1476	0,87235	0,965221632
26	3	970,2100	39,934	873,1890	1.368,4	39,835	-0,006040429
26	4	30,7600	48,488	27,6840	31,241	47,42	-1,408569358
26	5	22,0040		19,8036	22,11		