



EXPLORACIÓN DE AGUAS TERMALES A TRAVÉS DE METODOLOGÍA GEOELÉCTRICA DE RESISTIVIDAD, COMUNA DE ALTO BIOBÍO, CHILE.

M. Fonseca Olea¹, A. Muñoz Jensen² y R. King St-Onge³

RESUMEN: En Chile, el abastecimiento energético es un tema muy recurrente todos los años, por lo que existe la necesidad de analizar el desarrollo de nuevas energías como la geotermia. En este estudio se realiza la búsqueda de aguas termales en las instalaciones de la empresa Ecoparque Peumayenko, ubicada en la comuna de Alto Biobío, Región del Biobío, Chile. Se realizó un análisis de la geología y geomorfología presente en la zona con el fin de complementar la información del área con la aplicación de los métodos geofísicos de Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) y Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), los cuales arrojaron una estimación de la distribución eléctrica del sector, permitiendo la evaluación de las diferentes capas del subsuelo con su respectiva geología y resistividades aparentes para la exploración del posible recurso geotérmico. Al estimar las diferentes distribuciones de los estratos a través de estos métodos, no se visualiza la presencia de aguas termales en el terreno, pues solo se presentan las resistividades aparentes relacionadas con suelos y rocas sedimentarias con alta humedad, debido a la época invernal y la proximidad de fluidos de manantiales o del río Biobío, además, de la presencia de rocas ígneas que van desde andesitas hasta basaltos.

PALABRAS CLAVES: Geotermia; Tomografía de Resistividad Eléctrica; Sondeo Eléctrico Vertical.

ABSTRACT: In Chile, energy supply is a very recurring issue every year, so there is a need to analyze the development of new energies such as geothermal energy. In this study, the search for hot springs is carried out in the facilities of the company Ecoparque Peumayenko, located in the community of Alto Biobío, Biobío Region, Chile. An analysis of the geology and geomorphology present in the area was carried out in order to complement the information of the area with the application of the geophysical methods of Electrical Resistivity Tomography (ERT) and Vertical Electrical Sounding (SEV), which yielded an estimate of the electrical distribution of the sector, allowing the evaluation of the different subsoil layers with their respective geology and apparent resistivities for the exploration of the possible geothermal resource. When estimating the different distributions of the strata through these methods, the presence of thermal waters in the terrain is not visualized, since only the apparent resistivities related to soils and sedimentary rocks with high humidity are presented, due to the winter season and the proximity of fluids from springs or the Biobío River, in addition to the presence of igneous rocks ranging from andesites to basalts.

KEYWORDS: Geothermal; Electrical Resistivity Tomography; Vertical Electrical Sounding.

¹Estudiante, Carrera de Ingeniería Civil Geológica, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, mfonseca@ing.ucsc.cl

²Profesora Guía, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, andrea.munoz@ucsc.cl

³Profesor Informante, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE, rking@ucsc.cl

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas la creciente demanda energética ha provocado la necesidad de la búsqueda de nuevas fuentes de energías renovables a través de los recursos que ofrece el planeta Tierra, sin perjudicarlo en el proceso. Mediante la exploración geotérmica se puede obtener recursos que provienen directamente del interior de la Tierra, los que son conocidos como reservorios geotermiales, en donde el calor que se extrae del subsuelo a la superficie se transporta mediante la conducción, radiación y convección en forma líquida o vapor, dependiendo principalmente de la temperatura y presión a profundidad (Villanueva, 2016). Esta energía se encuentra disponible de forma permanente, siempre y cuando su fuente de calor no sufra alteraciones a lo largo del tiempo y el estado natural del fluido se mantenga. Se encuentra presente en toda la corteza terrestre y dependiendo de su temperatura se puede aplicar en la calefacción central de ciudades, invernaderos y la principal y más importante la producción de energía eléctrica, lo que la convierte como una buena alternativa energética para un futuro próximo y así poder garantizar un suministro energético accesible y seguro para el desarrollo económico de un país (Ministerio de Hacienda Presidencia de la Nación, 2019).

El uso de este recurso energético comenzó a inicios del siglo XX, con la construcción de la primera instalación experimental en Larderello, Italia en el año 1904, lo que condujo al progreso del uso de esta energía. En el año 2011 se contaba con una capacidad energética aproximada de 11 GW (gigavatios) alrededor del mundo. Se han identificado que más de 70 países han utilizado la energía geotérmica y actualmente países como Estados Unidos, Filipinas, Islandia y El Salvador poseen una gran capacidad de este recurso (Gehring y Loksha, 2012).

En Chile, el suministro energético es un tema muy recurrente cada año, que se ve afectado por la continua contingencia nacional y el predominio del uso del carbón en las termoeléctricas (Saldivia, 2013). Existe la necesidad de analizar el desarrollo de nuevas energías como lo es la energía geotérmica. Chile por sus características tectónicas y geológicas posee una intensa actividad volcánica y también se ubica en el Cinturón de Fuego del Pacífico, otorgándole el 15% de actividad volcánica del mundo. Esto se demuestra con una gran cantidad de manifestaciones termales y un gran potencial geotérmico, lo que lo hace un país rico en recursos geotérmicos de baja, mediana y alta temperatura. Chile comenzó la exploración geotérmica en el año 1960, a través de empresas estatales apoyadas internacionalmente, que posteriormente quedaron detenidas producto de problemas económico-políticos (Serviland Minergy, 2021). Finalmente, durante el año 2000, se dictó la Ley N°19.657, sobre Concesiones de Energía Geotérmica lo que permitió que empresas privadas puedan invertir y desarrollar la obtención del recurso geotérmico (Serviland Minergy, 2021). Actualmente en Chile está operando la primera central geotérmica de alta entalpía de Sudamérica llamada Cerro Pabellón, ubicada en la comuna de Ollague, Región de Antofagasta. También hay proyectos que trabajan con energía de baja entalpía establecida en recintos educacionales como la de Trapa Trapa Butalelbum ubicado en la Región del Biobío. A través del tiempo se han iniciado nuevos proyectos de exploración geotérmica a lo largo de Chile, principalmente en el Norte y Sur del país que dan lugar a una nueva alternativa de explotación energética (Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, 2021).

Dentro de la Región del Biobío se encuentra la comuna de Alto Biobío. Esta zona se identifica como una posible fuente de energía geotérmica, además, esta cercana a la zona del volcán Callaqui, que posee una alta actividad (Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, 2000). En este estudio, se realizará un análisis del área para la evaluación de la existencia de recursos termales y a través de una descripción de la geología local se complementará la información del área para una posterior aplicación e interpretación de la metodología eléctrica de resistividad mediante Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT, por sus siglas en Inglés) con la geometría de Dipolo-dipolo y Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) con la configuración de Schlumberger permitiendo el reconocimiento preliminar y exploración del posible recurso geotérmico.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Geotermia

La geotermia es una rama de la geofísica, que se dedica al estudio y análisis del calor en el interior de la Tierra que se transmite a través de sus capas internas hacia el exterior de la corteza terrestre. La actividad térmica va en razón proporcional con la profundidad, a medida que se aumenta la profundidad las temperaturas serán mayores. Este concepto se le denomina gradiente geotérmico. Mediante los recursos geotérmicos se obtienen potencialmente grandes beneficios energéticos y económicos para la humanidad, en donde se aprovecha el calor proveniente de la Tierra a partir de la conducción, convección y radiación del agua en forma líquida o gaseosa dependiendo principalmente de la temperatura y la presión a profundidad (Villanueva, 2016).

2.1.1. Clasificación de yacimientos geotérmicos

Existen zonas del subsuelo que se consideran yacimientos geotérmicos, debido a que el calor se puede utilizar como recurso térmico natural. Las fuentes generadoras de calor provenientes del interior de la Tierra, producidas por el decaimiento de minerales radioactivos, reacciones químicas, fricción, presión mecánica, tectónica de placas y ciertos procesos que dan lugar a la formación y flujo de magma hacia la superficie, crean volcanes y calientan formaciones geológicas, constituyendo el mecanismo más importante por el cual se asocian genéticamente los yacimientos geotérmicos (Garcíadiego et al., 2015).

Un sistema geotérmico está formado por un reservorio o acuífero, que es un espacio confinado de rocas permeables en donde se almacena agua proveniente desde la superficie, la que entra a través de las rocas fracturadas o fallas, adquiriendo calor por la intercepción de un flujo de calor o foco de calor activo (Pous y Jutglar, 2004). Dependiendo de la temperatura y presión esta agua puede estar en estado gaseoso, líquido o una mezcla de ambos. El reservorio al estar sellado en su parte superior e inferior generaría las condiciones favorables para la generación de un yacimiento geotérmico. Las condiciones termodinámicas dentro de este yacimiento generarían nuevas características químicas específicas enriqueciendo en sales el agua. Este proceso proviene de la disolución de la roca del interior del yacimiento (Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía e Instituto Geológico y Minero de España, 2008). En la Figura 1 se presenta un sistema idealizado y resumido de un yacimiento geotérmico.

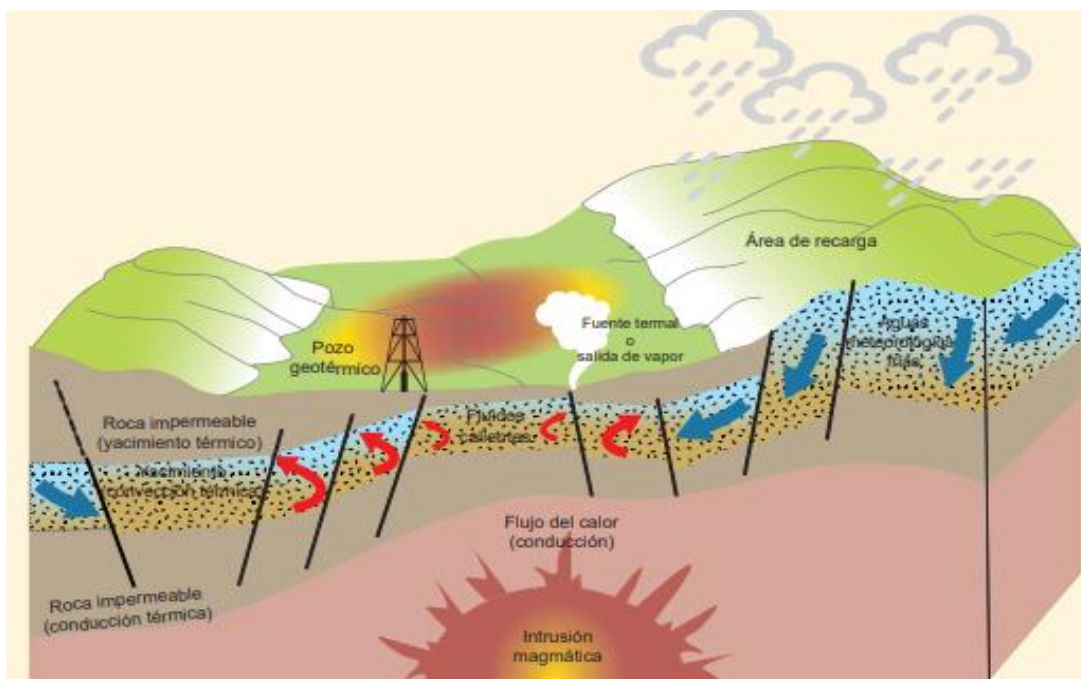


Figura 1: Sistema geotérmico ideal. (Tomado de Gehringer y Loksha, 2012).



Para la clasificación del yacimiento geotérmico se debe tener en consideración el grado de entalpía, que es un criterio establecido que diferencia a los yacimientos según sus límites de temperatura, entre los cuales se encuentran:

- **Yacimientos de alta entalpía:** Estos yacimientos presentan temperaturas superiores a los 150°C. El fluido que es expulsado generalmente se encuentra en estado gaseoso (vapor) seco o húmedo, con una presión considerable. Este fluido es utilizado principalmente para la obtención de energía eléctrica a través de una central (Pous y Jutglar, 2004).
- **Yacimientos de media entalpía:** En este tipo de yacimientos las temperaturas presentes fluctúan entre los 100 y 150°C, esto permite su utilización en la obtención de energía eléctrica mediante de ciclos binarios (IDEA y IGME, 2008).
- **Yacimientos de baja entalpía:** La temperatura del fluido presente en este tipo de yacimientos es inferior a los 100°C. Esto permite utilizar su energía de forma directa, es decir, aplicaciones de uso doméstico, agrícola e industrial (Pous y Jutglar, 2004).

Dentro de las aplicaciones de la energía proveniente de los yacimientos, anteriormente mencionados se tiene un resumen de algunos usos, como se observa en la Tabla 1.

Tabla 1: Algunas aplicaciones de la energía geotérmica en función de la temperatura del recurso. (Modificado de Pous y Jutglar, 2004).

Categoría	Temperatura (C°)	Algunas Aplicaciones
Alta Entalpía	180	Evaporación de soluciones concentradas
		Pulpa de papel
	170	Obtención de agua pasada
		Secado de tierra de diatomeas
	160	Secado de madera y algas
	150	Fabricación de alúmina (Proceso Bayer)
Media Entalpía	140	Secado rápido de productos agrarios
	130	Refinado de azúcar
		Extracción de sales por cristalización
	120	Obtención de agua destilada
	110	Secado de forraje y hortalizas
Baja Entalpía	100	Lavado y secado de lana
	90	Secado de pescado
	80	Calefacción convencional doméstica y residencial
	70	Límite inferior de refrigeración por absorción
	60	Calefacción de invernaderos y establos
	50	Cultivo de setas
	40	Calefacción por suelo radiante
30	Biodegradación, fermentación, piscinas	
20	Piscicultura y acuicultura Calefacción por bomba de calor	
Nota: No se incluye la generación de energía eléctrica para la que puede utilizarse agua a 150°C (en ciclos de vapor de agua) u 85°C (en ciclos binarios).		

2.1.2. Geotermia mundial

Según Gehringer y Loksha (2012), el uso de este recurso energético comenzó a inicios del siglo XX, con la construcción de la primera instalación experimental en Larderello, Italia en el año 1904, lo que condujo al progreso del uso de esta energía. En el siglo XXI se han identificado recursos geotérmicos en casi 90 países, como también un registro de utilización de esta energía en más de 70 países. Desde el año 2010 se está utilizando este recurso para la obtención de energía eléctrica en 24 países. Dentro del grupo de países con mayor capacidad instalada de plantas y la cuota más alta de energía geotérmica se encuentran Estados Unidos y Filipinas que alcanzan aproximadamente los 3.000 y 1.900 MW. Otras naciones que utilizan los recursos geotérmicos son Islandia y El Salvador, que han generado aproximadamente el 25% de su energía eléctrica. En la Figura 2 se puede observar los 24 países que utilizan los recursos geotérmicos para la obtención de energía eléctrica.



Figura 2: Capacidad instalada a nivel mundial. (Tomado de Gehringer y Loksha, 2012).

2.1.3. Geotermia en Chile

Chile es uno de los países con mayor actividad volcánica del planeta, producto de la posición con respecto al Cinturón de Fuego del Pacífico y cuenta con un 20% de los volcanes activos continentales (CEGA, 2021). Esto supone que Chile tiene un alto potencial para la generación de energía geotérmica, entregando cifras de potencial geotérmico que van desde los 3.350 MW alcanzando los 16.000 MW, lo que representaría un 91% de la capacidad instalada en la actualidad de la matriz energética del país (CEGA, 2021).

Chile y Perú son los principales países en el continente, que contienen un marco legal específico para la geotermia. La exploración y explotación de los recursos geotérmicos son regulados por la Ley sobre Concesiones de Energía Geotérmica, que entró en vigencia el año 2006, siendo el Ministerio de Energía quien se encarga principalmente de su administración y control del sector geotérmico (Bona y Coviello, 2016).

Además, el país cuenta con variada información de recursos geotermales y áreas de interés geotérmico, las que se encuentran en fase de exploración de empresas privadas o público-privadas. Entre los años 2006 - 2016 han sido otorgadas más de 80 concesiones de exploración y 9 concesiones de explotación (Santana, 2014; Allende, 2015, como se citó en Bona y Coviello, 2016), mientras que muchas solicitudes siguen en proceso en el Ministerio de Energía. Esto indica que existe un gran interés de la geotermia en Chile, pero no es significativo, producto de que no son proyectos geotérmicos potencialmente desarrollables, que corresponden a zonas de bajos potenciales geotérmicos como por ejemplo edificios volcánicos recientes y fuentes termales (Bona y Coviello, 2016).

En la región del Biobío y cerca de las fronteras Chile – Argentina, se localizan fuentes termales cercanas a la zona de estudio que son utilizadas como complejos turísticos. Dentro de este grupo se encuentran las Termas el Avellano, cuyas aguas termales se encuentran a una temperatura de 81°C (Lagos, 2017). Termas de Nitrao poseen una temperatura de reservorio entre los 57-90 °C (García, 2012). Por último, las Termas del Neuquén Copahue, se encuentran alrededor de los 200°C y 250°C respectivamente (Panarello, 2002). Esto permite demostrar que hay potencial geotérmico en el área y que existe una mayor probabilidad de encontrar un yacimiento.

2.2. Prospección Geoeléctrica

La geofísica aplica los principios de la física fundamentalmente al estudio y análisis del comportamiento de los procesos que ocurren dentro y fuera de la Tierra, como en el océano, atmósfera, campo magnético, propiedades eléctricas de las rocas, etc. Las investigaciones y análisis geofísicos del interior de la Tierra implican el uso de métodos que se aplican tanto en la superficie como cercanas a ella, las cuales son condicionadas por la disposición interna de las propiedades físicas que varían vertical y lateralmente (Kearey et al., 2002). Esto puede atribuir directamente a una gran cantidad de investigaciones y posteriores exploraciones de la corteza con el fin de la búsqueda de recursos naturales. Dentro de las técnicas y ramas de la geofísica destinadas a la investigación del subsuelo se encuentra la geoeléctrica, que se centra principalmente en el comportamiento del suelo y rocas sometidas a la corriente eléctrica.

2.2.1. Resistividad eléctrica

La resistividad eléctrica ρ es la propiedad que posee tanto el suelo como las rocas de oponerse a la conductividad de la corriente eléctrica. Además, es uno de los parámetros más específicos que ayudan a la caracterización de materiales homogéneos y heterogéneos. Su unidad de medida según el Sistema Internacional de Unidades (SI) es el ohm por metro ($\Omega \cdot m$). La resistividad eléctrica que posee un conductor homogéneo se determina a través de la resistencia del material y su geometría. Para un cilindro conductor homogéneo con una longitud δL , sección transversal δA y resistencia eléctrica δR como se observa en la Figura 3, su resistividad está dada por la Ecuación 1 (Kearey et al., 2002).

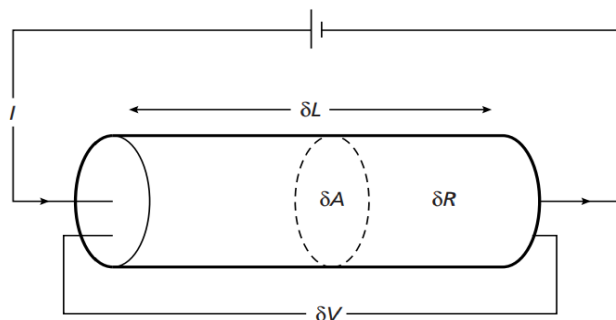


Figura 3: Parámetros utilizados para medir la resistividad. (Tomado de Kearey et al., 2002).

$$\rho = \frac{\delta R \cdot \delta A}{\delta L} \quad (1)$$

La Ecuación 1 nos permite describir la resistividad efectiva de una roca o suelo, es decir, la resistividad asociada a la relación del material con su grado de porosidad y la cantidad de agua que contenga. Archie (1942) propone que la resistividad efectiva se puede expresar en términos de resistividad y volumen de agua intersticial de acuerdo a la fórmula empírica resultando la Ecuación 2 como se cita en Kearey et al. (2002):

$$\rho_{ef} = a\phi^{-b}f^{-c}\rho_w \quad (2)$$

Donde ϕ es la porosidad, f la fracción de los poros que contienen agua de resistividad ρ_w y a , b y c son constantes empíricas. Además, ρ_w puede variar considerablemente dependiendo principalmente de las conductividades de los materiales.

La resistividad es una magnitud física muy variable para diversos materiales, y depende de los factores de humedad, temperatura y/o presión. La mayoría de los minerales formadores de suelos y rocas son aislantes o conductores de baja capacidad, esto quiere decir que la corriente eléctrica introducida se transporta mayoritariamente a través del paso de iones en las aguas de los poros, generando una disminución progresiva en la resistividad del material (Kearey et al., 2002).

El grado de saturación influye en la resistividad del medio, como también el contenido de salinidad del agua, por lo que el agua mientras mayor salinidad tenga, su resistividad será baja y viceversa (Auge, 2008). Las aguas que se encuentran en el medio ambiente según Gasulla (1999), generalmente contienen salinidad de algún tipo como NaCl, por lo que las resistividades tanto de las aguas de lagos y arroyos de alta montaña variarán entre los $10^3 \Omega \cdot m$ y $3 \cdot 10^3 \Omega \cdot m$. En cambio, las aguas subterráneas tendrán una resistividad aproximada de 1 a $2 \Omega \cdot m$ y el agua marina tendrá unos $0,2 \Omega \cdot m$.

Por lo tanto, la resistividad que oponen los minerales formadores de suelos y rocas puede variar dependiendo del contenido de salinidad del agua y su distribución de porosidad. Esto indica que la mayoría de las rocas conducen electricidad a través de electrolitos, siendo estas rocas conductoras iónicas, con una resistividad variable. La Figura 4 presenta el rango de resistividad de algunas rocas, suelos y minerales comunes.

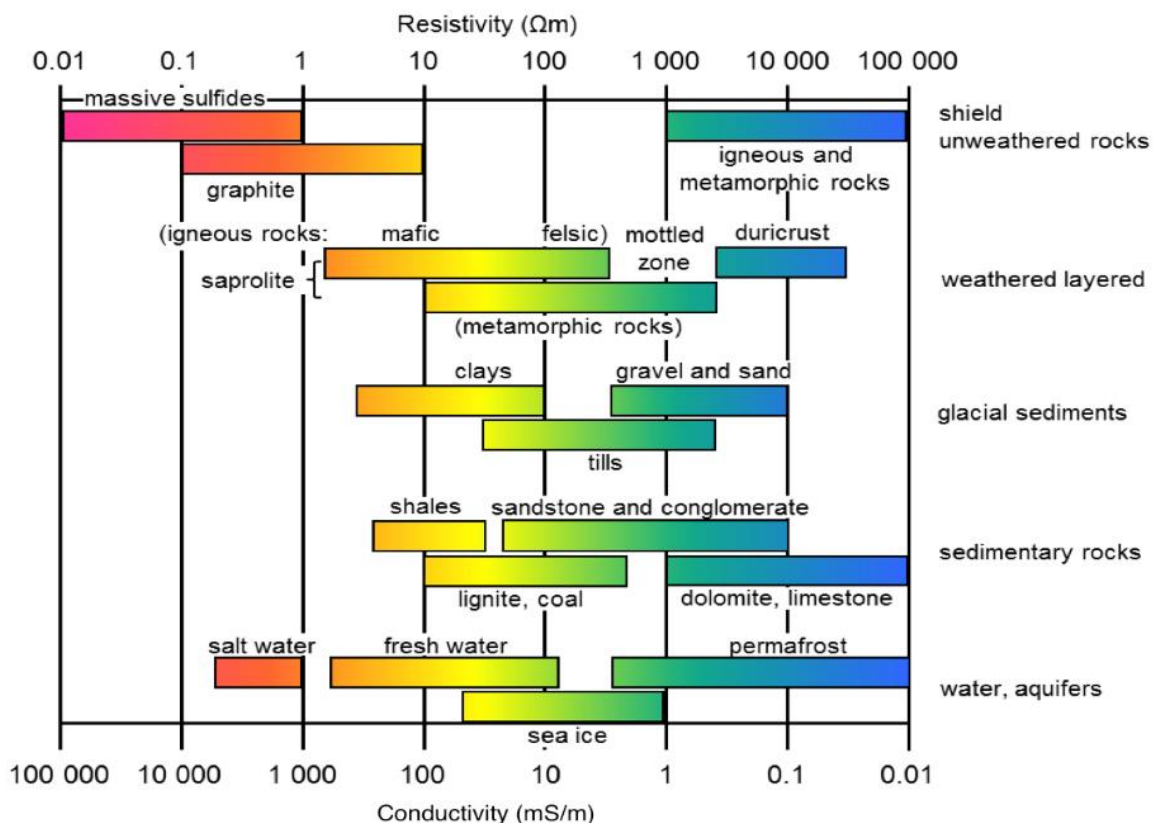


Figura 4: Rango de resistividades aparentes de rocas y elementos comunes. (Tomado de Palacky, G., 1987).

2.2.2. Resistividad aparente

En la naturaleza se tiene el caso de que el subsuelo no presenta capas homogéneas, por lo que su resistividad será medida en medios heterogéneos, a través del concepto de resistividad aparente, que variará con las posiciones relativas de los electrodos y su función se grafica según estas posiciones para perfilar así las capas subsuperficiales de suelos y rocas. La resistividad aparente se presenta en valores altos en rocas ígneas y metamórficas dependiendo principalmente del grado de fracturación y su porcentaje de agua que rellenan las fracturas. Por otra parte, las rocas sedimentarias al poseer mayor porosidad y alto contenido de agua tendrán una resistividad más baja (Candelaria, 2019). En la Figura 5 se presenta el esquema de la Ecuación 3, que se utiliza para calcular la resistividad aparente de cualquier configuración de electrodos (Kearey et al., 2002).

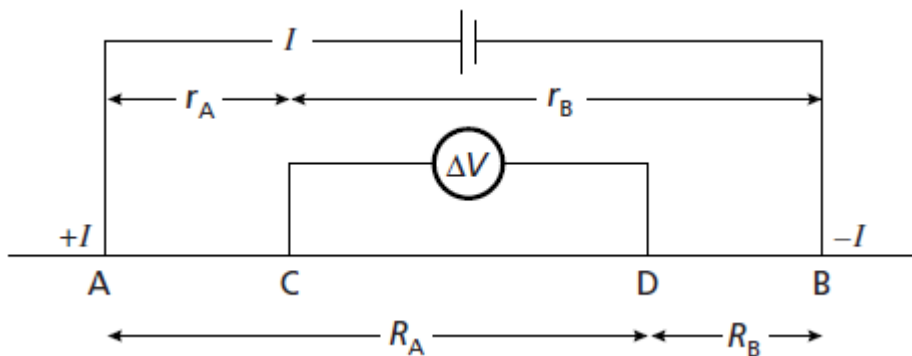


Figura 5: Esquema de la configuración del electrodo utilizado en mediciones de resistividad aparente. (Tomado de Kearey et al., 2002).

$$\rho_a = \frac{2\pi\Delta V}{I \left\{ \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right\}} \quad (3)$$

2.3. Métodos de Prospección Geoeléctricos

Los métodos de prospección eléctrica analizan el potencial eléctrico mediante mediciones sobre la superficie del terreno, lo que permite determinar las características del subsuelo, ayudando a reconocer estructuras geológicas, existencia de aguas subterráneas, reservorios, monitoreo de acuíferos, etc. Dentro de las ventajas del uso de métodos eléctricos, es que permite controlar las profundidades de penetración, lo que genera que sus usos sean muy variados y tienen un costo más económico en comparación a otros métodos. Los métodos que se destacan en esta investigación son los de Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) y Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).

2.3.1. Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT)

La Tomografía de Resistividad Eléctrica es un método con el que se puede determinar las distribuciones reales de la resistividad del subsuelo hasta cierta profundidad, medidos mediante las diferentes configuraciones de los dispositivos geoeléctricos sobre la superficie del terreno y analizados mediante programas computacionales y técnicas numéricas, entregando interpretaciones en 2D y 3D del subsuelo. El cálculo de este método según Molina (2006), consiste en la comparación de las resistividades aparentes del terreno, con las medidas reales, arrojando un error cometido. A través del uso de este error, se modifica el modelo hipotético real de resistividades verdaderas y tras variadas iteraciones, se obtiene el modelo de resistividades verdaderas del subsuelo que da explicación a las resistividades aparentes medidas. Su ejecución en terreno consiste principalmente en la colocación de electrodos separados por una determinada distancia entre ellos, generando

varios puntos de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV), los cuales serán fijos como se logra observar en la Figura 6. Además, se emplean las configuraciones de Dipolo-dipolo y Polo-dipolo.

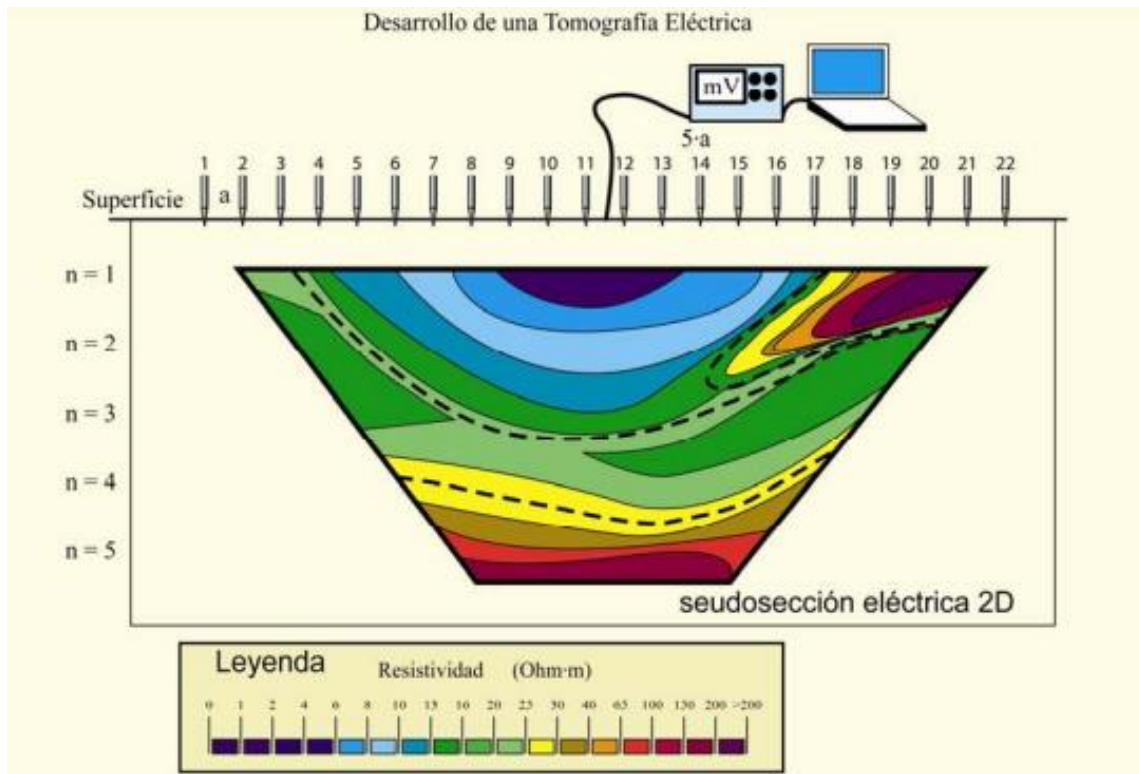


Figura 6: Representación del desarrollo de una Tomografía de Resistividad Eléctrica en 2D. (Tomado de Martínez, 2006).

Dispositivo Dipolo – dipolo

La configuración Dipolo – dipolo se caracteriza principalmente por la forma en que se disponen los electrodos, los cuales tienen un espaciamiento variado entre los electrodos de voltaje y de corriente. Esta configuración es bastante simple de instalar como se muestra en la Figura 7, en la que se presentan las distancias (a) iguales entre los dos electrodos de corriente (I) y los dos electrodos de potencial (V). En cambio, en la distancia entre los pares de electrodos de corriente y potencial, estas se separan por un determinado múltiplo de distancia (na). La Ecuación 4 permite obtener la resistividad aparente a partir de la relación del potencial de corriente y la variación lateral de los electrodos.

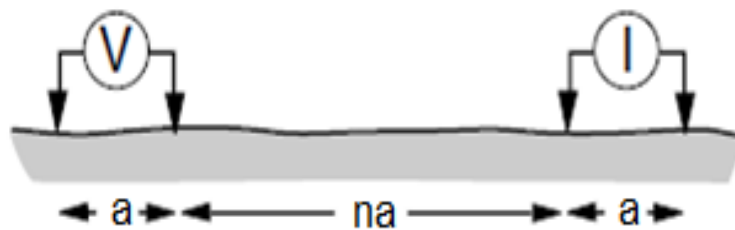


Figura 7: Dispositivo Dipolo – dipolo. (Modificado de Milsom, 2003).

$$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)a \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (4)$$

2.3.2. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

El Sondeo Eléctrico Vertical, tiene como finalidad el estudio de las distribuciones verticales en profundidad de las resistividades aparentes bajo los puntos sondeados a partir de las medidas de diferencia de potencial en la superficie, permitiendo detectar y establecer los límites de las capas horizontales del subsuelo (De la Peña, 2009). Con respecto a su aplicación los electrodos de corriente y potencial se mantienen en un punto con el mismo espaciamiento, el cual aumenta gradualmente extendiéndose alrededor de un punto central fijo como se logra observar en la Figura 8. Este método es utilizado mayoritariamente para estudios geotécnicos, hidrogeología y para determinar las profundidades de capas horizontales, de sobrecarga, grosor de estructuras de cuña, resistividad y profundidad de sedimentos y del basamento (somero), además, se utilizan principalmente las configuraciones de Schlumberger y Wenner.

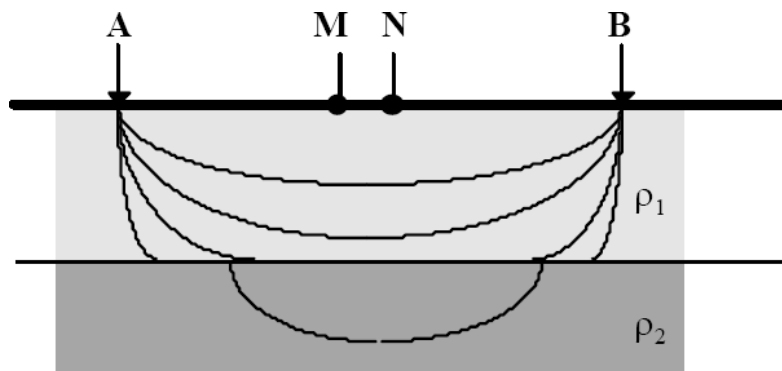


Figura 8: Principio de los Sondeo Eléctrico Vertical. Los electrodos A y B al separarse, generan que la corriente penetre capas más profundas. (Tomado de De la Peña, 2009).

Dispositivo Schlumberger

Es la configuración más utilizada en Sondajes Eléctricos Verticales (SEV), presenta sus electrodos de voltajes en el centro del terreno y los electrodos de corriente en los extremos. Se caracteriza fundamentalmente por la distancia de separación entre los electrodos de voltaje, que se mantienen fijos y no varían. En cambio, los electrodos de corriente pueden alejarse del centro para poder determinar un análisis con mayor profundidad, presentado en la Figura 9 y la Ecuación 5.

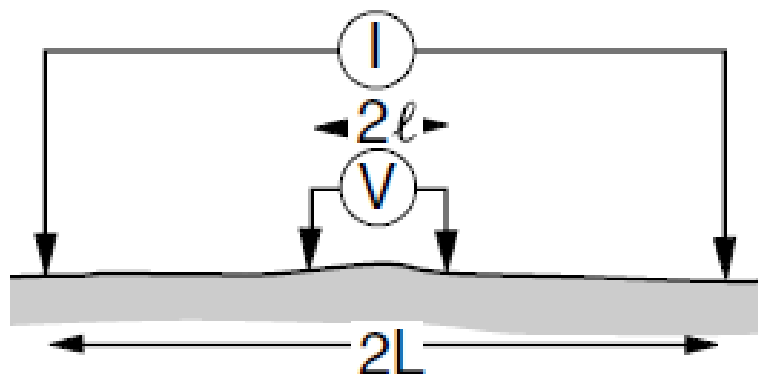


Figura 9: Dispositivo Schlumberger. (Tomado de Milsom, 2003).

$$\rho_a = \frac{\pi(L^2 - l^2)}{2l} \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (5)$$

2.4. Exploración de recursos termales a través de prospección eléctrica

Los métodos eléctricos, son convenientes para el análisis de búsqueda de aguas subterráneas debido a que generalmente los acuíferos son formaciones que poseen un buen contraste de resistividad con respecto a las formaciones impermeables encajantes (Pous y Jutglar, 2004). En este caso, al ser una exploración de sistemas geotérmicos, estos métodos son muy interesantes, debido a que la solubilidad y el contenido en sales en el agua aumentan con la temperatura, lo que genera una notable disminución de la resistividad en las rocas que pertenecen al acuífero (Pous y Jutglar, 2004).

La profundidad que alcanzan los métodos eléctricos depende principalmente de las distancias entre un electrodo de corriente y otro, y de la intensidad de la fuente transmisora. Estos métodos generalmente presentan algunas limitaciones debido a que sus medidas son indirectas respecto a los parámetros físicos del material del que está compuesto el subsuelo. Esta técnica no es exacta para determinar la resistividad de cada capa debido a que estas se conforman de variadas litologías que en muchas ocasiones poseen valores de resistividad muy similares, por lo que es primordial el análisis previo de la geología del sector. Ante la presencia, de estratos intermedios de poco espesor entre otras de más potencia, es posible que no se puedan detectar mediante este método, dejando ambigüedades en el estudio (Pous y Jutglar, 2004).

Según CEGA (2021), Chile al ser uno de los países con mayor actividad volcánica del planeta, cuenta con un 20% de los volcanes activos continentales, permite suponer que en el país existe un alto potencial de recursos geotérmicos. Uno de los métodos que se utiliza para la exploración de estos recursos es el de prospección eléctrica, que proporciona información muy importante relacionada a la estructura geológica en función de la distribución y composición mineralógica de suelos y rocas que existen en el área, esto contribuye a la verificación de zonas altamente potenciales que contienen recursos geotérmicos. Los métodos utilizados en este análisis son Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) y Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), estos ayudaron a la obtención de las resistividades aparentes, comprobando así la existencia de recursos termales en la zona de estudio. Muchos reservorios se asocian a zonas de resistividades aparentes anómalamente bajas, las alteraciones y los fluidos con contenido de sal se encuentran presentes a lo largo de fallas, y existe un contraste de resistividad en intrusiones y otras estructuras geológicas, por lo que este método facilita la exploración geotérmica en el área (Muñoz, 2011).

3. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1. Ubicación

El área de estudio se ubica en las instalaciones de la empresa Ecoparque Peumayenko en las coordenadas 37°58'S - 71°33'O de la comuna de Alto Biobío, Región del Biobío, Chile, como lo muestra la Figura 10.

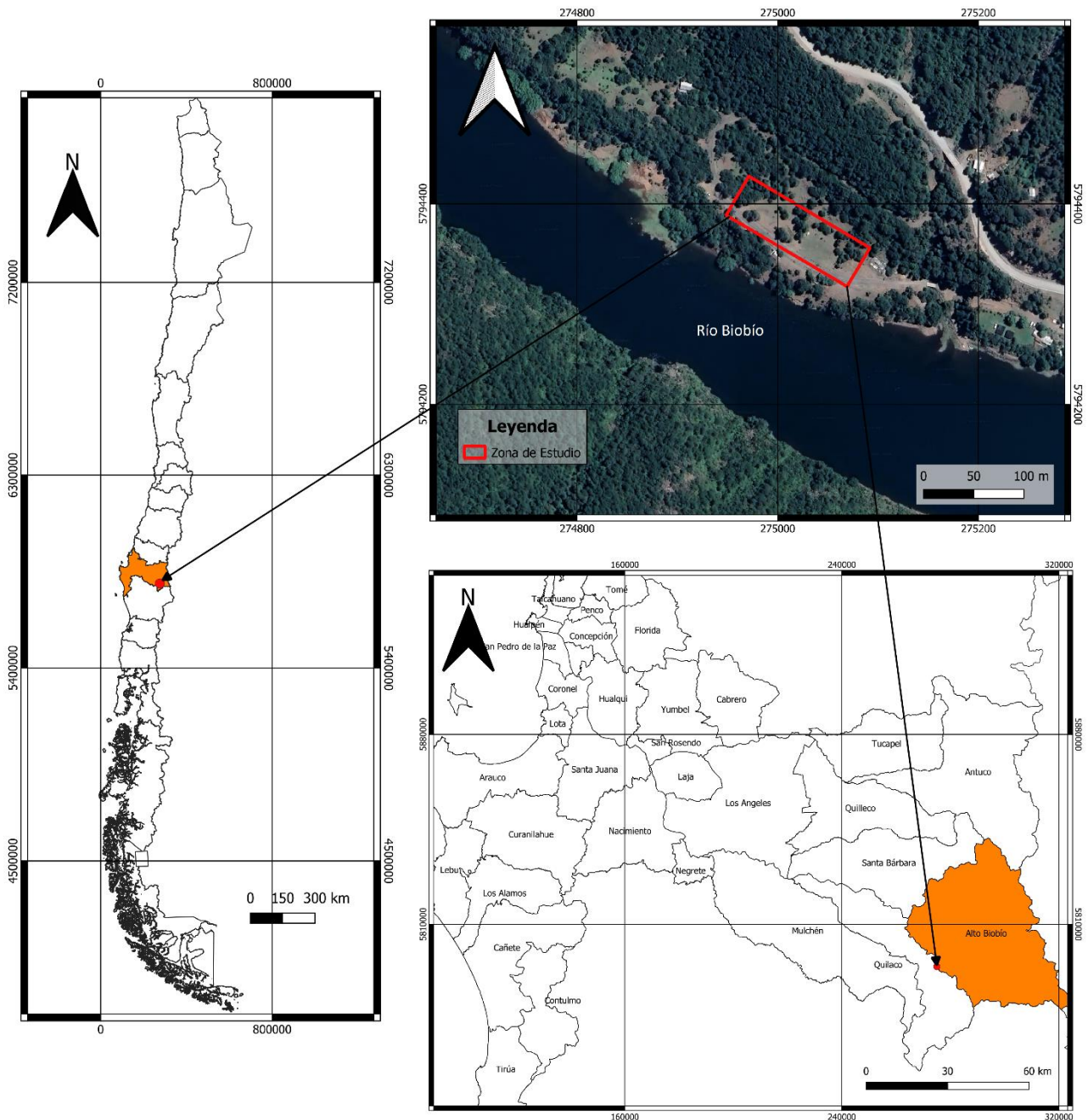


Figura 10: Mapa de Ubicación de la Zona de Estudio. (Elaboración propia).

3.2. Clima

La comuna de Alto Biobío presenta tres tipos de climas, que corresponden al clima templado lluvioso frío, el cual tiene la mayor predominancia en la comuna, clima templado cálido lluvioso con influencia mediterránea y el de tundra provocado por efectos de la altura (ETH) proveniente del sector cordillerano. Estos climas son fuertemente determinados por la ubicación cercana a la cordillera de Los Andes (Sistema de Información Territorial, 2019). En cuanto al efecto pluviométrico con respecto a la distribución de las precipitaciones durante el año, estas se localizan en las vertientes de barlovento de la cordillera, que están representadas por los volcanes Callaqui, Lonquimay y Tolhuaca. Según la Municipalidad de Alto Bío-Bío (2006), hacia la ladera de sotavento del volcán Callaqui, las precipitaciones disminuyen cerca del 50% en comparación al barlovento de la cordillera, acumulándose entre 2.500 a 5.000 mm.

3.3. Antecedentes Geológicos

3.3.1 Geología

El área de estudio se encuentra ubicada en la Zona Volcánica Sur (ZVS), en donde se presenta la morfoestructura volcánica Callaqui – Copahue – Cordillera de Mandolegüe como se logra observar en la Figura 11 en líneas amarillas punteadas, considerando tal como dice Sielfeld et al. (2017), la cadena volcánica transversal al orógeno más larga de la ZVS.

Respecto al entorno tectónico, la zona se encuentra sometida a la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, lo cual ha significado cambios en la arquitectura de la naturaleza volcánica sobre esta región en donde predominan las rocas basálticas a andesíticas (Sielfeld et al., 2017). Según Betancourt (2016), el Complejo Fisural Callaqui se encuentra asociado y fuertemente controlado por la zona de transferencia Callaqui - Copahue - Cordillera de Mandolegüe (CCM), ubicada entre el término de la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y el inicio del Sistema de Fallas Antiñir - Copahue (SFAC) y cumple la función de transferir la deformación entre estas dos, además, en el sector, existe régimen transtensivo en donde la mayoría de las estructuras corresponden a fallas de rumbo o normales.

En la Figura 11 se distinguen las diferentes unidades geológicas, pliegues, fallas y zonas de actividad geotérmica que poseen una temperatura de salida sobre los 50 °C (círculos de color celeste), además, de respiraderos eruptivos menores (círculos de color morado). En cuanto a la actividad sísmica, se han registrado diferentes sismos con profundidades menores a los 35 kilómetros (círculos amarillos), lo que indicaría fracturamiento de rocas asociados a flujos internos.

La geología local, se describe desde lo más antiguo a los más reciente, considerando una correlación aproximada entre distintos autores. Los depósitos más antiguos de la zona corresponden a secuencias sedimentarias y volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Sielfeld et al., 2017). Posterior a ello, se ha depositado la Formación Cola de Zorro proveniente del Plioceno-Pleistoceno, definida por González y Vergara (1962), como una unidad litológica compuesta principalmente por coladas de andesitas basálticas, basaltos con clinopiroxenos, material piroclástico de la misma composición y además, se observan aglomerados volcánicos.

En cuanto a las rocas y depósitos provenientes del volcán Callaqui, estas se constituyen por lavas del Holoceno, depósitos piroclásticos y rocas volcánicas del Pleistoceno-Pleistoceno Tardío (Sielfeld et al., 2017) y se disponen como lavas andesíticas, basálticas, brechas volcánicas y aglomerados (Moreno et al., 1984, como se citó en Arias, 2020).

Las unidades más recientes se constituyen por rocas sedimentarias provenientes del periodo Cuaternario, que se conforman por arenas y gravas de valles actuales. Estos sedimentos han sido depositados en las terrazas fluviales del cauce actual del río Biobío. Los depósitos de arenas y gravas se componen principalmente de clastos basálticos – andesíticos, alcanzando potencias de hasta 60 metros por sobre el nivel del río Biobío. En estas amplias plataformas se han establecido comunas como Santa Barbara, Alto Biobío, Nacimiento y Negrete (Ferraris, 1979).

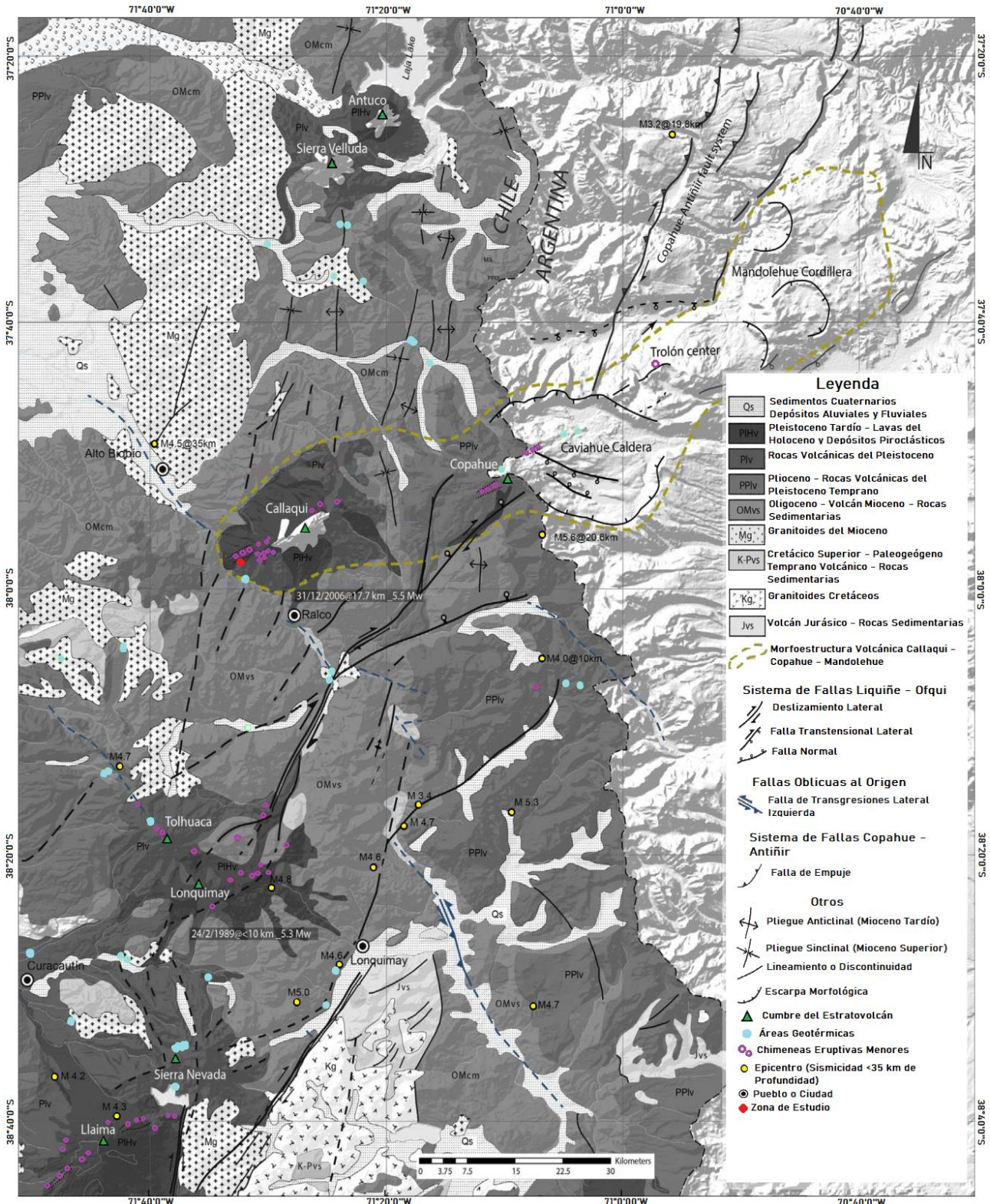


Figura 11: Mapa geológico regional de la zona de estudio. (Modificado de Sielfeld et al., 2017).

3.3.1. Geomorfología

En cuanto a la geomorfología de la zona de estudio, según Börgel (1983), la comuna de Alto Biobío se encuentra inserta dentro de la unidad denominada como cordillera Andina de retención crionival.

Según la Dirección General de Aguas (2011), en la zona superior de la cuenca del río Biobío, se encuentran depósitos fluvio-glacio-volcánicos que han sido arrastrados a partir de la Cordillera de Los Andes, debido a procesos de transporte desde los cauces o aluviones, dinámica de glaciares o a causa de la actividad volcánica. Estos materiales se conforman por bloques, rodados, arenas, limos y arcillas.

El volcán Callaqui ha sido formado a través de sucesivas erupciones fisúrales. Las unidades volcánicas más antiguas datan de aproximadamente 500 mil años, las cuales han sido cubiertas por unidades posteriores desde el Pleistoceno Superior-Holoceno. El volcán se presenta en dirección NE-SW como resultado de diques y cadenas de conos piroclásticos. Los magmas que han sido expulsados son basaltos y andesitas basálticas principalmente durante erupciones hawaianas y estrombolianas (Servicio Nacional de Geología y Minería, 2022). En cuanto a la actividad volcánica se han registrado las erupciones históricas en los años 1751, 1864 y 1937 (Sielfeld et al., 2017), incluida una pequeña emisión de ceniza freática observada en 1980 (Stern et al., 2007).

A partir de los resultados basados en los antecedentes geológicos de la zona del Alto Biobío y según las resistividades típicas propuestas por Palacky (1987), se espera que las rocas ígneas correspondientes a las unidades geológicas de la zona de estudio presenten altas resistividades que estén aproximadamente entre los $1.000-100.000 \Omega \cdot m$. Para las unidades más jóvenes pertenecientes al Cuaternario compuestas por secuencias volcánicas y sedimentarias como areniscas, conglomerados, producto de depósitos aluviales, coluviales y remoción en masa la resistividad disminuiría, arrojando valores aproximados entre los $10-10.000 \Omega \cdot m$, lo que indicaría claramente cambios de litologías. Además, según el sistema estructural, existe una serie de fallas (algunas inferidas) lo que indicarían posibles medios por donde el agua subterránea y la que proviene de la superficie pueda infiltrarse, arrojando fluctuaciones en las resistividades, debido a que las aguas de lagos y arroyos de alta montaña varían entre $10^3 \Omega \cdot m$ y $3 \times 10^3 \Omega \cdot m$ (Gasulla, 1999).

4. METODOLOGÍA

4.1. Trabajo de Gabinete

Para el trabajo de gabinete se hizo una recopilación de información bibliográfica y un posterior análisis relacionado a la prospección eléctrica, a través de los métodos de Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) y Sondeo Eléctrico Vertical (SEV). Además, se reunió información con respecto a la geotermia y la necesidad mundial y nacional de la utilización de este recurso a lo largo de la historia, como también información de la ubicación y sus antecedentes geológicos, estructurales y geomorfológicos. Con esto se definieron los objetivos específicos y generales de este estudio.

4.2. Trabajo de Terreno

Para el trabajo en terreno se hizo un recorrido y exploración de la zona en donde se localizaron y aplicaron los métodos con sus respectivas coordenadas, como aparece en la Tabla 2, junto a ello se desplegaron los equipos y los electrodos según los métodos de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) con la configuración de Schlumberger y Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) con la geometría de Dipolo-dipolo como se puede observar en la Figura 12. Luego de la configuración de los equipos se procede a la inyección de corriente al subsuelo, lo cual entregó la distribución eléctrica del área de estudio.

Tabla 2: Localización de ERT y SEVS con coordenadas UTM WGS84 Huso 19S. (Elaboración propia).

Método	UTM Este (m)	UTM Norte (m)	Cota Terreno (m s.n.m.)
Inicio ERT	275072	5794333	527
Final ERT	274981	5794389	531
SEV 1	274992	5794385	517
SEV 2	275022	5794367	510

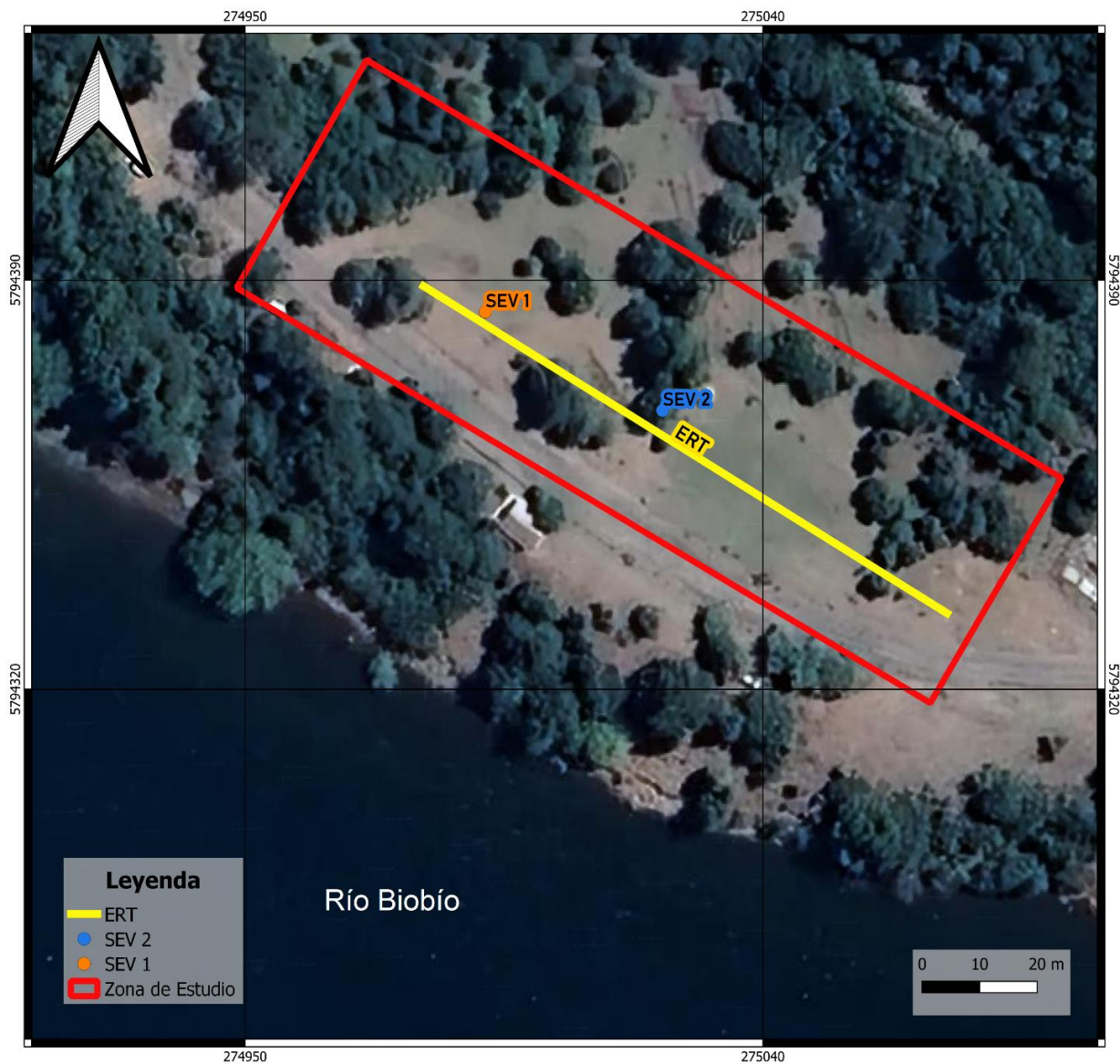


Figura 12: Mapa de la zona de estudio en color rojo, la ubicación de SEV 1 en color naranja, SEV 2 color azul y ERT en color amarillo. (Elaboración propia).

La primera toma de datos en la zona de estudio se realizó en el mes de abril, el día 18 y la segunda en el mes de mayo, el día 14 del año 2022. Como se logra observar en la Tabla 2 se llevó a cabo una Tomografía de Resistividad Eléctrica con una distancia de 120 metros y dos Sondajes Eléctricos Verticales con distancias de 60 y 80 metros. Las condiciones del terreno en las que se realizaron las mediciones no eran las más adecuadas puesto que el suelo estaba húmedo, debido a la estación del año en que se tomaron las muestras de datos, sin embargo, no existieron problemas en las inyecciones de corriente. Es importante señalar que existe una diferencia en el potencial espontáneo (SP) entre los Sondeos Eléctricos Verticales que se realizaron en terreno.

4.3. Análisis de resultados

Luego de las mediciones realizadas con los métodos de Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) y Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) en terreno, se obtuvieron los datos de las mediciones que fueron analizados a través de los programas IPI2Win para los datos obtenidos del SEV y RES2Dinv para ERT.

4.3.1. IPI2Win

Este software está diseñado para la interpretación 1D de las curvas de Sondeo Eléctrico Vertical a lo largo del perfil de forma automática o semi-automática, obtenidos de las mediciones a través de la geometría Schlumberger. Además, este programa ayuda a caracterizar la geología de la zona de estudio y su principal ventaja es la cómoda interpretación manual (Domínguez, 2018).

4.3.2. RES2Dinv

Este software tiene como propósito interpolar e interpretar datos obtenidos en el terreno de prospección geofísica eléctrica (sondeo 2D) de resistividad eléctrica y polarización inducida. La inversión de los datos de resistividad y polarización inducida (IP, por sus siglas en Inglés) se realiza mediante mínimos cuadrados que incluye aplicación de elementos finitos y diferencias finitas y además, puede trabajar con datos de cualquier geometría de electrodos como Wenner, Dipolo-dipolo, Polo-dipolo en línea, Polo-Polo, Wenner-Schlumberger, Polo-dipolo ecuatorial y matrices no convencionales, entre otros (Landviser, 2021).

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación, se presenta el perfil de resistividad aparente calculado a través de la metodología de la Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) con la geometría de Dipolo-dipolo, en donde se consideraron los datos del valor de potencial espontáneo, corriente inyectada, voltaje, obtenidos directamente en la zona de estudio, los cuales se utilizaron en el programa RES2Dinv. Además, se obtuvieron las curvas de los perfiles obtenidos mediante el Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) con la geometría de Schlumberger siendo llevadas a cabo con el programa IPI2win.

5.1. Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT)

La Figura 13 demuestra el perfil de resistividad aparente calculado mediante la metodología de Dipolo-dipolo.

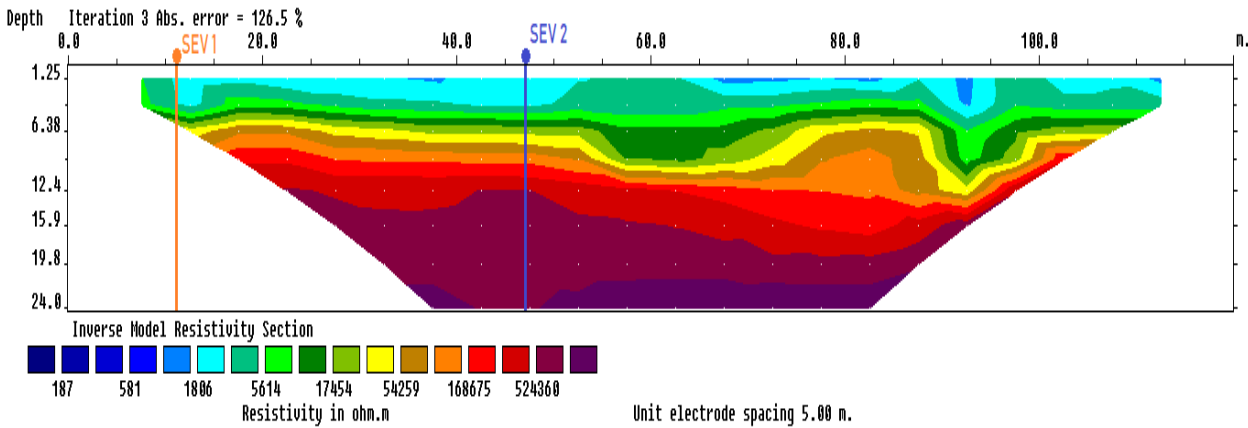


Figura 13: Perfil Dipolo-dipolo, con ubicaciones del SEV 1 Y SEV 2. (Elaboración propia).

Los datos obtenidos de la Tomografía de Resistividad Eléctrica entregan una estimación de la distribución eléctrica de la zona de estudio. Mediante de esta información se analizaron las diferentes resistividades obtenidas y con la información recopilada de la geología presente en el área, se realizó una comparación a través de la Figura 4. Con lo anterior se elaboró la Tabla 3, en donde se exponen los diferentes tipos de estratos. Además, cabe mencionar que la capa 5 no posee un espesor definido por ser el último estrato considerado por el modelo. Finalmente es importante señalar que en este análisis se obtuvieron datos anómalos en las resistividades de la ERT, debido a que el error es muy alto, provocando que el modelo sobreestime los valores de resistividad. Esto puede ser debido a los factores de porosidad, tipos de roca y suelos presentes, temperatura, grado de saturación del terreno, humedad, entre otras, pudiendo afectar principalmente la toma de datos. Al comparar con los resultados obtenidos de ambos SEV, se puede observar que existe una consistencia en el modelo, debido a que este también arroja valores de resistividad elevados.

Tabla 3: Interpretación de resultados obtenidos a través del Dipolo-dipolo. (Elaboración propia).

Estrato	Espesor (m)	Tipo de Suelo
Capa 1	~0.0 – 0.1	Cobertura vegetal, material areno limoso de origen fluvial
Capa 2	~ 0.1 – 3.0	Arenas y gravas
Capa 3	~3.0 – 6.0	Areniscas y conglomerados
Capa 4	~6.0 – 12.0	Secuencia sedimentaria volcano-clástica
Capa 5	~ 12.0 – ?	Rocas andesíticas-basálticas

5.2. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

A través de los datos obtenidos de los Sondeos Eléctricos Verticales, se puede generar una estimación de la estratigrafía de la zona de estudio. A continuación, se presentan los resultados de las curvas de resistividad aparente (Figura 14) y el modelo geoelectrico (Figura 15) correspondiente a los SEV que se realizaron en el área de estudio.

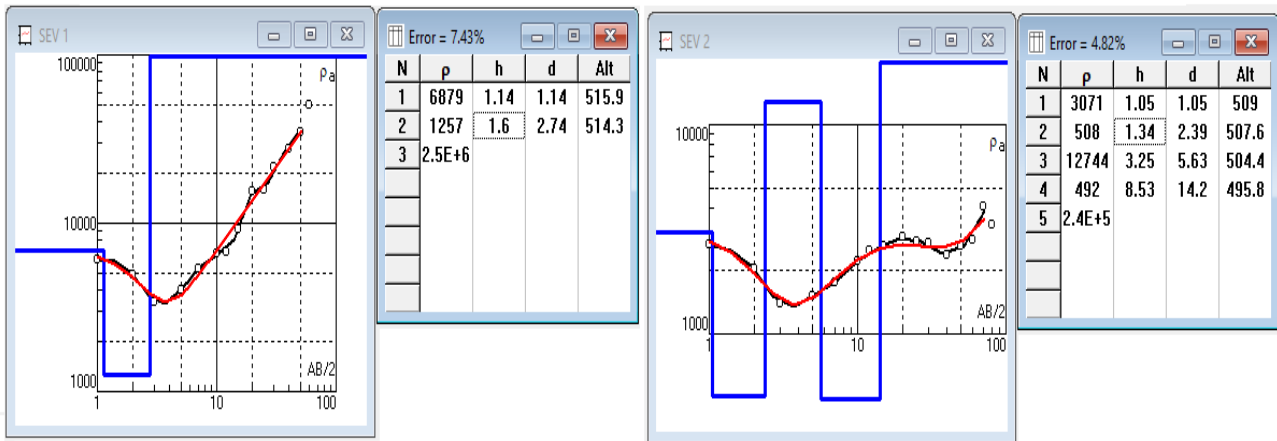


Figura 14: Curvas de resistividad aparente obtenidas para los puntos SEV 1 y SEV 2. Como se observa, el eje horizontal corresponde a la distancia entre el punto de medición y el electrodo inyector ($AB/2$), mientras que el eje vertical presenta la resistividad aparente (ρ_a) obtenida. Las tablas de la figura corresponden a la información de los SEV y presentan el porcentaje obtenido de error asociado. La columna Alt es la altitud con respecto a los metros sobre el nivel del mar, d es la profundidad a la que se encuentra la capa, h es el espesor, ρ la resistividad y N el número de capas. (Elaboración propia).

En el punto SEV 1 se obtiene que la curva de resistividad aparente se mantiene a lo largo de toda su extensión de $AB/2$ bajo los $100.000 \Omega \cdot m$, siendo estos los valores más altos del análisis. Alcanza un valor mínimo de aproximadamente $3.000 \Omega \cdot m$ a los 4 metros de $AB/2$ y un máximo aproximado de $50.000 \Omega \cdot m$ a los 60 metros de $AB/2$. Mientras que el punto SEV 2 se observa que la curva de resistividad aparente obtenida se mantiene durante toda su extensión de $AB/2$ entre los valores de $1.000 - 10.000 \Omega \cdot m$. Alcanza un valor mínimo aproximado de $1.500 \Omega \cdot m$ entre los 3 - 4 metros de $AB/2$ y un máximo aproximado de $5.000 \Omega \cdot m$ a los 80 metros de $AB/2$. Es importante señalar que existe una variación en el número de capas y las resistividades aparentes entre los SEV, lo cual está directamente relacionado a la diferencia de potencial espontáneo (SP) que se obtuvo in-situ, lo que puede ser causado por variaciones en la temperatura, cantidad de humedad, actividad de materia orgánica, presencia de objetos metálicos e interacciones químicas que puede sufrir el suelo en la zona de estudio.

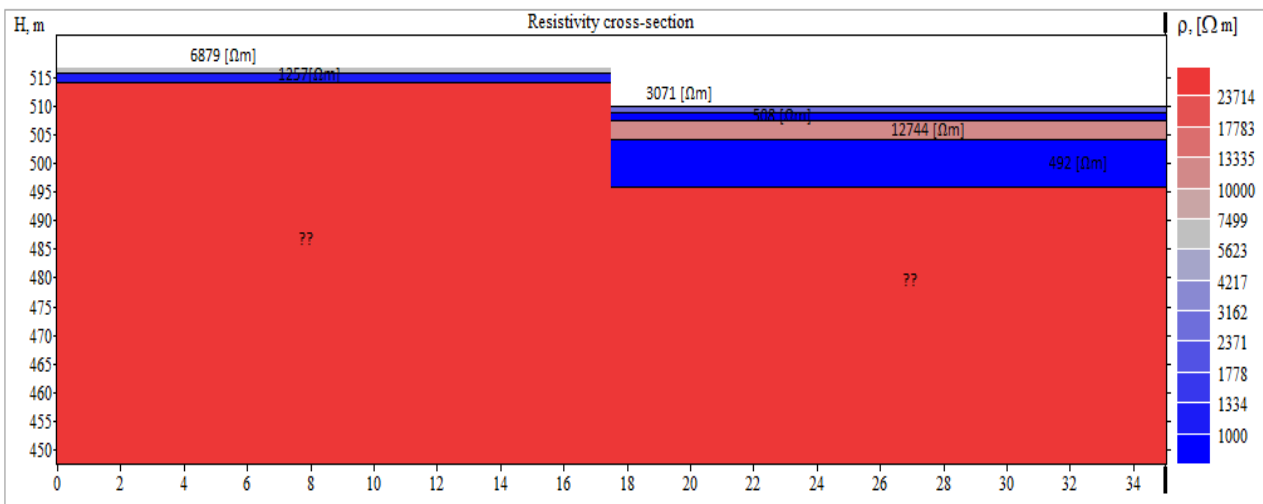


Figura 15: Modelo geoelectrico con valores de resistividad de los puntos SEV 1 y SEV 2. (Elaboración propia).

En la Figura 15 se demuestra el modelo geoelectrico obtenido a través de los puntos SEV, lo que permite determinar los diferentes estratos con su respectiva geología mediante las resistividades. Para la columna del punto SEV 1, se obtiene un estrato superficial de aproximadamente 1.14 metros correspondiente a gravas y arenas con una resistividad aparente de $6.879 \Omega \cdot m$ con presencia de humedad debido a las precipitaciones en temporada de invierno. Seguido a esto, el modelo entrega una segunda capa de aproximadamente 1.6 metros con resistividades aparentes de $1.257 \Omega \cdot m$, lo que puede ser producido por la presencia de humedad mediante la porosidad de las rocas sedimentarias, tales como las areniscas y conglomerados, teniendo en consideración la cercanía entre las superficies medidas y el río Biobío. Finalmente, el modelo entrega una región que posee altas resistividades, que superan los $2,5 \times 10^6 \Omega \cdot m$, lo cual puede corresponder a la presencia de rocas basálticas a andesíticas, coherente con el análisis de la geología local. La naturaleza de estas rocas es de carácter impermeable, lo que permite la concordancia con el análisis de las capas suprayacentes que han presentado una baja resistividad, donde el agua infiltra con mayor facilidad. Además, es poco probable que en el área existan fracturas en las rocas inferiores, lo que dificultaría la surgencia del recurso hidrotermal a partir del volcán. En esta columna no se visualizan resistividades suficientemente bajas que puedan indicar la presencia de aguas termales en la zona de estudio. Mientras que la columna del punto SEV 2, comienza en la superficie con una capa de aproximadamente de 1.05 metros con resistividades de $3.071 \Omega \cdot m$, lo que puede indicar la presencia de arenas y gravas con la existencia de humedad, seguida de una capa de 1.34 metros que posee una resistividad de $508 \Omega \cdot m$ debido a la presencia de arenas saturadas. Seguidamente el modelo arroja una capa de aproximadamente de 3.25 metros, con una resistividad elevada de $12.744 \Omega \cdot m$ producto de la presencia de suelos y rocas sedimentarias, tales como areniscas y conglomerados. A continuación, se presenta una capa de aproximadamente 8.53 metros con resistividades bastante bajas que bordean los $492 \Omega \cdot m$, esto puede deberse a depósitos aluviales con presencia de material más fino en comparación a las capas superiores. Por último, el modelo tiene un estrato que se dispone de altas resistividades, que superan los $2,4 \times 10^5 \Omega \cdot m$, pudiendo corresponder a la presencia de rocas basálticas a andesíticas que no están fracturadas, impidiendo la circulación de aguas termales, lo que implica que no existe una disminución de las resistividades que concuerde con las correspondientes a aguas termales. En esta columna no se logra observar la presencia de aguas termales en el área, porque esto no se refleja con claridad, aunque exista una disminución pronunciada de la resistividad, esta se puede relacionar al nivel freático, teniendo en cuenta que los estudios han sido realizados a escasos metros del río Biobío.

A partir de las Figuras 14 y 15, considerando los errores asociados a los modelos estadísticos del 7,43% (SEV 1) y 4,82% (SEV 2), están dentro del rango considerado como un buen ajuste. Junto a la información recopilada de la geología presente en el área, se realizó una comparación a través de la Figura 4, lo que permite estimar las diferentes capas de estratos con su respectiva geología y resistividad permitiendo la elaboración de la Tabla 4 y 5.

Tabla 4: Interpretación de resultados obtenidos a través de SEV 1. (Elaboración propia).

Estrato	Espesor (m)	Tipo de suelo
Capa 1	~ 1.14	Arenas y gravas
Capa 2	~ 1.6	Areniscas y conglomerados
Capa 3	??	Rocas andesíticas-basálticas

Tabla 5: Interpretación de resultados obtenidos a través de SEV 2. (Elaboración propia).

Estrato	Espesor (m)	Tipo de Suelo
Capa 1	~1.05	Arenas y gravas
Capa 2	~1.34	Arenas saturadas
Capa 3	~3.25	Areniscas y conglomerados
Capa 4	~8.53	Depósitos aluviales con presencia de material más fino
Capa 5	??	Rocas andesíticas-basálticas

Finalmente, a partir de la información obtenida de los métodos de Tomografía de Resistividad Eléctrica y los Sondeos Eléctricos Verticales se puede afirmar que existe una concordancia entre estos dos métodos, puesto que las resistividades presentes concuerdan con el análisis de la geología de la zona estudio, esto entrega una mayor confiabilidad en el estudio. Es importante señalar que existe una variación en las resistividades de estos métodos, debido a que el método de ERT a través de la geometría Dipolo-dipolo analiza una menor profundidad entregando un mayor detalle. Mientras que los SEV estudian una mayor profundidad a menor detalle. Es por ello que se complementaron estos métodos para tener una mejor visualización del área de estudio para la búsqueda de recursos geotérmicos. La metodología de resistividad eléctrica a veces es confusa de interpretar, sin embargo, existen otros métodos geofísicos utilizados en la exploración de recursos térmicos, como los electromagnéticos, gravimétricos, magnéticos, sísmicos y termométricos. Estos difieren en las aplicaciones, ambiente geológico, costos y limitaciones debido a que algunos no proporcionan medidas directas de la geometría de la roca, otros requieren de calibración para ciertas profundidades, o bien, al igual que la resistividad eléctrica arrojan resultados ambiguos.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A partir del análisis de la geología y geomorfología presente en la zona de estudio, se tomó en consideración la presencia del estratovolcán Callaqui, como una fuente natural de calor, dado que es un volcán activo y ha influenciado directamente al modelamiento del relieve junto al río Biobío. Basado en la información otorgada por BCN (2000), esta zona se identifica como una posible fuente de energía geotérmica lo que indicaría una correlación directa con el mapa geológico, el cual presenta un área geotérmica muy cercana a la zona de estudio que cumple con las condiciones geológicas de un reservorio geotermal.

Después de aplicar la prospección geofísica a través de los métodos de ERT y SEV se obtuvo la variación de las propiedades físicas de los estratos y cuerpos rocosos del subsuelo en función de la profundidad. Del análisis de las resistividades aparentes y espesores obtenidos en ambos métodos se estimó la distribución y litología de los estratos. Es preciso señalar que valores de resistividad anómalos obtenidos en la ERT son atribuibles a factores como la porosidad, el tipo de roca y suelo presente, temperatura, grado de saturación del terreno, humedad, entre otros, que pueden afectar directamente a la toma de datos. Por otra parte, al comparar los dos SEV, también se identificaron anomalías, debido a que hay una notoria diferencia de resistividades aparentes entre ellos, que va directamente relacionado a la diferencia de potencial espontáneo (SP) que se obtuvo in-situ, que se pudo ver afectada por distintas perturbaciones en el subsuelo que pueden alterar las resistividades resultantes. Estas perturbaciones son provocadas por variaciones en la temperatura, cantidad de humedad, actividad de materia orgánica, presencia de objetos metálicos e interacciones químicas que puede sufrir el suelo.

Al estimar las diferentes distribuciones de las capas, no se logró la visualización de la presencia de aguas termales en el área de estudio, debido a que sólo se presentaron resistividades aparentes relacionadas a suelos y rocas sedimentarias con alta humedad por la temporada de invierno y la cercanía de flujos provenientes de vertientes o del río Biobío, además, la presencia de rocas ígneas, que van desde andesitas a basaltos.

Finalmente se recomienda el uso de técnicas de identificación por medio del procesamiento de imágenes satelitales para la visualización de áreas con potencial de alteración hidrotermal, puesto que los métodos geofísicos de exploración son indirectos, por lo tanto, es conveniente definir de la forma más clara posible las condiciones previas de la zona a evaluar. Para la exploración de recursos subterráneos, se sugiere la realización de una mayor cobertura de terreno con profundidades de sondeo mayores, a través de las metodologías sísmicas y electromagnéticas, lo que permitiría aumentar las posibilidades de encontrar recursos geotérmicos, como también hacer el análisis de la búsqueda de aguas termales en una zona más cercana al volcán donde las capas del subsuelo tengan una conexión hidráulica y aplicar sondeos mecánicos de reconocimiento, los cuales ayudan a contrastar la información obtenida de la geofísica, permitiendo eliminar ambigüedades en el sector de estudio.

7. REFERENCIAS

- Arias, D.** (2020). *Análisis de peligro volcánico por caída de tefra en los volcanes Callaqui, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-choshueco, Chile* [Tesis de Pregrado, Universidad de Concepción]. Repositorio académico de la Universidad de Concepción.
- Auge, M.** (2008). *Métodos Geoeléctricos para la Prospección de Agua Subterránea*. Área de Hidrogeología. Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. <http://tierra.rediris.es/hidrored/ebooks/miguel/ProspeccGoeolec.pdf>
- Betancourt, C.** (2016). *Alteración hidrotermal asociada al Complejo Fisural Callaqui: aporte de la mineralogía de arcillas y ceolitas, y de la geoquímica de fluidos* [Tesis de Pregrado, Universidad de Chile]. Repositorio académico de la Universidad de Chile.
- Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, BCN.** (2000). *Reglamento identifica fuentes probables de energía geotérmica*. Ministerio de Minería. Decreto N°142. <https://www.bcn.cl/leychile/navegar?idNorma=171498>
- Bona, P. y Coviello, M.** (2016). *Valoración y gobernanza de los proyectos geotérmicos en América del Sur: Una propuesta metodológica*. Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL). https://repositorio.cepal.org/bitstream/handle/11362/40079/1/S1600390_es.pdf
- Börgel, R.** (1983). *Geomorfología*. Geografía de Chile. Tomo II. Instituto Geográfico Militar, Chile.
- Candelaria, M.** (2019). *Aplicación de métodos geoeléctricos para la detección de zonas de filtración en la presa Gonzalo N. Santos, San Luis Potosí* [Tesis de Posgrado, Instituto Potosino de Investigación científica y tecnológica]. <https://ipicyt.repositorioinstitucional.mx/jspui/bitstream/1010/2213/1/TMIPICYTH4A72019.pdf>
- Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, CEGA.** (2021). *Geotermia en Chile*. <http://www.cea-uchile.cl/informacion-de-interes/geotermia-en-chile/>
- De La Peña, E.** (2009). *Prueba de tomografía eléctrica como herramienta de prospección de acuíferos en Pto Cumarebo, Edo Falcón* [Tesis de Pregrado, Universidad Simón Bolívar].
- Dirección General de Aguas, DGA.** (2011). *Estudio Hidrogeológico Cuencas Bío Bío e Itata*. <https://snia.mop.gob.cl/sad/SUB5348v4.pdf>
- Domínguez, C.** (2018). *Manual IPI2Win: Prospección Eléctrica*. <https://pdfcoffee.com/manual-ipi2win-5-pdf-free.html>
- Ferraris, F.** (1979). *Hoja Los Angeles-Angol. Escala: 1:250.000*. Carta Geológica de Chile N°5 (Preliminar). Instituto de Investigación Geológicas.

- García, D.** (2012). *Geoquímica de las fuentes termales del volcán Sierra Velluda, VIII Región, Chile* [Tesis de Pregrado, Universidad de Chile]. Repositorio académico de la Universidad de Chile.
- Garciadiego, A., Coronado, Y. y Quezada, A.** (2015). *Metodología para la elaboración de un modelo conceptual a partir de datos geológicos, geofísicos y geoquímicos en la fase de reconocimiento y prefactibilidad de un proyecto geotérmico* [Tesis de postgrado, Universidad de El Salvador]. <https://ri.ues.edu.sv/id/eprint/8901/>
- Gasulla, M.** (1999). *Obtención de imágenes de la distribución de impedancia eléctrica en el subsuelo. Aplicación a la detención de objetos locales* [Tesis de Doctorado, Universidad Politécnica de Cataluña]. <https://www.tdx.cat/handle/10803/6316;jsessionid=ED2BB79F5B0F62043635D7DBDD98E98F>
- Gehring, M., y Loksha, V.** (2012). *Manual de Geotermia: Cómo planificar y financiar la generación de electricidad*. Banco mundial. https://www.esmap.org/sites/default/files/esmap-files/ESMAP_GEOTHERMAL_Spanish_book_Optimized.pdf
- González, O. y Vergara Martínez, M.** (1962). *Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 sur*. Anales De La Facultad De Ciencias Físicas Y Matemáticas (Vol. 19, No. 19, pp. 19- 121).
- Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía (IDAE) y Instituto Geológico y Minero de España (IGME).** (2008). *Manual de geotermia*. IDAE. https://www.idae.es/sites/default/files/documentos/publicaciones_idae/documentos_10952_manual_geotermia_a_a2008_e3bf1e59.pdf
- Kearey, P., Brooks, M. y Hill, L.** (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration* (Vol. 4). Blackwell Science.
- Lagos, S.** (2017). *Estudio de factibilidad para la instalación de una central geotérmica en Chile* [Tesis de Pregrado, Universidad del Bío-Bío]. Repositorio digital de la Universidad del Bío-Bío.
- Landviser.** (2021). *RES2DINV: Software de inversión geofísica 2D para datos de resistividad y polarización inducida*. <https://landviser.com/software/res2dinv/>
- Martínez, P.** (2006). *Aplicación de diferentes técnicas no destructivas de prospección geofísica a problemas relacionados con contaminación ambiental producida por diferentes actividades antrópicas en la región de Murcia* [Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cartagena]. Repositorio Universidad Politécnica de Cartagena.
- Milsom, J.** (2003). *Field Geophysics: The Geological Field Guide Series* (Vol. 25). John Wiley & Sons.
- Ministerio de Hacienda Presidencia de la Nación.** (2019). *Energía Geotérmica. Estado del Arte de la Tecnología de generación de energía eléctrica a partir de la geotermia. Subsecretaría de Energías Renovables y Eficiencia Energética*. http://www.artemap.com.ar/index_htm_files/geotermia_septiembre_2019.pdf
- Municipalidad de Alto Bío-Bío.** (2006). *Plan de Desarrollo Comunal de Alto Bío-Bío*. https://sitio.gorebiobio.cl/wp-content/uploads/2019/01/PLADECO_ALTO-BIO-BIO.pdf
- Muñoz, A.** (2011). *Exploración de Aguas Termales usando Métodos Eléctricos Resistivos de Prospección Geofísica: Termas de Menetúe y Pellaifa* [Tesis de Pregrado, Universidad de Concepción].
- Molina, W.** (2006). *Comparación de los métodos 1-D y 2-D de resistividad eléctrica por medio de sondeos tipo Wenner, Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger con la utilización de los programas Dcinv, Res2dmod y Res2dinv* [Tesis de Pregrado, Universidad Simón Bolívar].

- Palacky, G.** (1987). *Resistivity Characteristics of Geological Targets*. In: Nabighian, M., Ed., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory*, Society of Exploration Geophysicists Tulsa, OK, 53-129.
- Panarello, H.** (2002). *Características isotópicas y termodinámicas de reservorio del campo geotérmico Copahue-Caviahue, provincia de Neuquén*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2): 182-194.
- Pous, J. y Jutglar, L.** (2004). *Energía geotérmica*. CEAC.
- Saldivia, M.** (2013). *Barreras a la entrada de la geotermia en Chile*. [Tesis de Pregrado, Universidad de Chile]. Repositorio académico Universidad de Chile.
- Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN.** (2022). *Volcán Callaqui*. <https://www.sernageomin.cl/volcan-callaqui/>
- Serviland Minergy.** (2021). *Breve Reseña de la historia de la Geotermia en Chile Ventajas del uso de la energía geotérmica*. <http://www.servilandminergy.com/inicio.pdf>
- Sielfeld, G., Cembrano, J. y Lara, L.** (2017). *Transtension driving volcano-edifice anatomy: Insights from Andean transverse-to-the-orogen tectonic domains*. *Quaternary International*, 438, 33-49.
- Sistema de Información Territorial, SIT Rural.** (2019). *Comuna Alto Biobío: Recursos naturales*. https://www.sitrural.cl/wp-content/uploads/2020/03/Alto_BioBio_rec_nat.pdf
- Stern, C., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L., Naranjo, J., Parada, M. y Skewes, A.** (2007). *Chilean volcanoes*. *The geology of Chile*, 147-178.
- Villanueva, R.** (2016). *Geoquímica de fluidos como herramienta para la prospección de sitios geotérmicos* [webinar]. Instituto de Geofísica, UNAM. <https://ugm.org.mx/site/wp-content/uploads/2016/06/Webinario-24-Junio-2016.pdf>