



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



CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LAS TERMAS DE RALÚN, REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE.

Trabajo de Habilitación Profesional para optar al Título de Geólogo

Gianfranco Iair Ibacache Pérez

Profesora Guía: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado.

Profesor Co-Guía: Sr. Pablo Enrique Alarcón Pinto.

Profesor Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda

Concepción, 2025

“Y así, el ave vuelve a emprender el vuelo”

A mi familia y a mi yo del futuro.

ÍNDICE

	Página
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. AGRADECIMIENTOS	3
2. MARCO GEOLÓGICO	5
2.1. MARCO TECTÓNICO	5
2.1.1. TECTÓNICA Y SU RELACIÓN CON EL VOLCANISMO	8
2.2. GEOLOGÍA REGIONAL	10
2.3. GEOLOGÍA LOCAL	12
2.3.1. UNIDADES ESTRATIFICADAS	12
2.3.1.1. Unidad Volcanosedimentaria (JKvs; Jurásico-Cretácico)	12
2.3.1.2. Depósitos Volcánicos (Qpv, Qccv, Qcsn, Qcv, Qcpr, Qv, Qdp; Pleistoceno - Holoceno)	12
2.3.2. UNIDADES INTRUSIVAS	14
2.3.2.1. Batolito Norpatogónico (BNP; Cretácico-Mioceno)	14
2.3.3. DEPÓSITOS SUPERFICIALES	16
2.3.3.1. Depósitos Fluviales (Hf; Pleistoceno superior-Holoceno)	16
3. MARCO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO	18
3.1. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS	20
3.2 SISTEMAS GEOTÉRMICOS	22
4. MARCO TEÓRICO	24
4.1 MAGNETOTELÚRICA	24
4.1.1. ECUACIONES DE MAXWELL	25
4.1.1.1. Ley de Faraday	25
4.1.1.2. Ley de Ampere	25
4.1.1.3. Ley de Gauss para campos magnéticos	25
4.1.1.4. Ley de Gauss para campos eléctricos	25
4.1.1.5. Primera relación constitutiva	26
4.1.1.6. Segunda relación constitutiva	26
4.1.1.7. Tercera relación constitutiva	27
4.1.2. PROFUNDIDAD DE PENETRACIÓN.....	27
4.1.3. FUNCIONES DE TRANSFERENCIA	27
4.1.3.1. Tensor de impedancia	27
4.1.3.2. Tensor de Fase	29
4.1.3.3. Función de transferencia geomagnética	29
5. METODOLOGÍA	31
5.1. RECOLECCIÓN DE DATOS	31
5.1.1. TRABAJO PRE-CAMPO.....	31
5.1.2. TRABAJO DE CAMPO	31

5.2. ANÁLISIS GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO.....	31
5.3. GENERACIÓN DE MODELO Y VISUALIZACIÓN.....	33
6. RESULTADOS.....	34
6.1. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE LAS TERMAS DE RALÚN.....	34
6.2. PARÁMETROS HIDRAULÍCOS.....	39
6.3. HIDROQUÍMICA.....	44
6.4. MAGNETOTELÚRICA.....	46
6.4.1. PERFIL 1.....	47
6.4.2. PERFIL 2.....	48
6.4.3. PERFIL 3.....	49
6.4.4. PERFIL 4.....	50
6.4.5. TIPPER Y TENSOR DE FASE.....	51
7. DISCUSIÓN.....	54
7.1. GEOLOGÍA DE LAS TERMAS DE RALÚN.....	54
7.2. PARÁMETROS HIDRAULÍCOS.....	54
7.3. HIDROQUÍMICA.....	56
7.4. MAGNETOTELÚRICA.....	60
7.5. TECTÓNICA Y SU RELACIÓN CON LAS TERMAS DE RALÚN.....	64
7.6. MODELO HIDROGEOLÓGICO.....	65
8. CONCLUSIÓN.....	68
9. REFERENCIAS.....	70
ANEXOS.....	79

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Ubicación geográfica del sector de estudio.....	3
2. 2. Mapa de la ZFLO en el área de estudio.....	7
2. 3. Esquema conceptual que resume los factores de primer y segundo orden que controlan el volcanismo de la Zona Volcánica Sur de los Andes.....	9
2. 4. Mapa de las principales unidades morfoestructurales en el área de estudio.....	10
2. 5. Mapa geológico del sector Termas de Ralún.....	17
3. 6. Promedio mensual de precipitaciones en el área de estudio.....	19
3. 7. Mapa de la cuenca principal y subcuencas que conforman el área de estudio.....	20
3. 8. Mapa de unidades hidrogeológicas de la cuenca: “Cuencas e islas entre Río Bueno y Río Puelo.....	21
5. 9. Equipo de adquisición ADU08e utilizados en la campaña magnetotelúrica en el sector de estudio.....	33
6. 10. Mapa de ubicación de los puntos visitados durante la campaña de terreno en el sector de Ralún.....	34
6. 11. Afloramiento y muestras representativas observadas en el punto PT4.....	35
6. 12. Afloramiento PV.....	37
6. 13. Afloramiento de tonalitas observadas en el sector Los Ladrillos.....	39
6. 14. Mapa de ubicación de los pozos 1, 2 y 3 en el sector Termas de Ralún.....	40

6.	15.	Gráficos semilogarítmicos del análisis de bombeo en el Pozo 1.....	41
6.	16.	Gráficos semilogarítmicos del análisis de bombeo en el Pozo 2.....	42
6.	17.	Gráfico lineal del análisis de bombeo en el Pozo 3.....	43
6.	18.	Diagrama de Piper (1944) para las muestras hidroquímicas de Ralún, Rollizos, Río Petrohué y Estuario de Reloncaví.....	45
6.	19.	Diagrama ternario Na-K-Mg (Giggenbach; 1988) para las muestras hidroquímicas de Ralún y Rollizos.....	45
6.	20.	Ubicación de las estaciones AMT instaladas en el sector Termas de Ralún.....	46
6.	21.	Perfil geo-eléctrico 2D entre los puntos RA6, RA5, RA4 y RA3.....	48
6.	22.	Perfil geo-eléctrico 2D entre los puntos RA4 y RA5.....	49
6.	23.	Perfil geo-eléctrico 2D entre los puntos RA1, RA2 y RA3.....	50
6.	24.	Perfil geo-eléctrico 2D entre los puntos RA4, RA5 y RA9.....	51
7.	25.	Gráfico de parámetros de dimensionalidad magnetotelúrica para las estaciones RA1, RA2, RA3, RA4, RA5, RA6 y RA9.....	52
7.	26.	Perfiles estratigráficos de los pozos 1 y 2 en el sector Termas de Ralún.....	55
7.	27.	Valores de conductividad hidráulica (K) en m/d según litología.....	56
7.	28.	Imágenes capturadas mediante inspección con cámara en el interior del Pozo 1 ...	56
7.	29.	Diagrama Na ⁺ vs Cl ⁻ para las muestras de aguas termales de Ralún y Rollizos, junto con aguas del Río Petrohué y del Estuario de Reloncaví.....	57
7.	30.	Diagrama B vs Cl ⁻ para las muestras de aguas termales de Ralún y Rollizos, junto con aguas del Río Petrohué y del Estuario de Reloncaví.....	58
7.	31.	Diagrama B vs Li para las muestras de aguas termales de Ralún y Rollizos, junto con aguas del Río Petrohué y del Estuario de Reloncaví.....	59
7.	32.	Mapa de ubicación de estaciones AMT y pozos 1,2 y 3 en el sector Termas de Ralún.....	61
7.	33.	Muestra de tonalita obtenida a partir de la perforación del Pozo 1 en el sector Termas de Ralún.....	62
7.	34.	Modelo conceptual regional del sector de Ralún.....	65
7.	35.	Modelo hidrogeológico de las Termas de Ralún.....	67

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
3. 1. Estaciones meteorológicas utilizadas para el análisis de precipitaciones en el área de estudio.....	18
4. 2. Variantes del Método Magnetotelúrico.....	24
6. 3. Coordenadas UTM, elevación topográfica y niveles estáticos para los pozos 1, 2 y 3 del complejo turístico Termas Botánicas.....	39
6. 4. Resultados de transmisividad y conductividad hidráulica obtenidos en el Pozo 1..	41
6. 5. Resultados de transmisividad y conductividad hidráulica obtenidos en el Pozo 2..	42
6. 6. Resultados de transmisividad y conductividad hidráulica obtenidos en el Pozo 3..	43
6. 7. Coordenadas geográficas y elevaciones de las estaciones AMT instaladas en el sector de estudio.....	47

RESUMEN

El presente estudio se centra en las Termas de Ralún, ubicadas en el sector norte del Estuario de Reloncaví (41,36° S), en un entorno geológico dominado por depósitos basálticos del Cono La Viguera y tonalitas miocenas del Batolito Norpatagónico. Si bien existen antecedentes a escala regional, el conocimiento local del sistema es limitado, especialmente en lo referido a la dinámica interna y las características del acuífero termal. El objetivo principal fue desarrollar un modelo hidrogeológico integrando información sobre litología, parámetros hidráulicos, composición hidroquímica y datos geofísicos. La metodología incluyó reconocimiento geológico de terreno, análisis litológico de afloramientos, ensayos de bombeo en tres pozos, interpretación de datos hidroquímicos provenientes de bibliografía, y modelamiento geofísico a partir de resistividad eléctrica obtenida mediante estaciones Audio Magnetotelúricas. Los datos fueron integrados mediante mapas geológicos, interpretación de perfiles geo-eléctricos, diagramas geoquímicos (Piper, Giggenbach) y análisis en AquiferTest para la estimación de parámetros hidráulicos. Los resultados indican que el sistema se desarrolla en un medio fracturado con conductividad hidráulica moderada. Las aguas termales se clasifican como clorurado-sódicas, con TDS superiores a 1.000 mg/L y altos contenidos de Cl^- . Estos rasgos, junto con la variación del nivel estático de los pozos en función de la marea, sugieren una conexión entre las termas, el Río Petrohué y el Estuario de Reloncaví. A partir de los datos geofísicos, se delimitó una zona conductiva de baja resistividad ($< 10 \Omega \cdot \text{m}$), interpretada como el acuífero termal, con una profundidad de hasta 200 m. Esta unidad se emplaza en una zona de fracturamiento con orientación N-S, posiblemente vinculada a estructuras asociadas al Cono La Viguera y, en consecuencia, a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). El modelo hidrogeológico propuesto plantea que los fluidos calientes ascienden desde un reservorio profundo a través de fracturas, quedando parcialmente atrapados en niveles someros fracturados y meteorizados. Como aporte principal, este trabajo entrega una caracterización hidrogeológica a escala local del sistema termal, contribuyendo al entendimiento de su funcionamiento, se recomienda, además, realizar estudios geofísicos más profundos y nuevas campañas hidroquímicas y estructurales, con el fin de estimar la profundidad del reservorio geotermal y precisar la influencia tectónica y volcánica en el sistema.

1. INTRODUCCIÓN

La región de Los Lagos ubicada dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS), entre los 33° y 46° S Aravena *et al.* (2016), presenta tres unidades morfoestructurales bien definidas: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Patagónica. Esta última alcanza alturas de hasta 1.500 m s. n. m. y presenta un ancho relativamente constante de 120 a 130 km, marcado por una serie de valles con direcciones N-S, NE-SO y NO-SE, formados por acción glaciaria de las sucesivas glaciaciones pleistocenas y por estructuras geológicas, entre las que destacan la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y las Fallas Transversales Andina (FTA) (Aguilera *et al.*, 2014). La ZFLO, con una longitud de 1.200 km entre los 38° y 47°S, es una estructura de rumbo dextral transpresional que ha estado activa al menos durante los últimos 6 Ma. Su orientación principal es N-S, con una dirección secundaria aproximada NE-SO (Aguilera *et al.*, 2014; Cembrano & Lara, 2009). Por su parte, las FTA se extienden hasta 300 km de largo y se definen como una serie de fallas transcurrentes sinestrales inversas de rumbo NO-SE, vinculadas con una debilidad de la corteza resultante de fallas preandinas (Aguilera *et al.*, 2014; Daniele *et al.*, 2020).

Estas estructuras geológicas no solo son relevantes tectónicamente, sino que también influyen en la formación y comportamiento de los sistemas geotérmicos. A lo largo de la cordillera chilena, existen más de 300 áreas geotérmicas, asociadas al volcanismo cuaternario y su relación con sistemas estructurales. Esta relación se explica por el alto gradiente geotérmico y los flujos de calor que ascienden a través de fallas y fracturas. En este sentido, la ZVS, cuya disposición espacial vincula actividad tectónica, volcanismo y sistemas geotérmicos, constituye un destacado laboratorio natural para estudiar la interacción entre estas variables y los fluidos geotérmicos (Aravena *et al.*, 2016; Daniele *et al.*, 2020; Sánchez *et al.*, 2012; Wrage *et al.*, 2017).

Los fluidos geotérmicos contienen diversos componentes disueltos, y su composición puede cambiar debido a procesos que ocurren desde el yacimiento hasta la superficie, como la condensación de vapor o la dilución meteórica. Estos fluidos suelen tener pH neutro o ligeramente alcalino, con predominio de elementos como Na, Cl, Si, CO₂, O₂, H₂ y H₂S (Wrage *et al.*, 2017). En los sistemas geotérmicos asociados a la morfología andina, la Cordillera Patagónica se destaca por poseer sistemas con una fuente de calor asociada a cuerpos magmáticos que alimentan el arco

volcánico actual y un basamento cristalino profundamente fracturado por estructuras como la ZFLO y las FTA. De este modo, la convección de fluidos térmicos, inducida por una fuente de calor o un flujo de calor elevado, transporta el calor desde niveles profundos hasta la superficie (Aguilera *et al.*, 2014; Moeck, 2014).

En este contexto, en el sector norte del Estuario de Reloncaví, a lo largo de la ribera del Río Petrohué, en la ruta V-69, región de Los Lagos, se encuentran las Termas de Ralún. Aunque se reconoce su importancia como recurso geotérmico, la dinámica hidrogeológica e hidráulica de las fuentes termales de esta área no ha sido completamente caracterizada, lo que representa una limitación para su desarrollo sostenible en el marco de la construcción de un complejo turístico en dichas termas. Esta investigación busca mejorar el conocimiento existente, mediante la recopilación y análisis de información proveniente de pozos, estudios geofísicos y geológicos, además de datos hidroquímicos, con el fin de caracterizar el sistema termal y proveer las bases para su aprovechamiento en el futuro.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. OBJETIVO GENERAL

Proponer un modelo hidrogeológico de las Termas de Ralún.

1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar litológicamente las unidades geológicas que afloran en las Termas de Ralún.
- Evaluar la capacidad hídrica y las características hidráulicas del sistema termal.
- Determinar si existe relación entre las estructuras y litología que controlan las termas
- Determinar relación entre el Río Petrohué y el sistema termal, evaluando posibles interacciones hidrogeológicas.

1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS

Las Termas de Ralún se ubican aproximadamente a los 41,36° S, en el sector norte del Estuario de Reloncaví, a lo largo de la ribera del Río Petrohué. Administrativamente, pertenecen a la comuna de Puerto varas, provincia de Llanquihue, Región de los lagos. El acceso al sector se realiza principalmente desde la localidad de Ensenada por la ruta V-69, a la cual se puede llegar desde la

ciudad de Puerto Varas por la ruta 225. Alternativamente, si se parte desde Puerto Montt, se debe tomar la Ruta 5 hacia el norte con destino a Puerto Varas, y luego continuar por la Ruta 225 hasta Ensenada (Figura 1). Desde allí, se recorren aproximadamente 30 km hasta encontrar la señalética que indica el desvío hacia las Termas de Ralún. Siguiendo dichas indicaciones, se continúa por un camino de tierra durante aproximadamente cinco minutos, hasta llegar a un área delimitada por paredes de lata negra, que pertenecen al complejo turístico Termas Botánicas, lugar donde se ubican los pozos que han sido estudiados en esta investigación.

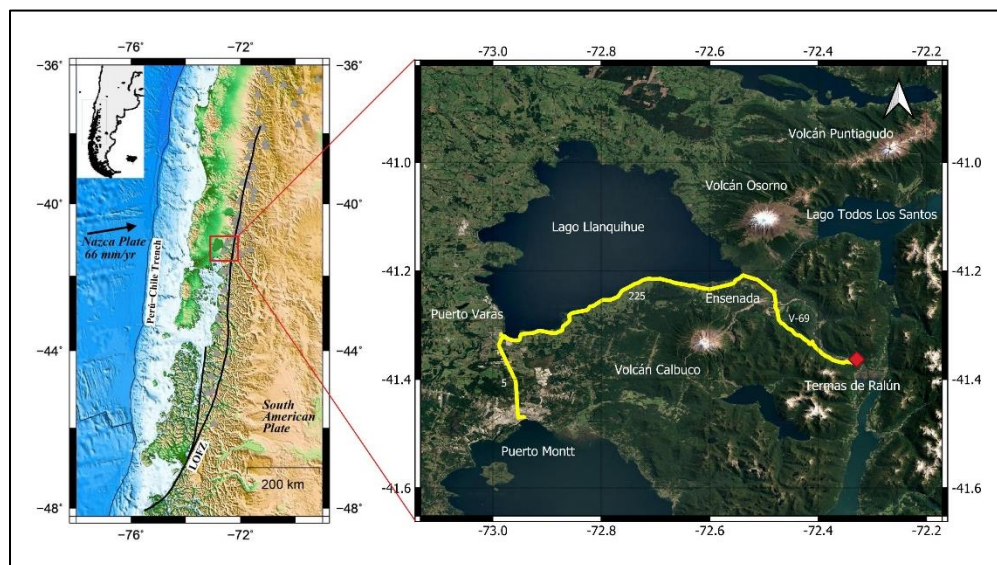


Figura 1. Ubicación geográfica del sector de estudio. Se incluye ruta de acceso a las Termas de Ralún desde Puerto Montt y Puerto Varas. Modificado de Catalán *et al.* (2017).

1.3. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, me gustaría agradecer a Pablo Alarcón y Fernanda Álvarez por brindarme la oportunidad de desarrollar este trabajo, así como por todas las gestiones realizadas durante mi visita a terreno y las valiosas retroalimentaciones posteriores. Les agradezco sinceramente por su confianza.

También agradezco a la empresa GeoResource, y nuevamente a Pablo, por facilitarme material fundamental para este estudio como las pruebas de bombeo y los datos geofísicos. Agradezco además al complejo turístico Termas Botánicas por permitir la utilización de datos y darme acceso a la zona para realizar mi trabajo.

Extiendo mi agradecimiento al profesor Joaquín Cortés, por formar parte de mi comisión, y en general a todos los académicos, profesionales y personas que me ofrecieron su ayuda cuando la necesité. En especial, menciono a: Daniel González, Luis Vásquez, Giovanni Pérez, Pablo Becerra, Camila Poblete, Eduardo Morgado, Antonia, Osvaldo, Nicole, Ian, Gerardo, Pol, Carolina y el profesor Arturo Quinzio. Seguramente olvido a alguien, pero agradezco de corazón a todos quienes me apoyaron directa o indirectamente en este proceso.

Por supuesto, quiero agradecer profundamente a mis padres, por darme el apoyo necesario para estar aquí, por permitirme estudiar lejos de mi ciudad natal, asumiendo el esfuerzo que eso implicaba, y por estar siempre presentes cuando los necesito. También a mi hermana, por brindarme su cariño y apoyo incondicional. Los haré sentir orgullosos.

Agradezco a mis amistades, en especial a Rayén y Catalina, quienes me acompañaron desde el inicio y fueron un gran sostén en los momentos difíciles. También a Valentín y Eliseo, por todas las aventuras compartidas. Menciono además a otras amistades con quienes también viví grandes momentos: Chicarulitos, Daniela, Richard, Juan Pablo, Lucas, Alejandro y Carlos.

A mi abuela, que está en el cielo, gracias por acompañarme desde donde estés. A mi tío Osman, que también partió, te prometí que sacaría la carrera, y así lo hice.

También me gustaría agradecer a mi yo del pasado. Puede sonar egocéntrico, pero él sabe todas las batallas silenciosas que tuvo que librar contra su gran enemigo: él mismo. Gracias por no rendirte, por insistir cuando todo parecía cuesta arriba, y por hacer que esto funcionara. Sabías que tu yo del futuro te lo agradecería, y así es. Así que, amigo mío, disfrutemos juntos de este bello final.

A todos los que estuvieron presentes en esta etapa: muchas gracias, de verdad.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. MARCO TECTÓNICO

La evolución tectónica y magmática de los Andes del Sur (33° - 46° S) está dominada por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (Pérez-Estay *et al.*, 2022). La convergencia entre ambas placas ocurre con una dirección $N77^{\circ}$ E y una velocidad aproximada de 6.5 cm/año, un proceso que ha permanecido relativamente constante en los últimos 20 Ma (Cembrano & Lara, 2009; Kapinos *et al.*, 2016; Zúñiga, 2019). Este régimen tectónico se caracteriza por una subducción oblicua, con un ángulo cercano a 20° (Pérez-Estay *et al.*, 2022; Sielfeld *et al.*, 2019). Al sur de los 38° S, la edad de la Placa de Nazca en subducción disminuye progresivamente hasta alcanzar prácticamente 0 Ma en la zona de colisión con la Dorsal de Chile (Cembrano *et al.*, 2002).

En este contexto la deformación impuesta por la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamérica da lugar a una partición del esfuerzo en fallas que son ortogonales y paralelas a la trinchera. Esta partición está definida por dos grupos de fallas: la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), y las Fallas Transversales Andinas (FTA) (Pérez-Estay *et al.*, 2022; Pérez-Flores *et al.*, 2017). La ZFLO es una estructura tectónica de intra-arco de aproximadamente 1.200 km de longitud, que se extiende desde el Volcán Callaqui ($37,5^{\circ}$ S) hasta el Golfo de Penas (48° S) (Pérez-Flores *et al.*, 2016; Zúñiga, 2019). Se trata de un sistema de fallas transpresivo activo, compuesto por fallas principales con orientación NNE-SSO y cinemática dextral, fallas secundarias de orientación NE-SO a ENE-OSO con movimiento dextral-normal, y fallas de tercer orden con orientación ENE-OSO a E-O (Pérez-Flores *et al.*, 2017; Roquer *et al.*, 2022; Sielfeld *et al.*, 2019; Zúñiga, 2019). Esta estructura acomoda parcialmente la deformación paralela al margen dentro de la zona intra-arco (Pavez *et al.*, 2023; Pérez-Flores *et al.*, 2017). En estos sectores, la deformación ha generado dominios transtensivos en fallas secundarias, dando lugar a geometrías de dúplex y colas de caballo (Sielfeld *et al.*, 2019).

Su actividad comienza en el Mioceno, con un registro de deformación dúctil lateral derecha entre 6 y 3 Ma, seguido de una fase de deformación frágil dextral desde 1,6 Ma hasta el presente (Pérez-Flores *et al.*, 2016). Modelos numéricos sugieren tasas de desplazamiento que varían de 18 mm/año

en el extremo sur a 0,5 mm/año en el extremo norte (Sielfeld *et al.*, 2019). Además, la estructura presenta variaciones en el grado de partición de la deformación, con un incremento en el componente de acortamiento hacia el sur, donde la ZFLO se acerca a la Triple Unión de Chile (Sánchez *et al.*, 2013). A lo largo de su extensión, el sistema de fallas presenta una geometría subvertical (Daniele *et al.*, 2020) y se estima que alcanza profundidades de al menos 15-20 km, según la distribución de mecanismos focales someros asociados a su actividad sísmica (Stanton-Yonge *et al.*, 2016).

Las Fallas Transversales Andinas (FTA) corresponden a un sistema de fallas corticales y lineamientos morfotectónicos con orientación NO-SE a ONO-ESE, dispuestos oblicuamente al orógeno andino y presentes en las regiones de ante-arco, intra-arco y/o tras-arco entre los 18°S y 41°S (Pavez *et al.*, 2023; Pérez-Estay *et al.*, 2022; Roquer *et al.*, 2022; Zúñiga, 2019). Estas fallas han sido vinculadas con la segmentación tectónica de los Andes, proceso que generó zonas de debilidad cortical asociadas a estructuras preandinas, posteriormente reactivadas como fallas de rumbo con cinemática sinestral a sinestral-inversa, y deslizamiento normal en ciertos sectores durante el desarrollo del arco moderno (Pérez-Flores *et al.*, 2017; Roquer *et al.*, 2022; Sánchez *et al.*, 2013; Zúñiga, 2019). Su profundidad se estima entre 10 y 15 km, mientras que su geometría se caracteriza por un buzamiento hacia el norte (Daniele *et al.*, 2020; Kapinos *et al.*, 2016). Además, se ha propuesto que su actividad es contemporánea o incluso más antigua que la del ZFLO, con el potencial de acomodar una tasa máxima de deslizamiento de 1,4 mm/año (Roquer *et al.*, 2022; Stanton-Yonge *et al.*, 2016).

La localidad de Ralún se encuentra en un entorno tectónico influenciado por la interacción de fallas transcurrentes y estructuras compresivas vinculadas al ZFLO. En la zona de Reloncaví, se ha inferido un desplazamiento dextral de aproximadamente 30 km, basado en la reconstrucción de la posición de plutones cretácicos a lo largo del estuario (Adriasola & Stockhert, 2008). El análisis cinemático de fallas en esta región ha identificado dos poblaciones principales. La primera está compuesta por fallas con orientación NNO-SSE a NNE-SSO y deslizamiento dextral, fallas con orientación ENE-OSO a E-O con cinemática sinestral, y fallas ONO-ESE con desplazamiento inverso, definido como un régimen de cizalla transcurrente dextral con orientación NNE-SSO. La segunda población incluye fallas con orientación NNE-SSO a E-O con desplazamiento inverso-

dextral y fallas con orientación OSO-ENE con cinemática inverso-sinistral, lo que se infiere como un evento compresional con dirección de esfuerzo aproximada E-O (Adriasola & Stockhert, 2008; Cembrano *et al.*, 2000).

Rosenau *et al.* (2006) sugiere la presencia de un graben en el Lago Todos Los Santos, limitado por fallas con orientación NO-SE y cinemática sinistral en el flanco sur (Figura 2), el cual es cortado y desplazado por una falla de rumbo dextral que se extiende a lo largo del Estuario de Reloncaví. Este último ha sido interpretado como una cuenca pull-apart elongada en dirección paralela al arco volcánico, donde se localizan campos volcánicos con orientación NNE-SSO en su parte norte. Asociadas a este campo volcánico, se encuentran diversas manifestaciones termales, entre ellas las Termas de Cayutué, las Termas de Ralún, las Termas de Rollizos y las Termas de Cochamó-Las Conchas (Aguilera *et al.*, 2014).

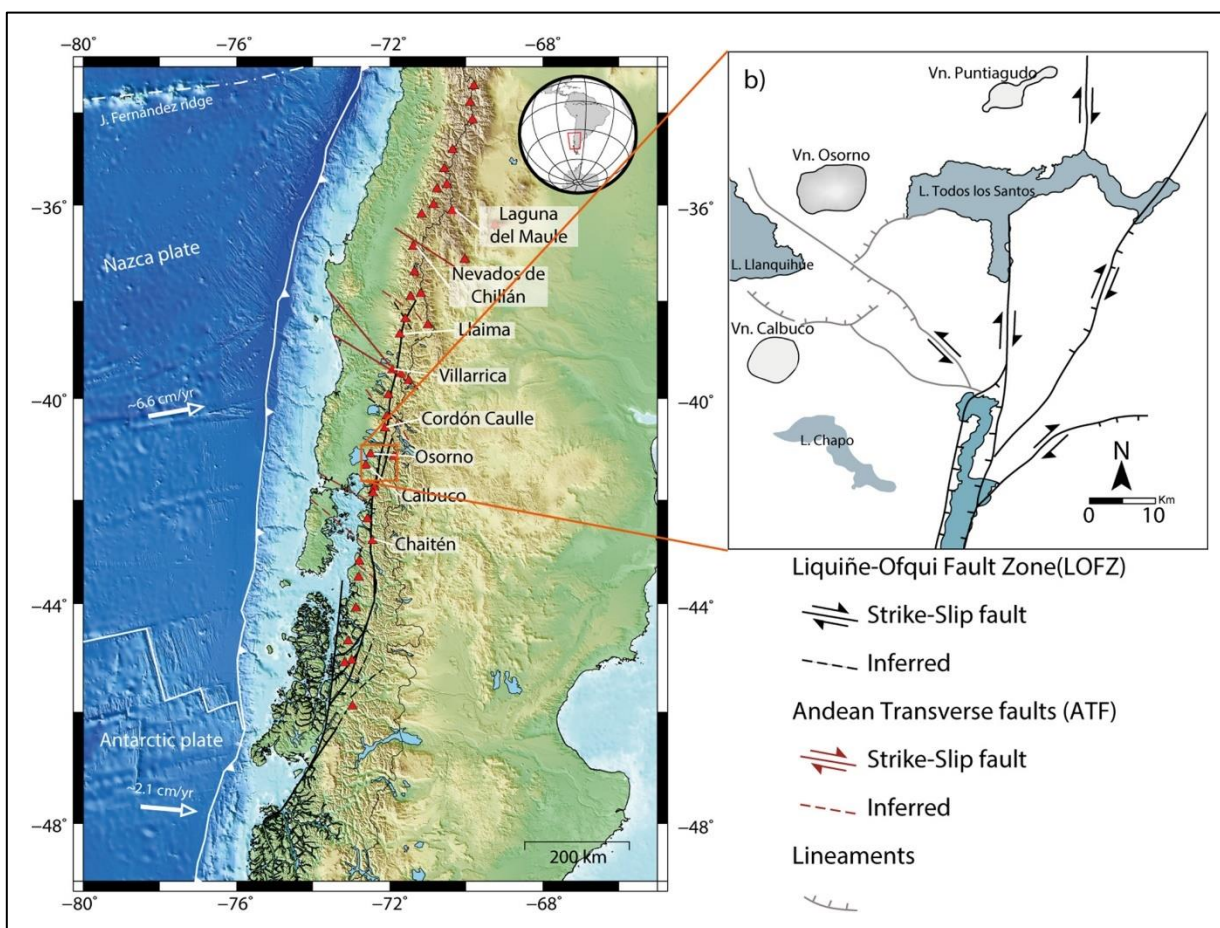


Figura 2. Mapa de la ZFLO en el área de estudio. En la imagen b, se presenta un zoom de la ZFLO alrededor del Volcán Osorno (extraído de Díaz *et al.* (2020)).

2.1.1. TECTÓNICA Y SU RELACIÓN CON EL VOLCANISMO

El arco volcánico andino alberga más de 200 volcanes potencialmente activos y al menos 12 sistemas de calderas e ignimbritas, distribuidos en cuatro segmentos distintos: la Zona Volcánica Norte (ZVN), la Zona Volcánica Central (ZVC), la Zona Volcánica Sur (ZVS) y la Zona Volcánica Austral (ZVA) (Aravena *et al.*, 2016). Dentro de este contexto, la ZVS, que se extiende entre los 33°S y 46°S, ha mantenido actividad volcánica continua por al menos 300 Ma, estando espacial y genéticamente vinculada a la evolución tectónica de la región (Díaz *et al.*, 2020; Zúñiga, 2019). En particular, entre los 38°S y 46°S, la interacción entre la ZFLO y las FTA ha desempeñado un papel clave en la segmentación y distribución de los volcanes, condicionando diferencias en la orientación estructural de los centros eruptivos. En función de su relación con las estructuras tectónicas, se han identificado dos tipos principales de asociaciones volcano-tectónicas: (i) asociaciones cinemáticamente acopladas, en las cuales los estratovolcanes y conos monogenéticos reflejan la geometría de fallas con orientación NE-SO, asociadas a grietas de tensión y fracturas de cizalla vinculadas a la ZFLO, que se caracterizan por magmas de composición primitiva; y (ii) asociaciones cinemáticamente desacopladas, en las que los centros eruptivos se alinean sobre fallas con orientación NO-SE, posiblemente heredadas del basamento preandino, presentando una serie magmática más diversa, que abarca desde composiciones basálticas hasta riolíticas (Aguilera *et al.*, 2014; Cembrano & Lara, 2009; Sánchez *et al.*, 2013).

A escala regional, el volcanismo cuaternario en la Región de Los Lagos está espacial y estructuralmente controlado por la ZFLO, concentrándose en una franja NNE-SSO que sigue su traza principal. Dentro de esta franja, los centros eruptivos se disponen principalmente en tres configuraciones: alineamientos NE-SO, NO-SE y sobre la traza principal de la ZFLO (Aguilera *et al.*, 2014). En el contexto de la ZFLO, los centros eruptivos menores corresponden a conos monogenéticos, con productos efusivos basálticos y actividad eruptiva intermitente. Estos se localizan principalmente a lo largo del Estuario de Reloncaví, e incluyen los conos de Cayutué, Pichilanga, Cabeza de Vaca, Sin Nombre, La Viguería, Península Rollizos y Pocolhuén (Aguilera *et al.*, 2014; Mena, 2015). Los centros eruptivos menores se alinean con la dirección NNE-SSO de la ZFLO (Figura 3) y presentan una actividad volcánica predominantemente estromboliana y freatomagmática, con erupciones en lapsos acotados, principalmente durante el período post-glacial (Aguilera *et al.*, 2014). Estos centros se formaron a partir de eventos únicos e instantáneos

en escala geológica, asociados a ascensos de magma debido a fusión por descompresión. Dichos ascensos estarían ligados a estructuras subverticales que cortan la litosfera, particularmente, las fallas maestras de la ZFLO, que conectan la zona MASH con la superficie. Estos procesos responderían a ajustes transitorios de la corteza a lo largo de la ZFLO, activados por rebote isostático o levantamiento transpresional inducido (Cembrano & Lara, 2009; Lara *et al.*, 2008).

Por otro lado, comparaciones geoquímicas entre productos volcánicos del Volcán Osorno, Calbuco, La Picada y centros eruptivos menores, como el Cono La Viguera, indican una fuente mantélica común. Sin embargo, mientras volcanes como el volcán Osorno y Calbuco se alinean con una tendencia toleítica, el Cono La Viguera presenta una afinidad calcoalcalina (Morgado *et al.*, 2022). Además, se han registrado razones de La/Yb más bajas en los volcanes Osorno, Calbuco y La Picada en comparación con La Viguera, lo que se ha interpretado como indicativo de mayores grados de fusión parcial o de la fusión de una fuente mantélica previamente empobrecida. La composición más primitiva de los productos del Cono La Viguera podría atribuirse a un ascenso magmático más rápido, facilitado por la ZFLO, lo que habría limitado su interacción con la corteza (López-Escobar *et al.*, 1995; Morgado *et al.*, 2022). En este contexto, la proximidad de los centros eruptivos menores a esta estructura tectónica no solo condiciona su emplazamiento espacial, sino también la evolución geoquímica de sus magmas, al favorecer una migración más directa desde el manto superior (López-Escobar *et al.*, 1995).

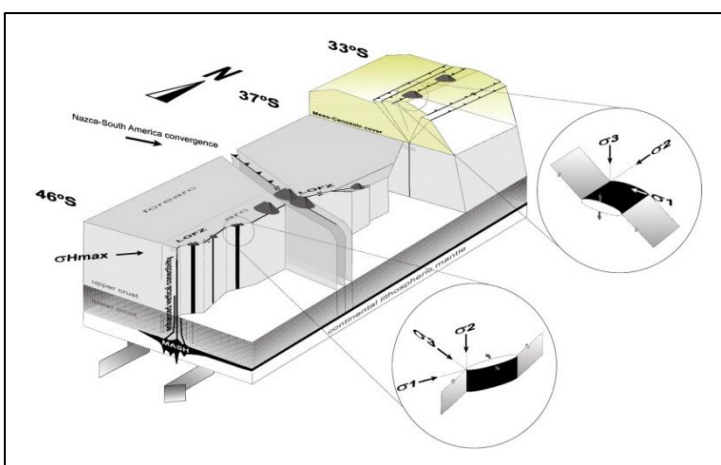


Figura 3. Esquema conceptual que resume los factores de primer y segundo orden que controlan el volcanismo en la Zona Volcánica Sur de los Andes. Al sur de los 37°S, los centros eruptivos se alinean sobre estructuras con orientación NE-SO y NO-SE heredadas del basamento. Los centros eruptivos menores de composición más primitiva se asocian principalmente a la falla maestra de la ZFLO en dirección NNE-SSO, que genera zonas de extensión producto de su cinemática dextral. Extraído de Cembrano & Lara (2009).

2.2. GEOLOGÍA REGIONAL

La Zona Volcánica Sur, que abarca desde los 33°S hasta los 46°S con una extensión aproximada de 1.500 km y altitudes generalmente inferiores a los 2.000 m s.n.m., está delimitada por tres unidades morfoestructurales claramente definidas: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal (Figura 4) (Aguilera *et al.*, 2014; Cembrano & Lara, 2009; Daniele *et al.*, 2020). Sin embargo, según Tassara & Yáñez (2003), los Andes del sur (33,5°-47°S) pueden subdividirse en segmentos de segundo orden, distinguiéndose la Cordillera Principal (33,5°-39°S) y la Cordillera Patagónica (39°-47°S). Dado que el área de estudio se encuentra dentro de la región de Los Lagos (40°-44°S), en este trabajo se adoptará esta última nomenclatura para evitar confusiones terminológicas.

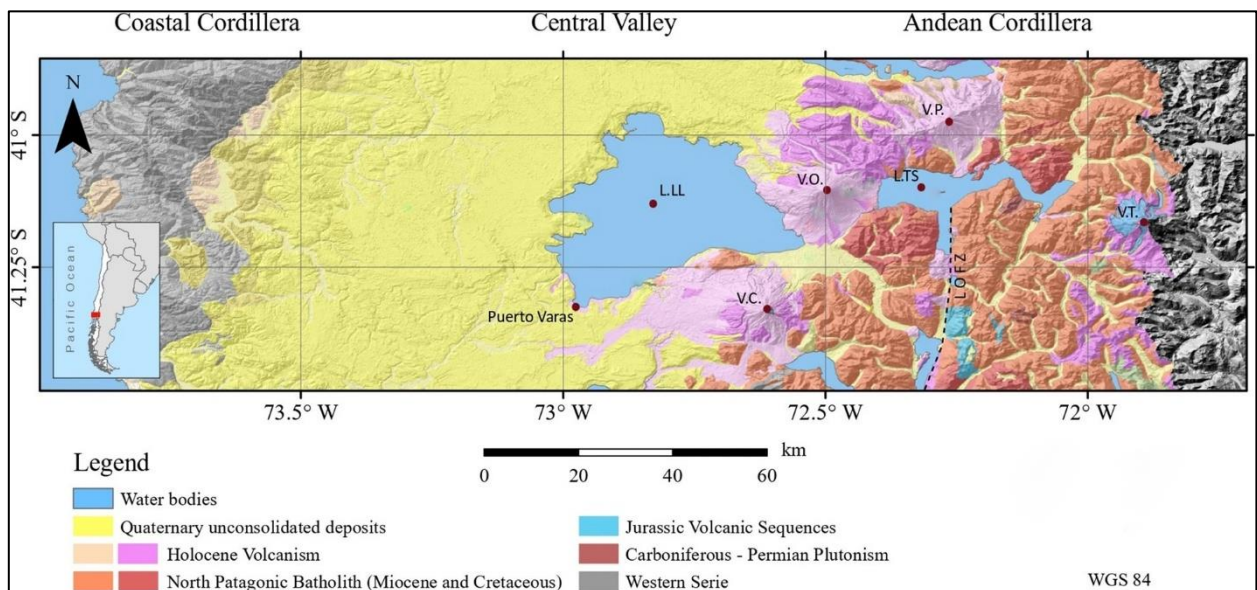


Figura 4: Mapa de las principales unidades morfoestructurales en el área de estudio. La Cordillera de la Costa se representa en gris, la Depresión Central en amarillo y la Cordillera Andina en tonos rojizos. El área de estudio se sitúa sobre el flanco occidental de la Cordillera Andina. Modificado de Segovia *et al.* (2021).

La Cordillera de la Costa, ubicada en el borde occidental de la Región de Los Lagos, representa un relieve positivo estructurado por rocas emergidas del antearco del frente de subducción del centro-sur de Chile (Pizarro, 2019). Esta morfoestructura delimita hacia el oeste con la plataforma continental y hacia el este con la Depresión Central, conformando una estrecha cadena montañosa cuya anchura varía entre 10 y 100 km, extendiéndose de forma continua en el sector norte y tornándose irregular hacia el sur en el archipiélago de Chiloé, desapareciendo en algunas áreas (Aguilera *et al.*, 2014; Quezada, 2015; Zúñiga, 2019). Su relieve se caracteriza por cumbres

aserradas, mesetas y valles fluviales con orientación predominantemente E-O (Quezada, 2015). En cuanto a su litología, está compuesta principalmente por rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM), interpretado como un prisma paleoacrecionario del Paleozoico tardío al Triásico tardío. Este complejo está constituido por rocas metasedimentarias, como esquistos pelíticos a semipelíticos y metaareniscas, además de rocas graníticas pertenecientes al arco magmático Carbonífero-Pérmico (Aguilera *et al.*, 2014; Duhart, 2009; Duhart *et al.*, 2001; Pizarro, 2019; Segovia *et al.*, 2021; Zúñiga, 2019). También se identifican depósitos cuaternarios escasos y no consolidados, principalmente de origen glacial y fluvio-glacial, del Pleistoceno Inferior a Medio (Pizarro, 2019).

La Depresión Intermedia se localiza entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, constituyendo una unidad morfoestructural deprimida que, durante el Terciario, correspondió a una cuenca sedimentaria extensional (Pizarro, 2019). Morfológicamente, se caracteriza por lomas suaves y planicies interrumpidas por valles fluviales asociados a los principales cauces de agua de la región (Quezada, 2015). Su ancho varía entre 70 y 80 km, hundiéndose en el océano en las cercanías de Puerto Montt y desapareciendo hacia los 45,5°S en la zona de Puerto Aysén (Aguilera *et al.*, 2014; Quezada, 2015). El relleno de esta cuenca está compuesto por materiales de origen volcánico y sedimentario acumulados entre el Oligoceno y el Mioceno, recubiertos por sedimentos del Plioceno y Cuaternario (Zúñiga, 2019). Las unidades cuaternarias comprenden depósitos glaciares, glaciofluviales, fluviales y piroclásticos, generados durante las glaciaciones del Pleistoceno, como las de Tegalda, Río Llico, Santa María y Llanquihue (Aguilera *et al.*, 2014; Pizarro, 2019).

La Cordillera Patagónica constituye la unidad morfoestructural predominante en el área de estudio. Esta presenta altitudes máximas cercanas a los 2.500 m s.n.m., asociadas a estratovolcanes, calderas volcánicas y centros efusivos de edad cuaternaria, aunque su altitud disminuye progresivamente hacia el sur, alcanzando aproximadamente 1.000 m s.n.m. en torno a los 42°S (Quezada, 2015; Zúñiga, 2019). Posee un ancho relativamente constante, que varía entre 120 y 130 km, extendiéndose hacia el sur de Chile como un macizo montañoso conformado por diversas unidades geológicas. Su basamento está representado por el Batolito Norpatagónico (BNP), un cinturón de plutones que aflora de manera continua entre los 40° y 47°S, compuesto principalmente

por dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos de edades que abarcan desde el Cretácico hasta el Mioceno (Adriasola & Stockhert, 2008; Aguilera *et al.*, 2014; Daniele *et al.*, 2020; Orozco, 2009; Quezada, 2015). Las rocas volcanosedimentarias presentes en esta morfoestructura abarcan desde el Triásico hasta el Cenozoico, e incluyen unidades como la Formación Pichicolo (Jurásico-Cretácico), la Formación Ayacara (Mioceno temprano a medio) y los Estratos Lago Ranco (Cenozoico). Las unidades volcánicas, por su parte, están asociadas al arco volcánico actual y presentan composiciones que varían desde basálticas a andesíticas (Pizarro, 2019).

2.3. GEOLOGÍA LOCAL

La caracterización geológica local del área de estudio se elaboró a partir de fuentes bibliográficas, teniendo como base la geología presentada por Aguilera *et al.* (2014). La superficie considerada en esta caracterización abarca un área aproximada de 508,40 km².

2.3.1. UNIDADES ESTRATIFICADAS

2.3.1.1. Unidad Volcanosedimentaria (JKvs; Jurásico-Cretácico)

Unidad compuesta por intercalaciones de areniscas, tobas carbonatadas y tobas arenosas, las cuales se intercalan con rocas piroclásticas y flujos de lava de composición dacítica a dacito-andesítica (Aguilera *et al.*, 2014).

2.3.1.2. Depósitos Volcánicos (Qpv, Qccv, Qcsn, Qcv, Qcpr, Qv, Qdp; Pleistoceno - Holoceno)

En los sectores adyacentes al área de estudio se reconocen diversas unidades volcánicas asociadas a eventos eruptivos desarrollados entre la Glaciación Pre-Tegualda (~790.000 años) y la Glaciación de Llanquihue (~13.900 años) (Aguilera *et al.*, 2014). No obstante, dentro del área de estudio, las manifestaciones volcánicas se restringen principalmente a depósitos post-glaciales (< 10.000 años), con excepción de la unidad Qpv, correspondiente a volcanitas básicas pre-glaciales localizadas en el extremo sur del área. Estas unidades volcánicas se disponen sobre cuerpos plutónicos miocenos, principalmente tonalitas (Mt) y dioritas (Md) (Mena, 2015), y comprenden conos de piroclastos, flujos de lava basáltica y depósitos piroclásticos. En base a su distribución y centro eruptivo asociado, han sido agrupadas en cuatro unidades principales: Qccv (Cono Cabeza de Vaca), Qcsn (Cono Sin Nombre), Qcv (Cono La Viguería) y Qcpr (Cono Península Rollizos). Adicionalmente, se reconocen las unidades Qpv, Qv (Volcanitas post-glaciales indiferenciadas), y Qdp (depósitos

piroclásticos indiferenciados) (Aguilera *et al.*, 2014; Carrasco, 1995), cuya información es limitada en la bibliografía y, por tanto, no serán abordadas en detalle en el presente estudio. A continuación, se describen, de norte a sur, los centros eruptivos menores identificados en el área:

A) Cono Cabeza de Vaca (Qccv)

El Centro Eruptivo Cabeza de Vaca, ubicado aproximadamente 4 km al sur del Centro Eruptivo Cayutué, está compuesto por dos conos de piroclastos asociados a flujos de lava tipo aa. El cono principal alcanza una altura aproximada de 433 m, con un cráter abierto hacia el noreste de 349 m de diámetro y un ancho basal cercano a los 1.200 m. El segundo cono, de menor envergadura, se localiza a aproximadamente 1.260 m al sureste del primero y alcanza una altura media de 224 m, con un cráter de 337 m de diámetro y un ancho basal de 901 m. Los depósitos piroclásticos que conforman estos conos incluyen aglomerados con bombas escoriáceas de gran tamaño (hasta 68 cm de diámetro), niveles de ceniza gruesa y fina escoriácea, lapilli, y flujos piroclásticos estratificados, sobre los cuales se superpone una secuencia estromboliana de ceniza gruesa. El volumen total estimado del centro eruptivo, incluyendo conos y lavas, supera los 220 millones de m³ (Mena, 2015).

B) Cono Sin Nombre (Qcsn)

Se encuentra a 6 km al oeste-suroeste del centro eruptivo Cabeza de Vaca. Corresponde a un cono piroclástico de unos 100 m de altura, cuyo cráter posee un diámetro de 250 m. Desde este cono se extiende una colada de lava basáltica de 1.300 m de longitud que cubre un área aproximada de 0,8 km² (Carrasco, 1995).

C) Cono La Viguería (Qcv)

El Centro Eruptivo Menor La Viguería se localiza en la ribera sur del Río Petrohué, en su desembocadura en la bahía de Ralún. Está conformado por conos de piroclastos y lavas basálticas de olivino, que alcanzan una longitud de 1,2 km, cubriendo en conjunto un área aproximada de 4 km², que incluye las Termas de Ralún (Carrasco, 1995; Morgado *et al.*, 2022). El centro eruptivo está compuesto por tres conos de escoria, de los cuales al menos dos de ellos están sobreimpuestos. Desde estos conos se emitieron flujos de lava que, en su momento, habrían obstruido el cauce del

Río Petrohué, originando un lago efímero (Carrasco, 1995; López-Escobar *et al.*, 1995; Morgado *et al.*, 2022).

D) Cono Península Rollizos (Qcpr)

Este centro eruptivo se localiza en el extremo nororiental de la Península Rollizos, en el Estuario de Reloncaví, frente a Ralún. Corresponde a un cono de piroclastos compuesto principalmente por tobas y brechas consolidadas, con una altura de 270 m s.n.m. y un cráter semicircular de aproximadamente 500 m de diámetro, abierto hacia el este y con evidentes signos de erosión en su sector oriental (Mena, 2015; SERNAGEOMIN–BRGM, 1995).

Según SERNAGEOMIN–BRGM (1995), existen evidencias que sugieren que el Cono Península Rollizos habría iniciado su actividad eruptiva durante el Glacial, a diferencia de los centros eruptivos menores ubicados más al norte, cuya actividad corresponde a eventos post-glaciales.

2.3.2. UNIDADES INTRUSIVAS

2.3.2.1. Batolito Norpatagónico (BNP; Cretácico-Mioceno)

El Batolito Norpatagónico es una extensa unidad geológica que constituye el basamento de todas las unidades presentes en el área de estudio, independientemente de su edad. Se extiende de manera continua desde el extremo sur de Chile continental hasta aproximadamente los 38°S, donde queda cubierto por depósitos cenozoicos, continuando hacia el norte como afloramientos discretos. Está compuesto por dos franjas o bloques principales de granitoides con orientación aproximada norte-sur, cuya segmentación está fuertemente controlada por la ZFLO. A gran escala, se distingue un bloque de edad miocena al oeste de la traza principal de la ZFLO y un bloque cretácico al este; sin embargo, en la Región de Los Lagos, la franja miocena aflora tanto al este como al oeste de esta estructura (Aguilera *et al.*, 2014).

Entre las características comunes de ambos bloques destacan la abundancia de tonalitas, la presencia de cuerpos básicos, y la escasa presencia de plutonitas leucocráticas, especialmente dentro del bloque occidental (SERNAGEOMIN–BRGM, 1995).

A) Franja Occidental

Esta franja se caracteriza por la presencia de unidades intrusivas predominantemente de edad miocena. La franja está compuesta por tres unidades litológicas principales, organizadas según su composición desde la más básica hasta la más ácida:

a) Unidad Leucogranítica (Mlg): consiste en pequeños cuerpos elongados del orden de km², tipo dique, que intruyen tanto a las unidades tonalíticas como dioríticas. Su composición dominante es granodiorítica y pueden encontrarse en relación genética con pegmatitas, aplitas y diques dacíticos. Estos intrusivos corresponden a los cuerpos más recientes del Batolito Norpatagónico, y de acuerdo con las edades reportadas para la unidad tonalítica, su emplazamiento se estima posterior a los 5 Ma (Aguilera *et al.*, 2014; SERNAGEOMIN–BRGM, 1995).

b) Unidad Tonalítica (Mt): constituye la unidad más extensa de la franja occidental, separando y aislando a las demás unidades mediante contacto por intrusión, mientras que con el volcanismo reciente presenta contactos discordantes (Aguilera *et al.*, 2014). En el área local de estudio, esta unidad aflora en el cerro ubicado frente a las Termas de Ralún, cruzando el Río Petrohué. Está compuesta predominantemente por tonalitas de hornblenda y biotita, de textura hipidiomórfica granular y grano medio a grueso, y en menor proporción por granodioritas y dioritas cuarcíferas (Carrasco *et al.*, 1991; Mena, 2015; SERNAGEOMIN–BRGM, 1995). Localmente, estas tonalitas presentan foliación magmática con inclusiones máficas elongadas, así como rasgos de deformación cataclástica que pueden alcanzar el nivel de milonita. Las edades obtenidas para esta unidad, mediante distintos métodos radiométricos (K-Ar, Ar-Ar, U-Pb), varían entre los 16 y 5 Ma (SERNAGEOMIN–BRGM, 1995).

c) Unidad Diorítica (Md): es la unidad más antigua dentro de la franja occidental, aflorando en forma de cuerpos aislados dentro de la unidad tonalítica. En el área local de estudio, se emplaza al oeste-suroeste de las Termas de Ralún, en contacto con las lavas del Cono La Viguera. Está compuesta principalmente por dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita, de grano medio a fino, aunque también se reconocen rocas cuya composición varía desde gabros hasta tonalitas. Estas rocas presentan textura hipidiomórfica granular y, en muchos casos, evidencian foliación o gneisicidad. Su edad ha sido determinada en $36 \pm 1,5$ Ma mediante el método K-Ar (Aguilera *et*

al., 2014; Carrasco *et al.*, 1991; Mena, 2015; Moreno *et al.*, 1985; SERNAGEOMIN–BRGM, 1995).

B) Franja Oriental

La franja oriental está compuesta por cinco unidades intrusivas, cuya edad es predominantemente cretácica. En el área de estudio se reconocen dos de estas unidades, las cuales se describen a continuación:

a) Unidad Tonalítica (Kt): esta unidad, similar a la unidad tonalítica miocena en la franja occidental, se desarrolla en extensos afloramientos a lo largo del Batolito Norpatagónico. Su composición predominante es tonalítica, aunque también se reconocen granodioritas y dioritas. Localmente, presenta tonalitas orientadas, caracterizadas por la alineación de minerales ferromagnesianos, las cuales están estrechamente vinculadas a afloramientos de la unidad intrusiva diorítica, y, por el contrario, ausentes en sectores donde afloran unidades intrusivas más recientes. Las edades radiométricas disponibles para esta unidad varían entre el Cretácico Inferior y el límite Mioceno-Plioceno (Aguilera *et al.*, 2014; SERNAGEOMIN–BRGM, 1995).

b) Unidad Diorítica (Kd): esta unidad comparte características con las unidades dioríticas miocenas de la franja occidental, siendo la más antigua dentro de la franja oriental y aflorando como cuerpos aislados, enclaves o xenolitos dentro de unidades más jóvenes. Está compuesta por plutonitas básicas cuya composición varía desde gabros y dioritas hasta tonalitas, presentando texturas mayormente microgranulares y de grano fino. Los datos radiométricos disponibles indican edades que varían desde el límite Jurásico-Cretácico hasta el Cretácico Inferior y Superior, con algunas edades más jóvenes, del Mioceno, asociadas a afloramientos cercanos a la traza de la ZFLO (Aguilera *et al.*, 2014; SERNAGEOMIN–BRGM, 1995).

2.3.3. DEPÓSITOS SUPERFICIALES

2.3.3.1. Depósitos Fluviales (Hf; Pleistoceno superior-Holoceno)

Estos depósitos están compuestos por gravas y arenas moderadamente bien seleccionadas, con clastos redondeados e imbricados, contenidos en una matriz de arenas gruesas a medias. Presentan estructuras sedimentarias como estratificación planar horizontal, estratificación entrecruzada y

gradación normal. También se reconocen estructuras de barras y canales, asociadas a depósitos fluviales no consolidados actuales, que comúnmente forman terrazas elevadas entre 1 y 10 metros sobre el nivel del lecho (Aguilera *et al.*, 2014).

A partir de toda la información recopilada, se elaboró un mapa geológico (Figura 5) para el área de estudio, utilizando como base el mapa de Aguilera *et al.* (2014), y modificándolo de acuerdo a trabajos de otros autores.

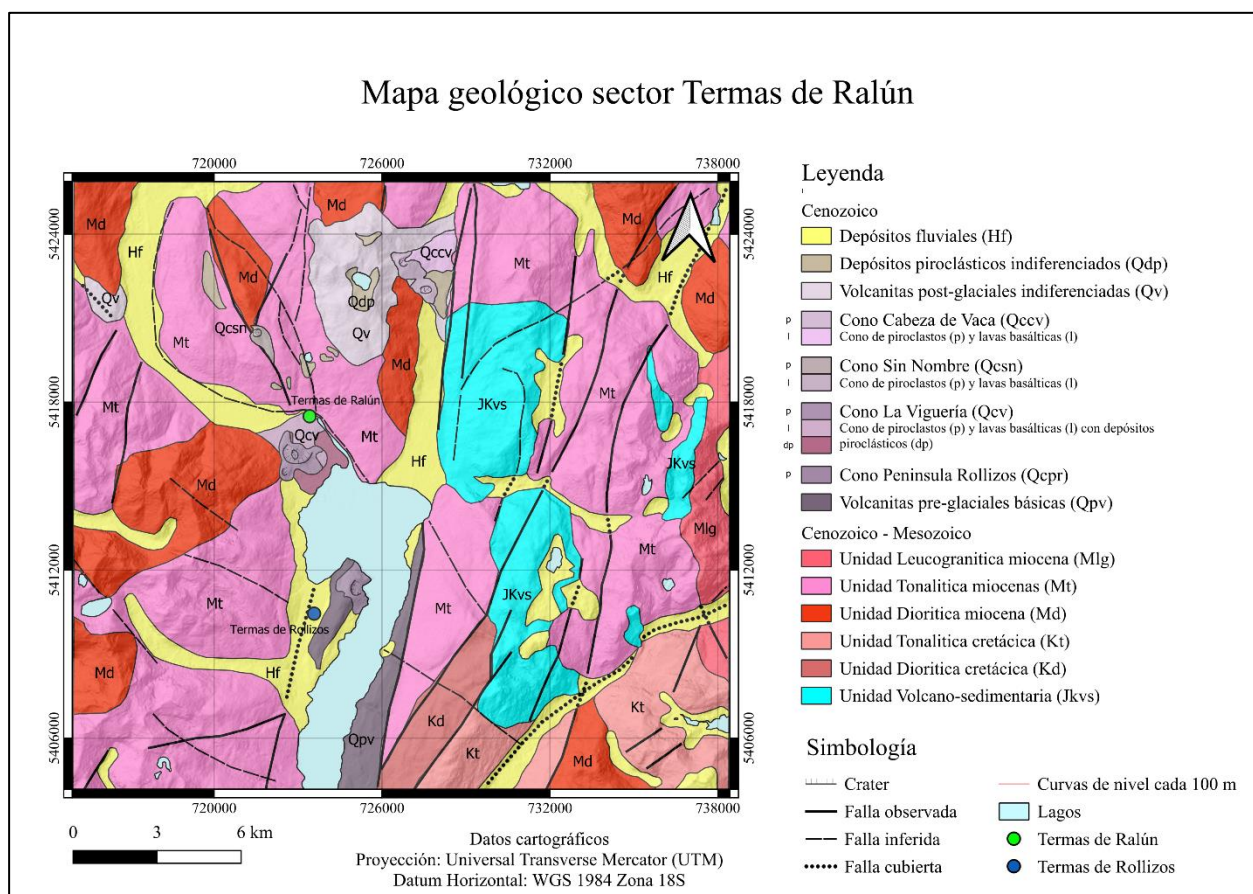


Figura 5. Mapa geológico del sector Termas de Ralún, elaborado a partir del mapa de Aguilera *et al.* (2014) y modificado de acuerdo con Thiele *et al.* (1986), Carrasco (1995), y Mena (2015).

3. MARCO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

La Región de Los Lagos se caracteriza por un clima templado húmedo, con precipitaciones distribuidas durante todo el año, condición que se extiende a casi la totalidad de la región. En particular, el clima en la provincia de Llanquihue está regulado por tres factores principales: la influencia oceánica que penetra desde el litoral hacia el interior; la continentalidad, que domina en sectores de la Depresión Intermedia; el efecto combinado de grandes cuerpos de agua, y la Cordillera Patagónica, la cual actúa como biombo climático (Martínez, 2024; Pizarro, 2019). En el área de estudio, se identifica un clima templado lluvioso cálido sin estación seca, que abarca desde Puerto Varas hasta poco más al sur del paralelo 49°S. Su principal característica es la ausencia de una estación seca definida, aunque durante verano y primavera se registra una disminución en las precipitaciones. Estas oscilan entre 1.800 y 2.500 mm anuales, mientras que las temperaturas medias anuales varían entre 9 °C y 12 °C (Gobierno Regional de Los Lagos, 2013; Pizarro, 2019).

Respecto a la zona de estudio, para caracterizar el régimen de precipitaciones en Ralún se analizaron los registros diarios de las tres estaciones meteorológicas más cercanas a la localidad (Tabla 1): Ensenada (INIA), Lago Chapo (DGA) y Puelo (DGA), considerando el período comprendido entre enero de 2015 y diciembre de 2024. Los datos fueron previamente depurados, eliminando aquellos registros anómalamente altos o bajos que contrastaban de forma evidente con el patrón observado en las demás estaciones, con el fin de evitar sesgos en el análisis.

Tabla 1. Estaciones meteorológicas utilizadas para el análisis de precipitaciones en el área de estudio.

Estación	Institución	Altura	Coordenadas (UTM)		
			Huso	Este (m)	Norte (m)
Ensenada, Puerto Varas	INIA	76	18 G	708.691,90	5.432.720,46
Lago Chapo (Lm)	DGA	290	18 G	702.204,84	5.410.680,52
Puelo	DGA	5	18 G	724.005,76	5.385.586,66

A partir de la base depurada, se calculó el promedio mensual de precipitaciones. La Figura 6 muestra la distribución mensual promedio para los últimos 10 años, evidenciando una marcada estacionalidad: las precipitaciones máximas se concentran en invierno, especialmente en los meses de junio (293,4 mm) y agosto (310,7 mm), mientras que los valores más bajos se registran en

verano, destacando enero y febrero con 91,1 mm y 76,5 mm, respectivamente. Durante el año 2024, la precipitación acumulada anual promedio alcanzo 1.555,9 mm, ubicándose en el rango inferior de los valores normalmente esperados para la zona.

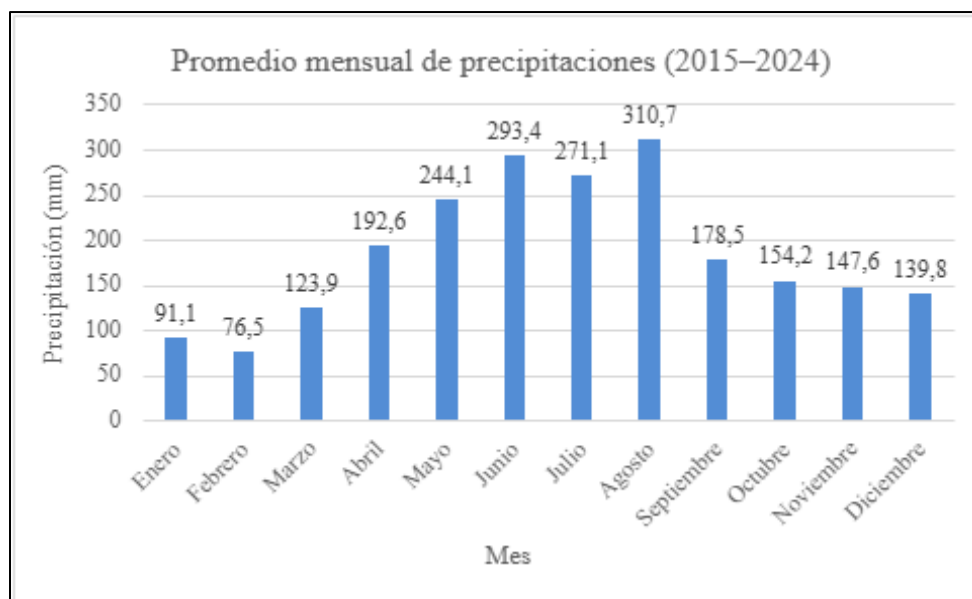


Figura 6. Promedio mensual de precipitaciones en el área de estudio. Calculado a partir del promedio de tres estaciones meteorológicas (Ensenada, Lago Chapo (Lm) y Puelo) durante el período 2015-2024.

La zona de interés se encuentra inserta en la cuenca denominada “Cuencas e Islas entre Río Bueno y Río Puelo”, la cual posee una extensión de 13.507,8 km² y corresponde a un sistema exorreico. Dentro de esta, las Termas de Ralún se localizan en la subcuenca del Río Petrohué (Figura 7), que abarca una superficie de 2.703,8 km² (Dirección General de Aguas, 2014). Esta subcuenca incluye los lagos Todos los Santos, Cayutué y diversas lagunas menores, además del Río Petrohué, el cual nace en el extremo occidental del Lago Todos los Santos, fluye en dirección sur y desemboca en el Estuario de Reloncaví, en la bahía de Ralún. El río tiene una longitud de 36 km y presenta un régimen de alimentación predominantemente pluvial (Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, s.f.; Dirección General de Aguas, 2014).

3.1. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS

Las unidades hidrogeológicas se definen como un conjunto de rocas o depósitos no consolidados que, debido a su petrografía, textura o estructura, presentan propiedades uniformes de porosidad y permeabilidad, con límites bien definidos (Troncoso *et al.*, 2015). Su clasificación puede realizarse

mediante la metodología propuesta por Struckmeier & Margat (1995), la cual las categoriza según su potencial para almacenar y transmitir agua subterránea. Martínez (2024) aplicó esta metodología para clasificar las unidades hidrogeológicas presentes en la cuenca: “Cuencas e Islas entre Río Bueno y Río Puelo” (Figura 8). En su estudio, establece que, en el sector correspondiente a la Cordillera Patagónica, predominan unidades hidrogeológicas de muy bajo a nulo potencial, clasificadas como tipo D. Esta categoría comprende cuatro subunidades (D1, D2, D3 y D4), que agrupan distintos tipos de depósitos con características litológicas e hidrogeológicas particulares, de las cuales D1 y D2 se encuentran dentro del área de estudio:

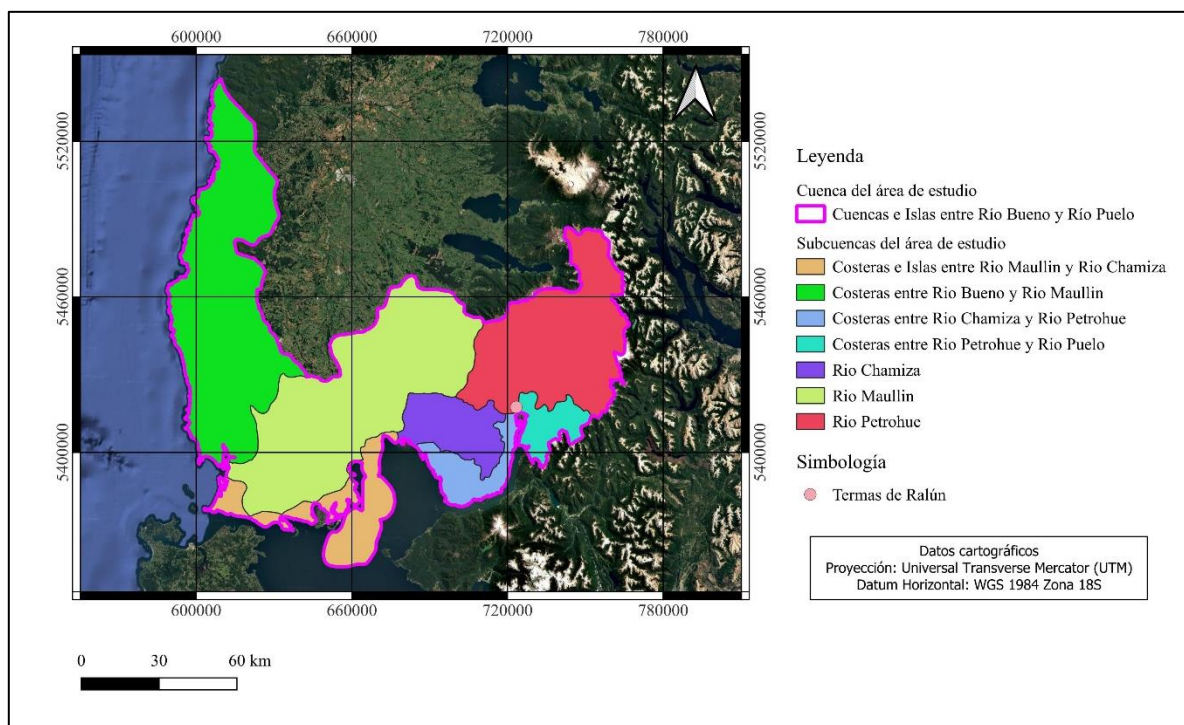


Figura 7. Mapa de la cuenca principal y subcuencas que conforman el área de estudio. Se incluye la localización de las Termas de Ralún y el límite de la cuenca: “Cuencas e Islas entre Río Bueno y Río Puelo”.

D1: unidad asociada a depósitos volcánicos del Pleistoceno-Holoceno, presentes en el sector de estudio, con una porosidad eficaz que varía entre el 10 % y el 30 %, y una conductividad hidráulica entre 5 y 25 m/d (Martínez, 2024).

D2: unidad vinculada, en el área de estudio, a los cuerpos plutónicos del Mioceno (Mlg, Mt y Md), y a secuencias volcano-sedimentarias del Oligoceno-Mioceno. Estas unidades están

localizadas tanto en la Cordillera de la Costa como en la Cordillera Patagónica. La porosidad eficaz de estas rocas varía entre el 5 % y el 15 %, con una conductividad hidráulica en un rango de 1 a 10 m/d (Martínez, 2024).

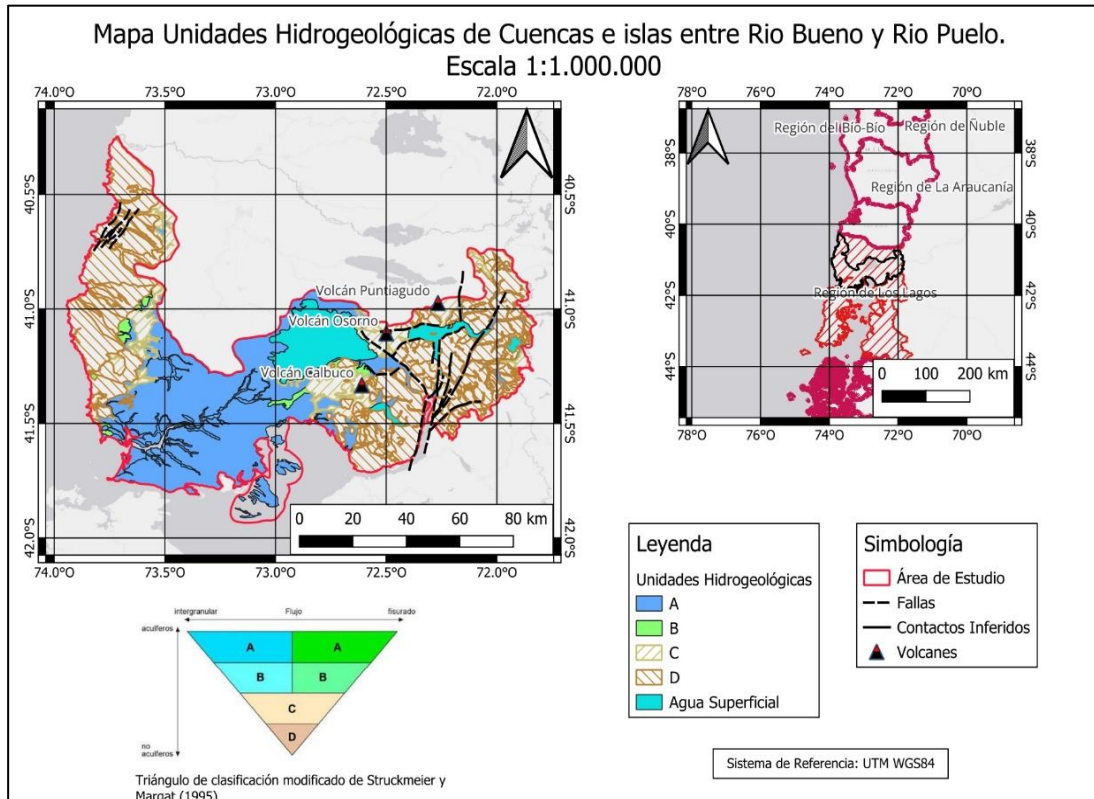


Figura 8. Mapa de unidades hidrogeológicas de la cuenca: “Cuencas e islas entre río Bueno y río Puelo”. Extraído de Martínez (2024).

Es importante señalar que esta clasificación, que asigna a las unidades hidrogeológicas de la Cordillera Patagónica un potencial muy bajo a nulo, no incorpora el efecto de estructuras tectónicas como la ZFLO, que genera una permeabilidad secundaria en las unidades hidrogeológicas, modificando sustancialmente la configuración del flujo subterráneo en la zona de estudio (Martínez, 2024). La zona de daño asociada a la ZFLO actúa como un eje de alta permeabilidad vertical debido a la presencia de fracturas orientadas al NE-SO, las cuales favorecen el ascenso de magma y fluidos (Daniele *et al.*, 2020). En este contexto, las fallas actúan como vías preferenciales que permiten el ascenso de aguas termales hacia la superficie (Pavez *et al.*, 2020; Pérez-Estay *et al.*, 2022). La permeabilidad en sistemas geotérmicos está fuertemente controlada por la geometría, cinemática, densidad y conectividad de las redes de fallas y fracturas, que tienden a desarrollarse de forma más intensa en las proximidades de estas estructuras. No obstante, en ciertos casos, dichas

estructuras pueden comportarse como barreras hidráulicas que limitan el movimiento de fluidos, lo cual está principalmente asociado a la naturaleza anisotrópica de las zonas de falla (Barrera-de-Calderón *et al.*, 2021; Bense *et al.*, 2013; Pavez *et al.*, 2020; Sánchez *et al.*, 2013).

3.2 SISTEMAS GEOTÉRMICOS

Los sistemas geotérmicos se desarrollan como resultado de la interacción de diversos factores geológicos que permiten la acumulación y circulación de calor en el subsuelo. La existencia de estos sistemas requiere de los siguientes componentes esenciales: una fuente de calor, generalmente asociada a magma o rocas calientes en profundidad; un reservorio permeable, donde los fluidos geotermales se acumulan y circulan; fluidos calientes, compuestos por magmas en desgasificación y agua de recarga que fluye a través de rocas calientes; y una capa impermeable que evite el escape de calor y fluidos (Ibáñez, 2024; Sánchez *et al.*, 2015). Los recursos geotérmicos son abundantes en regiones tectónicas y volcánicas activas, donde el alto gradiente geotérmico y el flujo ascendente de calor a través de fallas, facilitan el desarrollo de manifestaciones superficiales, tales como manantiales termales y fumarolas (Custodio & Llamas, 1996; Daniele *et al.*, 2020). Dependiendo de las características geológicas del sistema, los sistemas geotérmicos pueden clasificarse en distintas categorías: dominados por vapor, de agua caliente, geopresurizados, de roca seca caliente y magmáticos (Gupta & Roy, 2007).

Los fluidos presentes en los sistemas geotérmicos son, en su mayoría, de origen meteórico, agua de mar o una mezcla de ambos, aunque en ciertos casos pueden contener cantidades significativas de volátiles magmáticos. La profundidad máxima de estos fluidos es la profundidad que alcanza la transición frágil-dúctil de las rocas (Arnórsson *et al.*, 2007; Ibáñez, 2024). Según su temperatura, las aguas geotermales se clasifican en tres categorías: (1) hipertermales o termales, cuando su temperatura es superior a la temperatura media anual del lugar más 4°C; (2) ortotermas o normales, si su temperatura se encuentra entre la media anual y hasta 4°C por encima de esta; y (3) hipotermas o frías, cuando su temperatura es inferior a la media anual (Custodio & Llamas, 1996).

En el contexto chileno, la actividad geotérmica se concentra principalmente a lo largo de la Cordillera de los Andes, donde se han identificado más de 300 áreas geotérmicas asociadas al volcanismo cuaternario (Aravena *et al.*, 2016). Los principales sistemas geotérmicos se distribuyen

en dos zonas específicas: el extremo norte del país (17-28°S) y la zona centro-sur (33-46°S), esta última correspondiente a la Zona Volcánica Sur, donde se encuentran numerosos manantiales termales con temperaturas que varían entre 25 °C y 85 °C (Aravena *et al.*, 2016; Daniele *et al.*, 2020). En el segmento sur de la ZVS (39-46°S), la actividad geotérmica está parcialmente controlada por la ZFLO, lo cual facilita el ascenso de fluidos y la manifestación de manantiales termales en superficie. En contraste, en sectores donde el volcanismo cuaternario está ausente, como en las latitudes 28°-33°S y 46°-48°S de la Cordillera de los Andes, así como en la Cordillera de la Costa, los manantiales termales son escasos y sus temperaturas rara vez superan los 30 °C (Lahsen *et al.*, 2010).

En la Región de Los Lagos se han identificado 36 manifestaciones termales con temperaturas que oscilan entre los 20°C y más de 60°C, distribuidas a lo largo de distintos ambientes geotermales (Ruiz, 2015). De acuerdo con las características geológicas y estructurales de la Cordillera Patagónica, junto con la distribución de las emisiones termales y las propiedades geoquímicas de los fluidos, se han definido tres ambientes termales principales en la región (Aguilera *et al.*, 2014).

El primero corresponde al Ambiente Volcánico, que incluye las emisiones localizadas en los flancos de los sistemas volcánicos de Antillanca-Casablanca, Yate-Hornopirén-Apagado y Huequi-Cerro Colorado. Estas manifestaciones emergen, principalmente, desde el contacto entre rocas volcánicas y rocas del basamento. El segundo es el Ambiente Zona de Falla Liquiñe-Ofqui Marino (ZFLO Marino), el cual se caracteriza por controlar la presencia de estuarios y fiordos. Específicamente en el Estuario Reloncaví e Isla Llancahué las emisiones termales se localizan en rocas del Batolito Norpatagónico, depósitos morrénicos y de remoción en masa, estando fuertemente influenciadas por el conjunto de fallas de la ZFLO. Una característica distintiva de este ambiente es el emplazamiento de las fuentes termales en la línea de costa, destacando los casos de Ralún, Rollizos, Las Conchas, Sotomó, Puelo y Llancahué. Por último, el tercer ambiente es el Ambiente Zona de Falla Liquiñe-Ofqui Continental (ZFLO Continental), donde las emisiones termales se distribuyen a lo largo de las trazas principales de la ZFLO y en juegos de fallas subsidiarios del sistema de falla FTA. Estas manifestaciones emergen en afloramientos de gabros de edad Paleozoico, rocas intrusivas del Batolito Norpatagónico y esquistos anfibolíticos de la Formación Bahía Mansa (Aguilera *et al.*, 2014).

4. MARCO TEÓRICO

4.1 MAGNETOTELÚRICA

La magnetotelúrica (MT) es un método electromagnético de exploración geofísica propuesto por Tikhonov (1950), Kato & Kikuchi (1950), Rikitake (1951) y Cagniard (1953) (Segovia *et al.*, 2021; Vozoff, 1990; Zúñiga, 2019). Esta técnica pasiva, permite obtener información sobre las propiedades geo-eléctricas del subsuelo a partir de la medición de las fluctuaciones naturales de los campos eléctrico (E) y magnético (H) que se propagan en dirección ortogonal a la superficie terrestre (Fernández, 2013; Pavez *et al.*, 2020). Su base teórica se sustenta en las ecuaciones de Maxwell y su aplicación es útil para generar imágenes de resistividad en estudios que abarcan desde la corteza superficial hasta el manto (Díaz *et al.*, 2020; Fuentealba, 2024).

El método MT opera en el dominio de frecuencias entre 0,00001 y 10 Hz (Tabla 2), donde las señales de baja frecuencia penetran a mayor profundidad mientras que las de alta frecuencia lo hacen a niveles más superficiales. Las mediciones se realizan en un mismo punto de la superficie, registrando de forma simultánea la variación temporal del campo eléctrico y magnético. Estas variaciones son inducidas por fuentes naturales externas, como la interacción del viento solar con la magnetósfera e ionosfera terrestre, y a tempestades meteorológicas que ocurren en la atmósfera del planeta (Fuentealba, 2024; Segovia *et al.*, 2021; Uribe, 2015). Este método ha sido ampliamente empleado en estudios de zonas volcánicas, interpretando conductores eléctricos como fluidos hidrotermales, arcillas, conductos magmáticos o reservorios, siendo una herramienta ampliamente utilizada en la exploración de recursos geotérmicos (Díaz *et al.*, 2020).

Tabla 2. Variantes del Método Magnetotelúrico. Extraído de González (2023)

Variantes del Método Magnetotelúrico		
Método	Tipo de fuente	Intervalo de frecuencias
Magnetotelúrico (MT)	Natural	10^{-5} a 10 [Hz]
Audio Magnetotelúrico (AMT)	Natural	10 a 10^4 [Hz]
Magnetotelúrico de largo periodo (LMT)	Natural	10^{-6} a 10^{-1} [Hz]
Audio Magnetotelúrico de fuente controlada (CSAMT)	Artificial	10 a 10^5 [Hz]
Radio Magnetotelúrico (RMT)	Natural o Artificial	10^3 a 10^6 [Hz]

4.1.1. ECUACIONES DE MAXWELL

Las ecuaciones de Maxwell constituyen la base para comprender los campos electromagnéticos y modelar su interacción con la Tierra, lo que permite estudiar sus estructuras internas (Uribe, 2015). Estas ecuaciones describen la relación entre los campos eléctrico y magnético en cualquier medio (Zúñiga, 2019), y representan el punto de partida para el análisis de los fenómenos electromagnéticos naturales (Uribe, 2015). A continuación, se presentan dichas ecuaciones:

4.1.1.1. Ley de Faraday

Explica como un flujo de campo magnético variable en el tiempo puede inducir un campo eléctrico (Fuentealba, 2024; Simpson & Bahr, 2005).

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$$

4.1.1.2. Ley de Ampere

Señala que los campos magnéticos circulares son producidos por la suma vectorial de corrientes eléctricas y campos eléctricos que varían en el tiempo (González, 2023).

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$$

4.1.1.3. Ley de Gauss para campos magnéticos

Esta ley establece que el flujo magnético a través de cualquier superficie cerrada es siempre cero, es decir, el número de líneas de campo magnético que ingresan a la superficie es igual al número de líneas que salen de ella (Fuentealba, 2024; González, 2023).

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0$$

4.1.1.4. Ley de Gauss para campos eléctricos

Postula que la fuente de un campo eléctrico es la densidad de cargas eléctricas (González, 2023).

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_v$$

Donde:

\vec{E} : Vector del campo eléctrico [V/m]

\vec{B} : Vector de inducción magnética [T]

\vec{H} : Vector del campo magnético [A/m]

\vec{J} : Densidad de corriente eléctrica debido a cargas libres [A/m²]

\vec{D} : Vector de desplazamiento eléctrico [C/m²]

ρ_v : Densidad de carga eléctrica debida a cargas libres [C/m³]

En medios homogéneos, lineales e isotrópicos, las ecuaciones constitutivas permiten describir cómo las propiedades del material influyen en la respuesta ante campos electromagnéticos. Estas relaciones vinculan directamente las magnitudes presentes en las ecuaciones de Maxwell con las características del medio, reflejando la interacción entre el campo electromagnético y la materia (Fuentealba, 2024). En este contexto, dichas magnitudes se expresan mediante relaciones constituyentes que suponen homogeneidad e isotropía en el comportamiento del medio (Zúñiga, 2019).

4.1.1.5. Primera relación constitutiva

Corresponde a una forma puntual de la Ley de Ohm, donde la conductividad eléctrica de la sustancia, representada por σ [S/m], responde a las cargas libres presentes de un medio bajo la influencia de un campo eléctrico externo (Fuentealba, 2024; González, 2023).

$$\vec{J} = \sigma \vec{E}$$

4.1.1.6. Segunda relación constitutiva

En esta relación, μ [H/m] representa la permeabilidad magnética, que es la capacidad que tiene un cuerpo de afectar o ser afectado (magnetizarse) por la presencia de un campo magnético externo (González, 2023).

$$\vec{B} = \mu\vec{H}$$

4.1.1.7. Tercera relación constitutiva

En esta ecuación, ϵ [F/m] representa la permitividad eléctrica, que es la capacidad que tiene un cuerpo para polarizarse ante un campo eléctrico, y de esa forma cancelar parcialmente el campo dentro del material (Fuentealba, 2024; González, 2023).

$$\vec{D} = \epsilon\vec{E}$$

4.1.2. PROFUNDIDAD DE PENETRACIÓN

La profundidad de penetración, o skin depth, se define como la distancia a la cual la amplitud de una onda electromagnética se reduce a un factor de $1/e$ (~37 %) respecto de su valor inicial en la superficie terrestre (Pous & Marcuello, 2003; Zúñiga, 2019). No obstante, esta profundidad tiene un carácter teórico y no corresponde necesariamente a la profundidad real de investigación, sino que representa la profundidad de penetración en un medio ideal con conductividad homogénea (González, 2023). Matemáticamente, el skin depth (δ) está dado por la expresión:

$$\delta \approx 503\sqrt{\rho T} \text{ [m]}$$

Donde δ se expresa en metros, ρ es la resistividad aparente en Ωm y T el período de la onda en segundos (Pous & Marcuello, 2003). De esta fórmula se deduce que los períodos más largos permiten una mayor penetración en comparación con las ondas de períodos más cortos. En estudios regionales, se utilizan típicamente períodos entre 0,01 s y 10^4 s. Asimismo, la profundidad de penetración aumenta a medida que se incrementa la resistividad del medio, lo que hace que el método magnetotelúrico sea especialmente útil para estudiar estructuras situadas por debajo de grandes bloques resistivos (Pous & Marcuello, 2003; Zúñiga, 2019).

4.1.3. FUNCIONES DE TRANSFERENCIA

4.1.3.1. Tensor de impedancia

El tensor de impedancia relaciona las componentes del campo eléctrico medido con las del campo

magnético (Segovia *et al.*, 2021). Este tensor contiene información sobre la estructura eléctrica para cada frecuencia de medición y permite obtener una primera idea sobre la dimensionalidad del medio bajo estudio, según el comportamiento de sus componentes (Zúñiga, 2019). En este sentido, la estructura que adopta el tensor dependerá de la dimensionalidad del medio, siendo distinta para modelos unidimensionales, bidimensionales o tridimensionales. El tensor de impedancias relaciona linealmente las componentes horizontales ortogonales de los campos eléctrico y magnético. Debido a esta relación y a la proporcionalidad existente entre cada una de las componentes horizontales del campo magnético (H_x , H_y) y las del campo eléctrico (E_x , E_y) (Fernández, 2013), su expresión matemática se define como:

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \text{ o bien, } Z_{ij}(\omega) = \frac{E_i(\omega)}{H_j(\omega)}$$

A) Resistividad aparente y fase

Las componentes del tensor de impedancias, al ser números complejos, poseen tanto una magnitud como una fase. A partir del cálculo de estas impedancias para cada una de las frecuencias, es posible determinar dos parámetros importantes: la resistividad aparente (Ωm) y el ángulo de fase (en grados) (Fernández, 2013).

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

$$\phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}[Z_{ij}(\omega)]}{\text{Re}[Z_{ij}(\omega)]} \right)$$

La resistividad aparente (ρ_a) equivale al valor promedio de la resistividad eléctrica en un volumen semiesférico cuyo radio es igual a un skin depth. De esta manera, al tener valores del tensor de impedancia en varias frecuencias, se obtiene una imagen de cómo varía la resistividad con la profundidad. Por otro lado, el ángulo de fase (ϕ) indica la diferencia de fase existente entre las componentes ortogonales de los campos eléctrico y magnético. En condiciones de un medio uniforme, esta diferencia de fase es de 45° (Zúñiga, 2019). Una forma útil de verificar la

consistencia de los datos magnetotelúricos es observar el comportamiento conjunto de la resistividad aparente y la fase. Estas no son magnitudes independientes, y su variación está vinculada, cuando la resistividad aparente aumenta con el período, la fase tiende a ser menor a $\pi/4$; en cambio, cuando la resistividad aparente disminuye, la fase suele ser mayor a $\pi/4$. Este comportamiento refleja una proporcionalidad inversa entre ambas, lo que permite utilizar su coherencia como criterio para evaluar la calidad de los datos (Chave & Jones, 2012).

4.1.3.2. Tensor de Fase

El tensor de fase, definido por Caldwell *et al.* (2004), entrega información sobre las heterogeneidades presentes en un medio, especialmente aquellas ubicadas cerca de la superficie, las cuales pueden generar distorsiones que afectan la respuesta obtenida en terreno a través del tensor de impedancia. De este modo, permite obtener información indirecta sobre la dimensionalidad del medio en estudio y, a diferencia de otros parámetros, su cálculo depende de la orientación de los ejes establecidos. Puede representarse como un tensor de segundo orden o matriz compleja, dependiente de la frecuencia (González, 2023):

$$\Phi = X^{-1}Y$$

Donde X y Y corresponden, respectivamente, a las partes real e imaginaria de las distintas componentes del tensor de impedancia. En un sistema de coordenadas cartesiano, el tensor de fase se puede expresar mediante la siguiente matriz (Zúñiga, 2019):

$$\Phi = \begin{pmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{pmatrix} = \frac{1}{\det(X)} \begin{pmatrix} X_{yy}Y_{xx} - X_{xy}Y_{yx} & X_{yy}Y_{xy} - X_{xy}Y_{yy} \\ X_{xx}Y_{yx} - X_{yx}Y_{xx} & X_{xx}Y_{yy} - X_{yx}Y_{xy} \end{pmatrix}$$

4.1.3.3. Función de transferencia geomagnética

La función de transferencia geomagnética (FTG) o tipper relaciona la componente vertical (Hz) con las componentes horizontales (Hx, Hy) del campo magnético. Se expresa mediante dos elementos complejos, generando vectores o flechas de inducción correspondientes a las partes real e imaginaria en el plano XY (González, 2023; Pous & Marcuello, 2003; Segovia *et al.*, 2021). Es

útil para identificar dimensionalidad y direccionalidad del medio. (Fernández, 2013). Se calcula de la siguiente manera:

$$H_z(\omega) = (T_x(\omega) \quad T_y(\omega)) \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix}$$

5. METODOLOGÍA

Para caracterizar el sistema termal de Ralún y cumplir con los objetivos propuestos, la metodología se estructuró en tres fases principales: Recolección de datos, Análisis geológico e hidrogeológico, y Generación de modelos.

5.1. RECOLECCIÓN DE DATOS

5.1.1. TRABAJO PRE-CAMPO

Se realizó una revisión bibliográfica sobre la geología, estructuras e hidrogeología del sector de Ralún, con el objetivo de comprender el contexto geológico del área y definir los puntos de interés a abordar durante la campaña de terreno.

5.1.2. TRABAJO DE CAMPO

Entre los días 13 y 16 de marzo de 2025, se llevó a cabo una campaña geológica en terreno, centrada en la evaluación de la geología local. Esta tuvo por objetivo identificar las unidades litológicas y sus relaciones estructurales, con el fin de entender los controles geológicos que regulan la dinámica del sistema termal. Las actividades incluyeron el análisis litológico de afloramientos cercanos a las termas y al cono volcánico La Viguería, así como el reconocimiento de unidades geológicas previamente mapeadas en la región por Aguilera *et al.* (2014), con las cuales se compararon las observaciones realizadas in situ. Además, se midieron los niveles estáticos de tres pozos en condiciones de bajamar y pleamar, con el propósito de evaluar la posible interacción del Río Petrohué con el sistema termal.

5.2. ANÁLISIS GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

Esta etapa se centró en el análisis y procesamiento de la información recopilada durante las fases de terreno y revisión bibliográfica, complementada con datos adicionales provenientes de estudios geofísicos y pruebas de bombeo realizadas previamente por la empresa GeoResource, la cual facilitó dichos resultados para el presente estudio. Además, se recopilaron análisis hidroquímicos de estudios anteriores correspondientes a las termas ubicadas frente a las Termas Botánicas, en la ribera opuesta del Río Petrohué, así como a las Termas de Rollizos, el propio Río Petrohué y el Estuario de Reloncaví. Los trabajos considerados incluyen a Hauser (1997), Pérez (1999), Risacher

et al. (2011) y Ruiz (2015). El análisis de esta información se realizó utilizando Python, mediante la construcción de diagramas de Piper, Na-K-Mg y diagramas binarios de Na/Cl, B/Cl y B/Li. Las coordenadas de cada punto de muestreo se presentan en el Anexo 3, Tabla 1. El objetivo principal fue evaluar la interacción entre los fluidos geotermales, el medio geológico y el Río Petrohué. Adicionalmente, se procesaron los resultados de las pruebas de bombeo mediante el software AquiferTest, utilizando los siguientes métodos de análisis: Theis (1935), Cooper & Jacob (1946), Hantush & Jacob (1955), Double Porosity de Warren & Root (1963), y Fracture Flow de Moench (1984). Estos análisis permitieron estimar e interpretar los parámetros hidráulicos de los pozos monitoreados. En los casos donde no se obtuvo un buen ajuste de las curvas, se excluyeron los datos anómalos. Se priorizó el análisis de pruebas de gasto constante, debido a su mayor confiabilidad para la obtención de valores de transmisividad y conductividad hidráulica. En cuanto a la prospección geofísica, GeoResource aplicó el método magnetotelúrico (MT), estructurado en las siguientes etapas:

Las mediciones se realizan utilizando el sistema de adquisición ADU08e (Figura 9) de la empresa Metronix, diseñados para registrar simultáneamente campos eléctricos y magnéticos naturales mediante sensores específicos. El campo magnético se mide utilizando tres bobinas de inducción MF07e, dispuestas en ejes N-S (Hx), E-O (Hy) y vertical (Hz). Mientras que, el campo eléctrico se registra utilizando electrodos impolarizables modelo EFP06, configurados en dos dipolos orientados en direcciones perpendiculares (N-S y E-O).

Por otro lado, los controles de calidad preliminar en terreno se realizan mediante el software ProcMT, proporcionado por Metronix. Este control incluye la revisión de series temporales y de funciones de transferencia, con el objetivo de identificar y mitigar posibles interferencias o segmentos ruidosos en los datos, permitiendo así repetir ciertas mediciones cuando sea necesario.

El procesamiento de datos comienza con la inspección visual de las series temporales obtenidas por los cinco canales de medición (Ex, Ey, Hx, Hy y Hz), utilizando el módulo Tsplotter de ProcMT. Posteriormente, las series temporales son transformadas del dominio temporal al de la frecuencia mediante la Transformada de Fourier. A partir de ello, se estiman las funciones de transferencia, incluyendo el tensor de impedancia, tipper, tensor de fase y los vectores de inducción, a través de

dos metodologías: una basada en regresión por mínimos cuadrados implementada en ProcMT, y otra utilizando la librería SigMT (Ajithabh & Patro, 2023). Las funciones de transferencia tienen el objetivo de obtener una variable física interpretable, permitiendo calcular curvas de resistividad aparente y fase en función de la frecuencia, parámetros fundamentales para caracterizar la estructura eléctrica del subsuelo. Finalmente, para el modelamiento 2D de los datos se utiliza el software WinGLink, que permite importar las funciones de transferencia y generar modelos bidimensionales de resistividad.



Figura 9. Equipos de adquisición ADU08e utilizados en la campaña magnetotélúrica en el sector de estudio. Fotografía proporcionada por GeoResource.

Por otra parte, el análisis de sensibilidad utilizado en este trabajo es un análisis determinista no lineal basado en la perturbación manual del modelo escogido, buscando examinar la variación en el ajuste de este, tras la perturbación. En particular, en este caso, se realiza el estudio de sensibilidad para evaluar la profundidad de resolución de los modelos obtenidos.

5.3. GENERACIÓN DE MODELO Y VISUALIZACIÓN

Los resultados de los análisis geoquímicos, geofísicos e hidrogeológicos fueron integrados en un modelo hidrogeológico mediante el software adobe illustrator, con el propósito de representar espacialmente la distribución de las unidades geológicas en el sector de estudio, y facilitar la visualización e interpretación de la dinámica del sistema termal de Ralún.

6. RESULTADOS

6.1. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE LAS TERMAS DE RALÚN

El trabajo de campo realizado entre los días 13 y 16 de marzo del 2025, correspondió a un reconocimiento geológico enfocado en caracterizar las unidades en las que se emplazan las Termas de Ralún. Los puntos recorridos se encuentran dentro de un área aproximada de 9,62 km², ubicados principalmente en sectores accesibles, próximos al Río Petrohué, ya que gran parte de la zona corresponde a terrenos de propiedad privada con acceso restringido, y la densa vegetación impide la observación directa de muchos afloramientos. En la Figura 10 se muestran los puntos visitados durante la campaña.

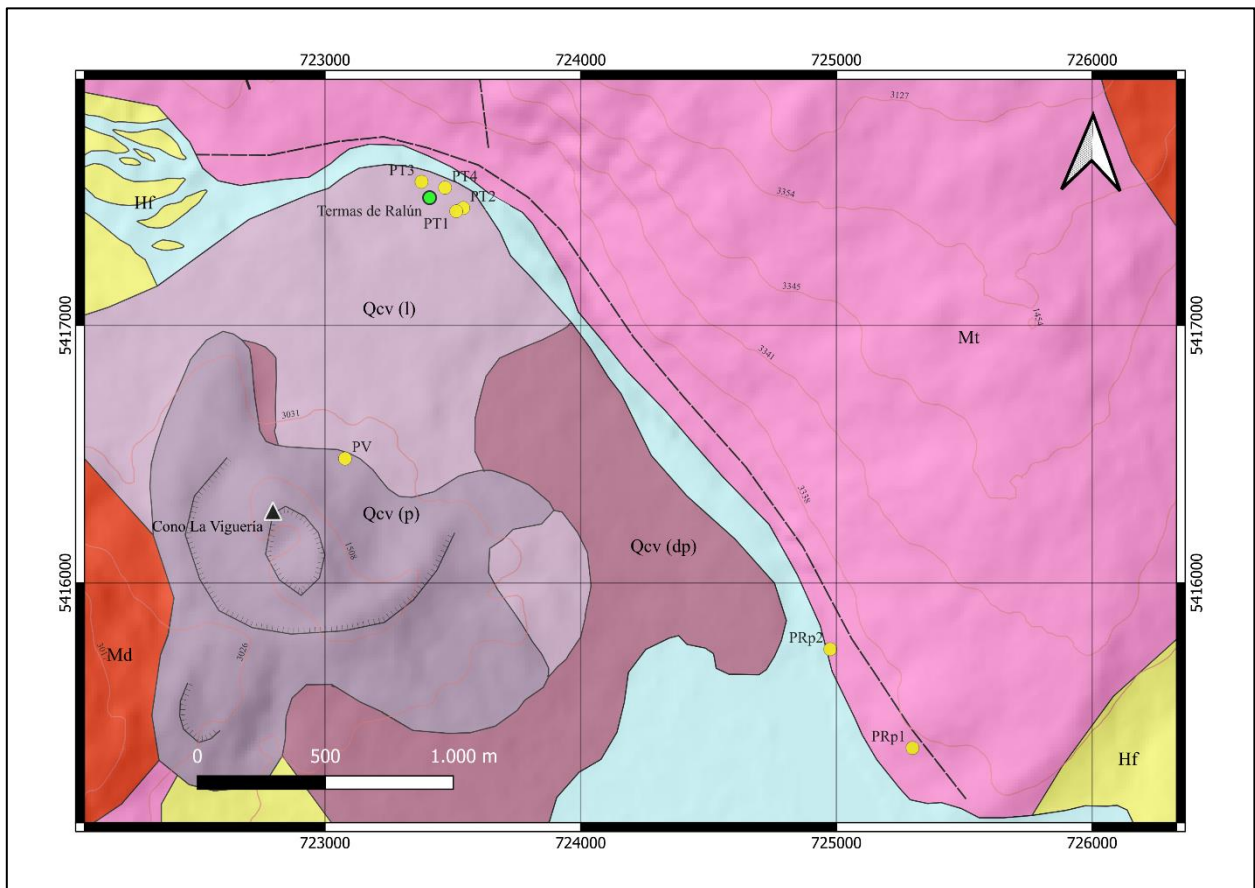


Figura 10. Mapa de ubicación de los puntos visitados durante la campaña de terreno en el sector de Ralún.

Los puntos amarillos corresponden a los sitios recorridos, mientras que el punto verde señala la ubicación de las Termas de Ralún. Elaborado a partir del mapa de Aguilera *et al.* (2014) y modificado de acuerdo con Carrasco (1995).

En los puntos PT1, PT2, PT3 y PT4, las rocas corresponden a basaltos de olivino, con coloración gris oscura en superficie fresca y pardo amarillenta en zonas alteradas, aunque el grado de alteración observado es bajo. Presentan una textura afanítica hipocristalina, de grano fino (< 2 mm), equigranular e hipidiomórfica, y se disponen de forma masiva, sin estructuras internas evidentes. Mineralógicamente, los fenocristales corresponden a plagioclasa y olivino, mientras que la matriz está compuesta por vidrio, plagioclasa y minerales ferromagnéticos. Se identifican vesículas con tamaños entre 1 mm y 1,5 cm, con una proporción variable entre 1 y 7 %.

Entre los afloramientos, el más representativo corresponde al punto PT4 (Figura 11A), donde se reconocen tres capas de lava superpuestas.

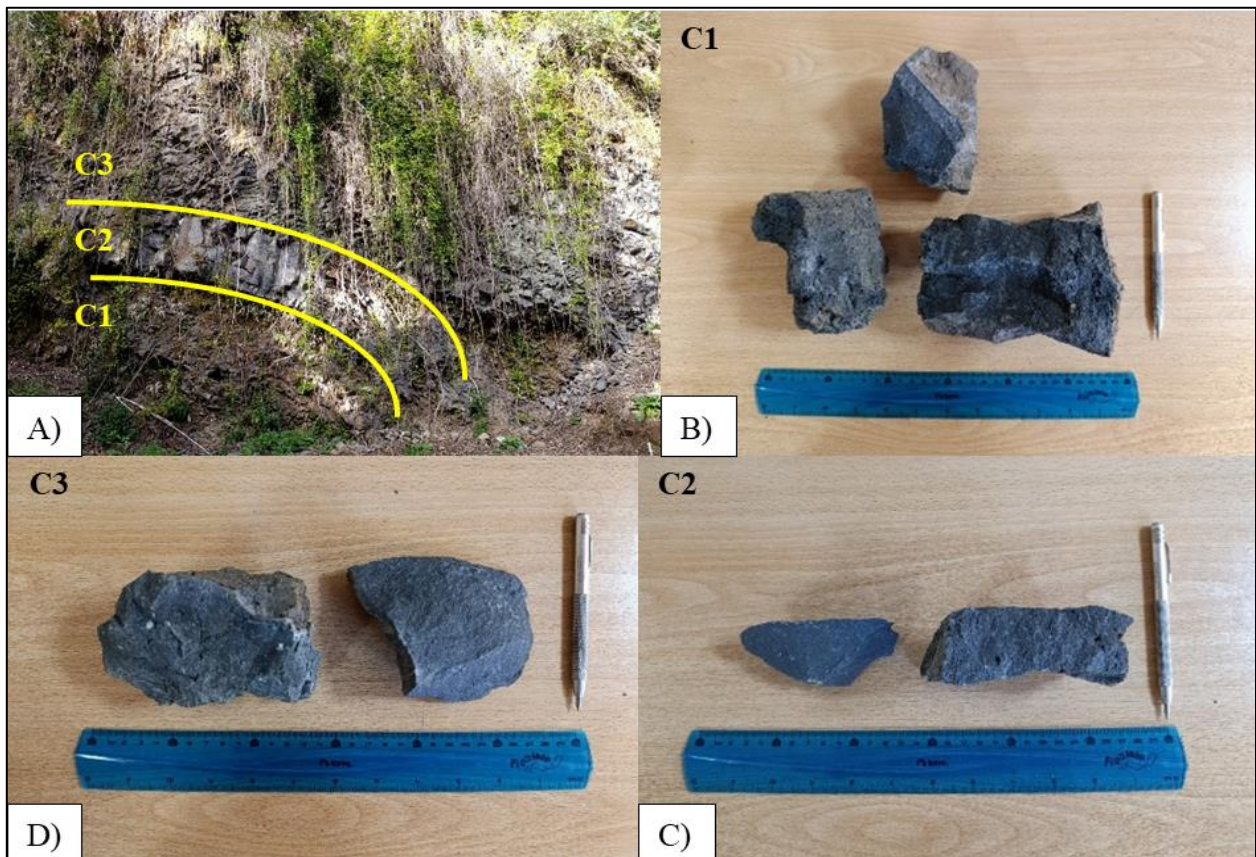


Figura 11. Afloramiento y muestras representativas observadas en el punto PT4. (A) Afloramiento donde se identifican tres capas de lava superpuestas (C1, C2 y C3), marcadas con líneas amarillas. (B) Muestras de la capa C1, caracterizadas por mayor vesiculación en los bordes. (C) Muestras de la capa C2, con núcleo compacto y escasa vesiculación. (D) Muestras de la capa C3, con estructuras tabulares alargadas.

La capa basal (Figura 11B) presenta una vesiculación variable según la posición dentro del cuerpo de lava: en la zona central las vesículas son escasas, mientras que hacia los bordes curvados su

abundancia aumenta considerablemente. Además, en ciertos sectores se observa un bandeamiento definido por la alternancia de zonas vesiculadas y masivas. La segunda capa muestra un patrón similar, con una zona central más densa y escasamente vesiculada, y mayor vesiculación en los bordes superiores (Figura 11C). La capa superior se caracteriza por una estructura en bloques tabulares alargados (Figura 11D), escasa vesiculación y una leve curvatura respecto de las capas subyacentes. Las tres capas presentan contactos netos y bien definidos. Respecto de las flexuras observadas, la orientación general del afloramiento (paralela al Río Petrohué), y la ausencia de evidencias de deformación estructural, sugieren que estas curvaturas podrían corresponder al flujo y acomodamiento de la lava sobre una paleotopografía fluvial preexistente, más que a procesos de origen tectónico.

El punto PV, es el más cercano al Volcán Viguera con exposición accesible, representa el afloramiento que muestra la secuencia volcánica más completa presente en la zona. El afloramiento registra una sucesión compuesta por depósitos piroclásticos y un flujo de lava basáltica tipo aa, con un espesor total estimado de 8,42 m, dispuestos de la siguiente manera:

En la base del afloramiento se identifica el depósito piroclástico PV-DP1 (Figura 12A y B), con un espesor aproximado de 80 cm, disposición masiva, fábrica clasto soportada y competencia deleznable. Presenta un bajo grado de alteración, con coloración gris oscura en superficie fresca y pardo amarillenta en sectores alterados. Está compuesto en su totalidad por escoria, con selección moderada a buena, fragmentos subangulares a subredondeados y esfericidad subdiscoidal. Los tamaños de los fragmentos oscilan entre 2 mm y 3 cm, con una moda entre 4 mm y 1,2 cm. La matriz, que representa aproximadamente el 5 % del volumen, está compuesta por escoria de grano fino (< 2 mm), de color gris oscuro. Se clasifica como un depósito de caída producto de una fase explosiva previa a la emisión del flujo de lava.

Sobre el depósito PV-DP1 se dispone un flujo de lava tipo aa (PV-C1, C2, C3), en contacto neto, estructurado internamente por una base y techo escoriáceos, y un núcleo central masivo de basalto (Figura 12A y B). La zona frontal del flujo, observable hacia el flanco norte del afloramiento, muestra una cuña de escorias y basaltos en disposición caótica. Esta organización interna es

característica de flujos aa, cuya movilidad se produce mediante avance en bloques con deformación interna tipo "caterpillar".

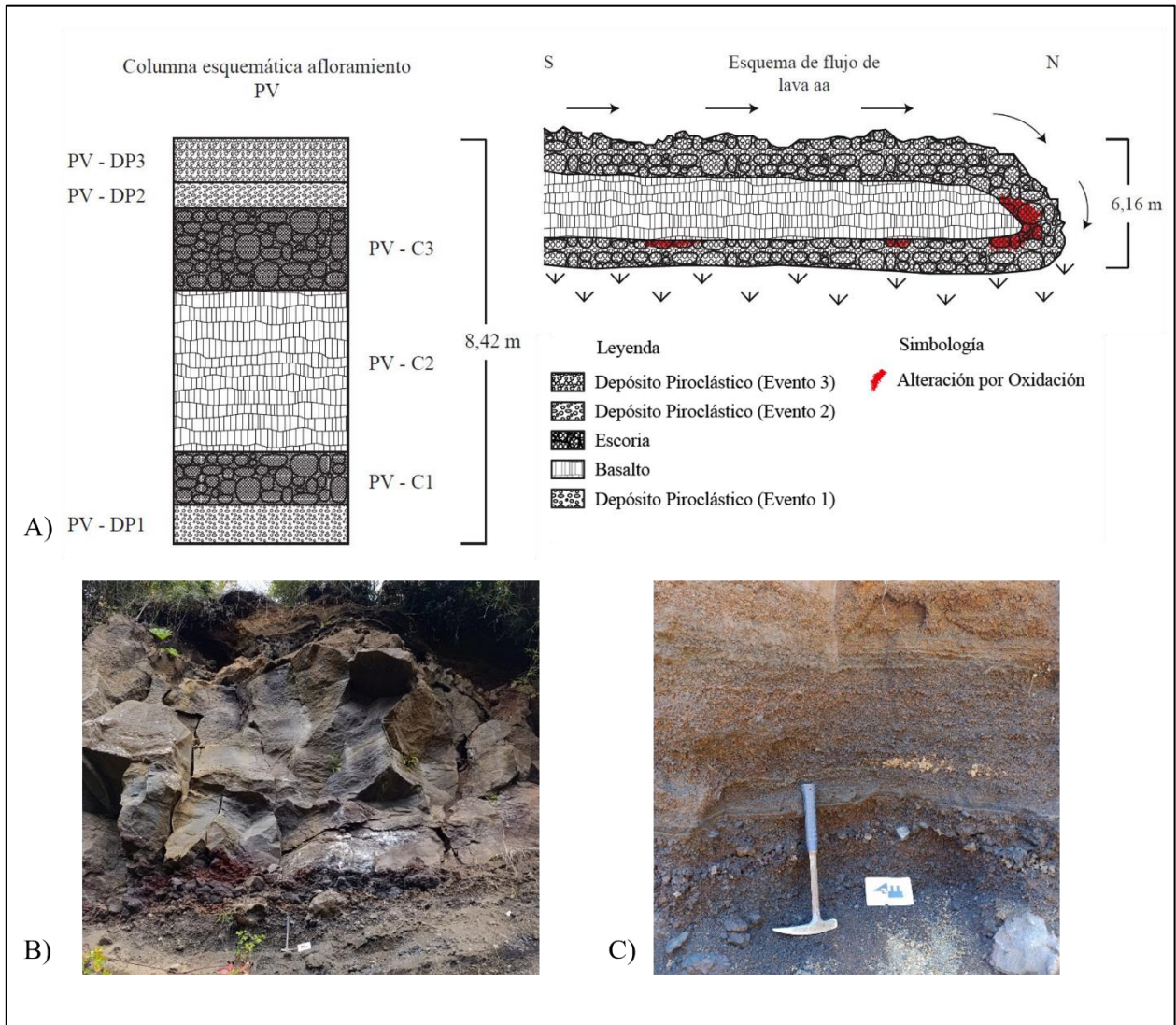


Figura 12. Afloramiento PV. (A) Columna esquemática que resume la estratigrafía del afloramiento, compuesta por tres capas de lava (PV-C1, C2 y C3) y tres depósitos piroclásticos (PV-DP1, DP2 y DP3). A su costado, esquema del flujo de lava tipo aa con zonas de oxidación. (B) Fotografía de campo que muestra una vista general del afloramiento. (C) Fotografía de los depósitos piroclásticos correspondientes a PV-DP3.

Las escorias presentan un espesor aproximado de 1,10 m en la base, y 1,70 m en el techo. Su grado de alteración es bajo, aunque localmente se observa una fuerte coloración rojiza atribuida a procesos de oxidación, concentrada principalmente en los contactos con el núcleo masivo y en la cuña del flujo. Mineralógicamente, contienen fenocristales finos de plagioclasa y olivino, y una masa fundamental compuesta por vidrio, plagioclasa y minerales ferromagnéticos.

El núcleo masivo exhibe escasas vesículas de 1-5 mm, y contactos netos a irregulares con las escorias. Sus características texturales y composicionales son similares a las observadas en los basaltos aflorantes en los puntos PT. Su espesor alcanza aproximadamente los 3,36 m, aunque se observa una disminución hacia el flanco norte del afloramiento, donde se desarrolla la cuña. Sobre la unidad de lava se sitúa un nuevo depósito piroclástico (PV-DP2; Figura 12A y B) producto de una fase eruptiva posterior al emplazamiento y enfriamiento del flujo lávico. Tiene un espesor de 54 cm y características similares a PV-DP1, clasificándose también como un depósito de caída.

Finalmente, en el techo de la secuencia se reconoce otro depósito piroclástico (PV-DP3; Figura 12C), correspondiente a un nuevo evento eruptivo, también asociado a caída de material escoriáceo. Posee un espesor total de 92 cm, compuesto por cinco capas. La capa basal corresponde a un flujo piroclástico de 32 cm, con fábrica masiva, clasto soportada, baja alteración y competencia deleznable. Está compuesto mayoritariamente por escoria (80 %) y fragmentos líticos basálticos (20 %), ambos con mala selección. La escoria presenta redondez subangular a subredondeada, con tamaños entre 1 mm y 2,5 cm, y una moda entre 2 mm y 1 cm. Los fragmentos líticos son angulares, subdiscoidales, y presentan tamaños entre 1,8 cm y 4 cm, con una moda entre 2,5 cm y 3,5 cm. La matriz, de color pardo oscuro, representa el 10 % del total y está compuesta principalmente por escoria (95 %) y basalto (5 %), con partículas menores a 1 mm. Las capas superiores con relación de contacto neto corresponden a depósitos de caída que, a diferencia de los anteriores eventos piroclásticos, contienen fragmentos líticos en baja proporción (5 a 10 %) e intercalaciones de capas con fábrica clasto soportada y matriz soportada, marcando el cierre de la actividad volcánica representada en el afloramiento.

En los puntos PRp1 y PRp2 (Figura 13) se observaron afloramientos de unidades plutónicas correspondientes a tonalitas, ubicadas en el sector Los Ladrillos, cruzando el puente Petrohué. Estas tonalitas se presentan con una coloración blanquecina en superficie fresca y tonalidades pardo amarillentas en zonas alteradas, aunque exhiben un bajo grado de alteración. Texturalmente, corresponden a rocas holocristalinas, de grano medio, con estructura inequigranular e hipidiomórfica, y textura fanerítica. Mineralógicamente, están compuestas principalmente por plagioclasa (53-54 %), cuarzo (20-22 %), anfíbol (8-20 %), feldespato potásico (2-4 %) y biotita (2-5 %). Como característica secundaria, se identificaron enclaves de diorita cuarcífera, con

tamaños cercanos a los 5 cm y una proporción aproximada del 12 %. Además, las rocas presentan leve magnetismo, atribuible a la presencia de minerales ferromagnéticos. Para mas detalle de los puntos de terreno analizados ver Anexo 1.

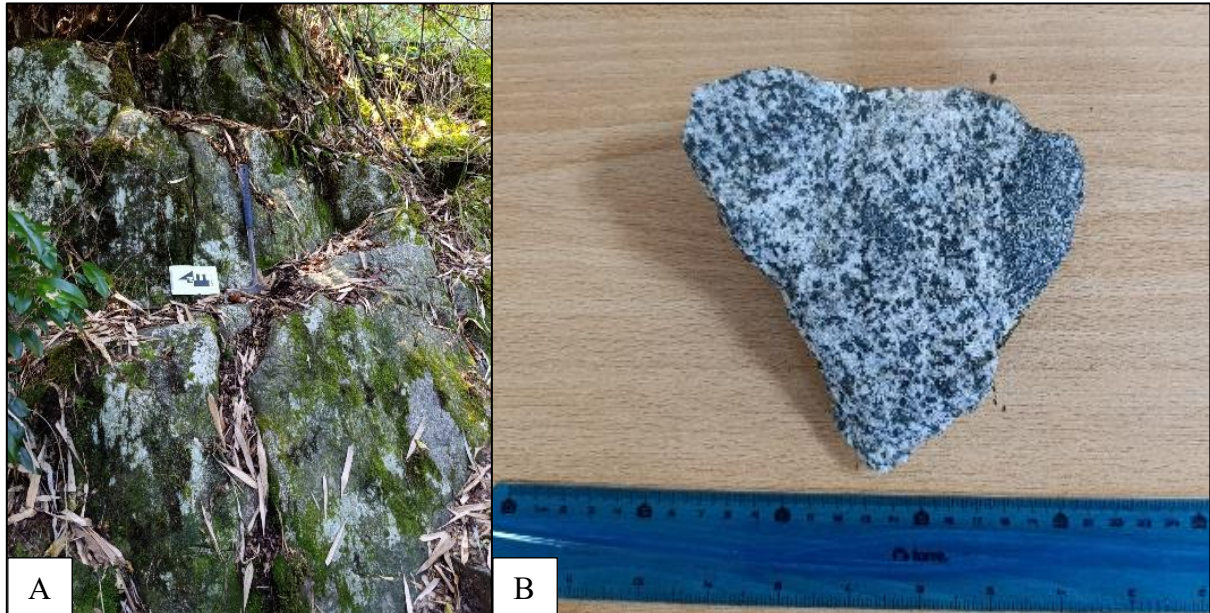


Figura 13. Afloramientos de tonalitas observadas en el sector Los Ladrillos. (A) Vista de campo del afloramiento en el punto PRp2. (B) Muestra de mano punto PRp2.

6.2. PARÁMETROS HIDRÁULICOS

En el complejo turístico Termas Botánicas se encuentran 3 pozos (Figura 14) que presentan elevaciones topográficas de 46, 39 y 30 m s.n.m., respectivamente (Tabla 3). Para evaluar una posible influencia del Río Petrohué y el Estuario de Reloncaví sobre el sistema acuífero, se realizaron mediciones de nivel estático durante condiciones de bajamar y pleamar. Los resultados muestran una leve fluctuación del nivel estático en todos los pozos, con diferencias de 0,08 m, 0,32 m y 0,33 m entre ambas condiciones para los pozos 1, 2 y 3, respectivamente.

Tabla 3. Coordenadas UTM, elevación topográfica y niveles estáticos para los pozos 1, 2 y 3 del complejo turístico Termas Botánicas. Se incluye la diferencia de nivel estático entre condiciones de bajamar y pleamar.

Pozos	Coordenadas (UTM)			Elevación (m s.n.m.)	Nivel estático (m)		Diferencia (m)
	Huso	Este (m)	Norte (m)		Bajamar	Pleamar	
1	18 G	723.441	5.417.497	46	31,21	31,13	0,08
2	18 G	723.461	5.417.526	39	12,13	11,81	0,32
3	18 G	723.427	5.417.548	30	10,39	10,06	0,33

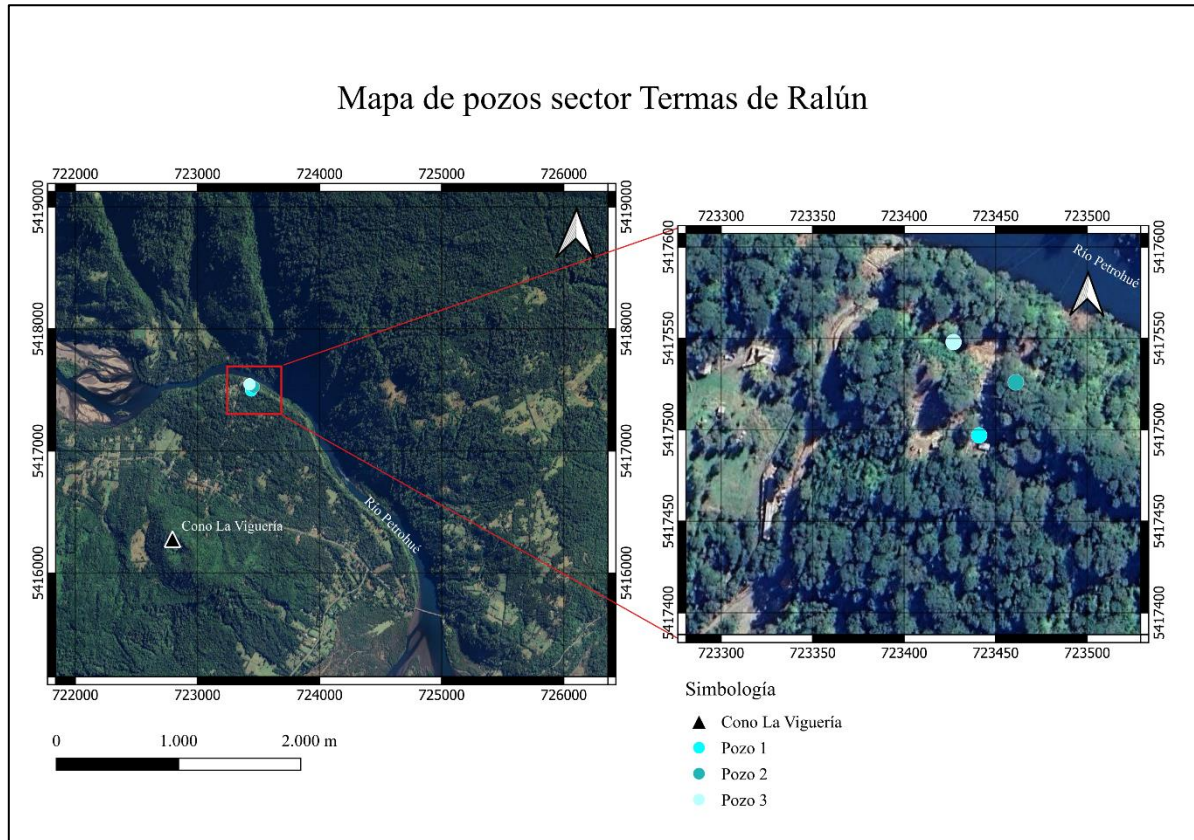


Figura 14. Mapa de ubicación de los pozos 1, 2 y 3 en el sector Termas de Ralún. A la izquierda se presenta el mapa general del área, donde se observa la ubicación del Cono La Viguera y el sector de estudio. A la derecha, se muestra un acercamiento con la ubicación detallada de los pozos.

Para el análisis de parámetros hidráulicos mediante pruebas de bombeo, se utilizaron datos obtenidos bajo condiciones de caudal constante en los pozos 1 y 2, y de caudal variable en el pozo 3, debido a la ausencia de registros con bombeo constante en este último. Se consideró un espesor de acuífero de 104 m para todos los pozos y se aplicaron cinco métodos de análisis: Theis (1935) y Cooper & Jacob (1946) para acuíferos confinados; Hantush & Jacob (1955) para acuíferos semiconfinados; y Double Porosity (Warren & Root, 1963) junto con Fracture Flow (Moench, 1984) para acuíferos de roca fracturada. Los resultados del modelamiento permitieron obtener estimaciones de transmisividad (T) y conductividad hidráulica (K) del acuífero.

En el Pozo 1, considerando un caudal constante de 12 L/s, los valores de transmisividad obtenidos varían entre $4,55 \times 10^0 \text{ m}^2/\text{d}$ (Fracture Flow) y $6,28 \times 10^1 \text{ m}^2/\text{d}$ (Cooper & Jacob I), con un valor promedio de $2,46 \times 10^1 \text{ m}^2/\text{d}$. Por su parte, la conductividad hidráulica presenta valores entre $4,38 \times 10^{-2} \text{ m/d}$ (Fracture Flow) y $6,03 \times 10^{-1} \text{ m/d}$ (Cooper & Jacob I), con un promedio de

$2,37 \times 10^{-1}$ m/d (Tabla 4). Los mejores ajustes de curva se observan en los gráficos correspondientes a los métodos Hantush & Jacob, Double Porosity y Fracture Flow (Figura 15; Anexo 2, Figura 1).

Tabla 4. Resultados de transmisividad y conductividad hidráulica obtenidos en el Pozo 1. Valores logrados mediante los métodos de Theis (1935), Cooper & Jacob (1946), Hantush & Jacob (1955), Double Porosity (Warren & Root, 1963) y FractureFlow (Moench, 1984), para pruebas de bombeo a caudal constante (12 L/s), considerando un espesor de acuífero de 104 m.

Espesor acuífero: 104 m		Caudal: 12 [lt/s]		
Análisis	Método	Pozo	T [m ² /d]	K [m/d]
1	Theis	1	$4,49 \times 10^1$	$4,32 \times 10^{-1}$
2	Cooper & Jacob I	1	$6,28 \times 10^1$	$6,03 \times 10^{-1}$
3	Hantush & Jacob	1	$5,89 \times 10^0$	$5,66 \times 10^{-2}$
4	Double Porosity	1	$4,93 \times 10^0$	$4,74 \times 10^{-2}$
5	Moench Fracture Flow	1	$4,55 \times 10^0$	$4,38 \times 10^{-2}$
Promedio			$2,46 \times 10^1$	$2,37 \times 10^{-1}$

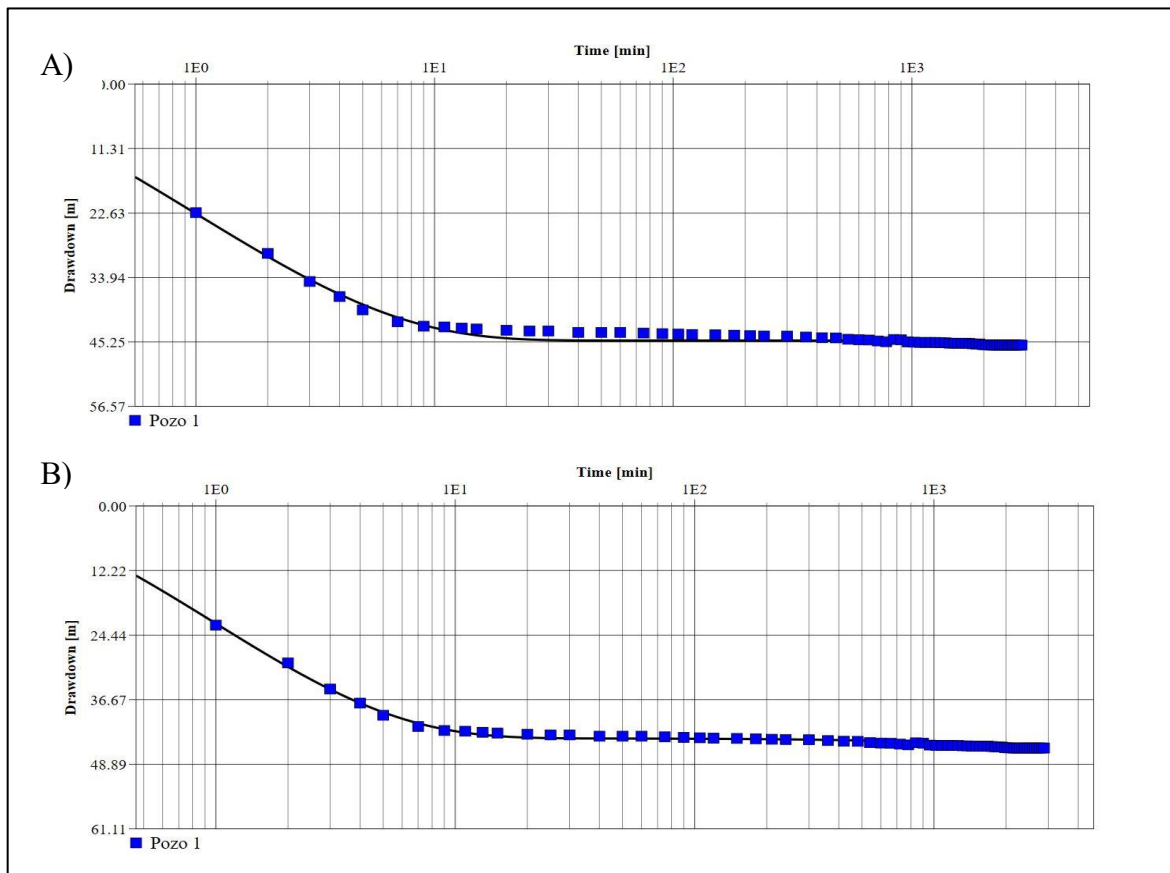


Figura 15. Gráficos semilogarítmicos del análisis de bombeo en el Pozo 1. A) Curva tiempo vs. nivel de abatimiento utilizando el método de Hantush & Jacob (1955); B) Curva tiempo vs. nivel de abatimiento ajustada mediante el método de Double Porosity (Warren & Root, 1963).

En el Pozo 2, con un caudal constante de 17,5 L/s, los valores de transmisividad varían entre $3,74 \times 10^1$ m²/d (Double Porosity) y $8,04 \times 10^1$ m²/d (Theis), con un valor promedio de $6,86 \times 10^1$ m²/d. La conductividad hidráulica obtenida fluctúa entre $3,60 \times 10^{-1}$ m/d (Double Porosity) y $7,73 \times 10^{-1}$ m/d (Theis), con un promedio de $6,59 \times 10^{-1}$ m/d (Tabla 5).

Tabla 5. Resultados de transmisividad y conductividad hidráulica obtenidos en el Pozo 2. Valores logrados mediante los métodos de Theis (1935), Cooper & Jacob (1946), Hantush & Jacob (1955), Double Porosity (Warren & Root, 1963) y Fracture Flow (Moench, 1984), para pruebas de bombeo a caudal constante (17,5 L/s), considerando un espesor de acuífero de 104 m.

Espesor acuífero: 104 m		Caudal: 17,5 [lt/s]		
Análisis	Método	Pozo	T [m ² /d]	K [m/d]
1	Theis	2	$8,04 \times 10^1$	$7,73 \times 10^{-1}$
2	Cooper & Jacob I	2	$8,03 \times 10^1$	$7,72 \times 10^{-1}$
3	Hantush	2	$7,63 \times 10^1$	$7,34 \times 10^{-1}$
4	Double Porosity	2	$3,74 \times 10^1$	$3,60 \times 10^{-1}$
5	Moench Fracture Flow	2	$6,84 \times 10^1$	$6,58 \times 10^{-1}$
Promedio			$6,86 \times 10^1$	$6,59 \times 10^{-1}$

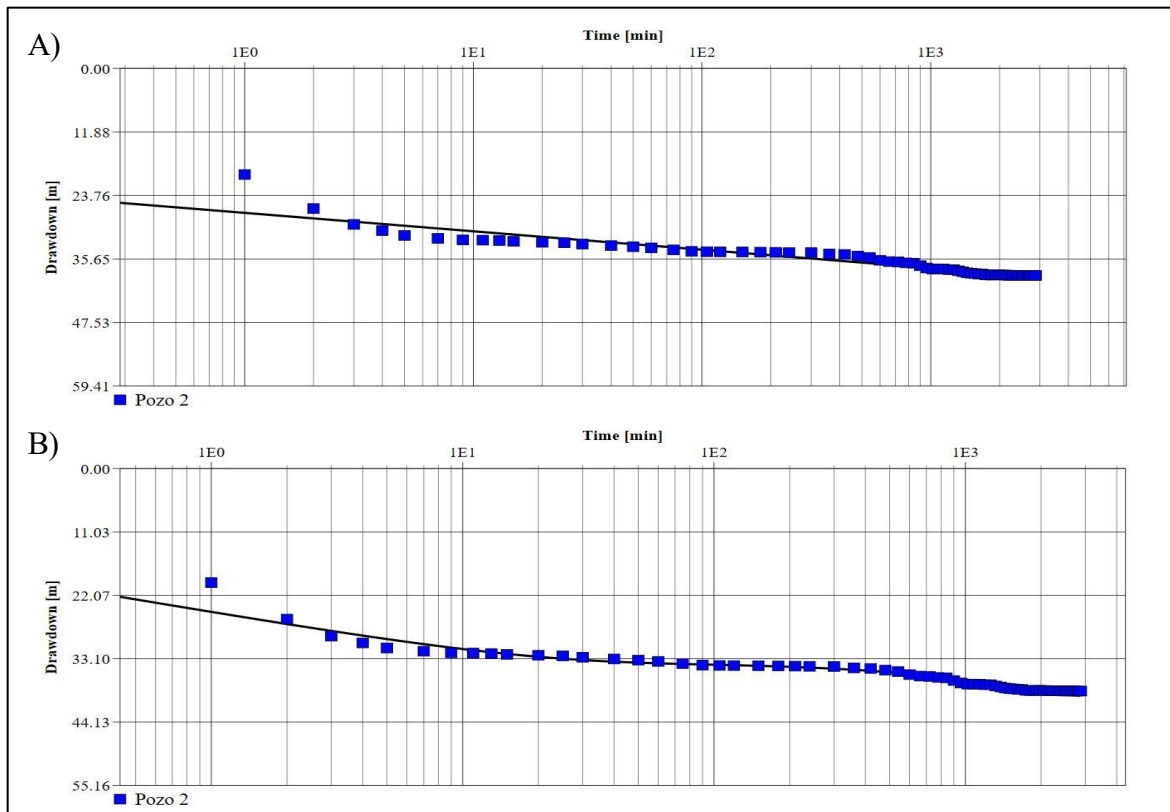


Figura 16. Gráficos semilogarítmicos del análisis de bombeo en el Pozo 2. A) Curva tiempo vs. nivel de abatimiento utilizando el método de Theis (1935); B) Curva tiempo vs. nivel de abatimiento ajustada mediante el método de Double Porosity (Warren & Root, 1963).

A diferencia del Pozo 1, este pozo presenta mejores ajustes de curva en la mayoría de los métodos aplicados, en concordancia con los valores de T y K, que muestran una menor variación respecto de los obtenidos en el pozo anterior (Tablas 4 y 5; Figura 16; Anexo 2, Figura 2).

En el caso del Pozo 3, donde el bombeo se realizó bajo condiciones de caudal variable, no se aplicó el método de Cooper & Jacob, ya que este requiere un caudal constante para su uso. Los valores de transmisividad varían entre $3,59 \times 10^0$ m²/d (Fracture Flow) y $4,05 \times 10^1$ m²/d (Theis), con un valor promedio de $2,67 \times 10^1$ m²/d. Mientras que la conductividad hidráulica muestra valores entre $3,45 \times 10^{-2}$ m/d (Fracture Flow) y $3,89 \times 10^{-1}$ m/d (Theis), con un promedio de $2,57 \times 10^{-1}$ m/d (Tabla 6). A pesar de excluir ciertos intervalos de datos para un mejor ajuste de la curva, este pozo no presentó un buen modelamiento en ninguno de los métodos aplicados, por lo que los valores de T y K no serán considerados en las interpretaciones (Tabla 6; Figura 17; Anexo, Figura 3).

Tabla 6. Resultados de transmisividad y conductividad hidráulica obtenidos en el Pozo 3. Los valores se determinaron mediante los métodos de Theis (1935), Hantush & Jacob (1955), Double Porosity (Warren & Root, 1963) y Fracture Flow (Moench, 1984), aplicados a pruebas de bombeo con caudal variable, considerando un espesor de acuífero de 104 m.

Espesor acuífero: 104 m		Caudal: Variable		
Análisis	Método	Pozo	T [m ² /d]	K [m/d]
1	Theis	3	$4,05 \times 10^1$	$3,89 \times 10^{-1}$
2	Hantush	3	$4,01 \times 10^1$	$3,86 \times 10^{-1}$
3	Double Porosity	3	$2,28 \times 10^1$	$2,19 \times 10^{-1}$
4	Moench Fracture Flow	3	$3,59 \times 10^0$	$3,45 \times 10^{-2}$
Promedio			$2,67 \times 10^1$	$2,57 \times 10^{-1}$

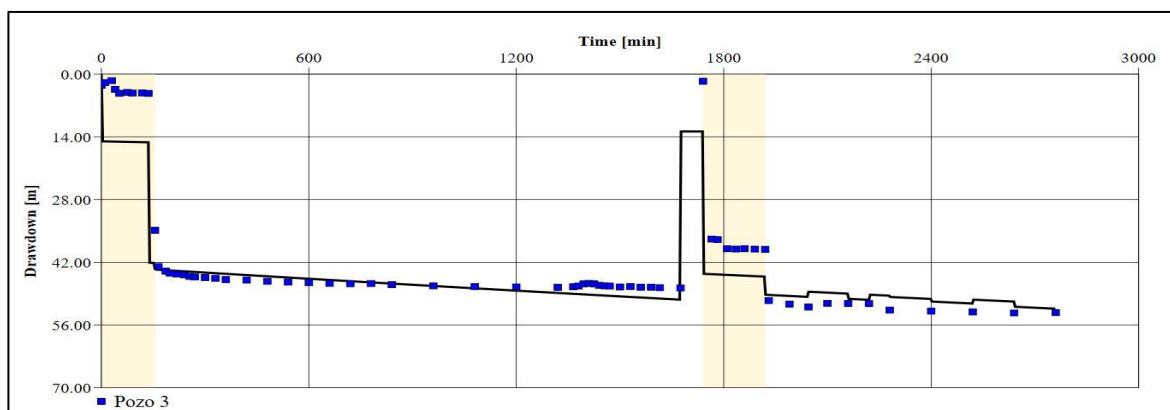


Figura 17. Gráfico lineal del análisis de bombeo en el Pozo 3. Curva tiempo vs. Nivel de abatimiento utilizando el método de Fracture Flow (Moench, 1984). Las franjas amarillas indican los intervalos de datos excluidos para mejorar el ajuste de la curva.

6.3. HIDROQUÍMICA

Para analizar la composición iónica y el origen de las aguas termales en Ralún, así como su relación con el Río Petrohué, el Estuario de Reloncaví y las termas más cercanas (Rollizos), se utilizaron muestras hidroquímicas recopiladas desde fuentes bibliográficas, tanto para aguas termales como para aguas superficiales. Las coordenadas de las muestras se presentan en el Anexo 3, Tabla 1.

Las aguas analizadas en Ralún, Rollizos, el Río Petrohué y el Estuario de Reloncaví exhiben una amplia variabilidad en sus parámetros fisicoquímicos. La temperatura medida varía entre 15,4 °C (Río Petrohué) y 55 °C (Ralún), lo que evidencia el carácter termal de algunas muestras en contraste con las aguas superficiales. Cabe destacar que la temperatura registrada en Ralún se encuentra dentro del rango observado en los pozos (Anexo 2, Tabla 1, 2 y 3), el cual varía entre 46 y 59 °C. El pH se mantiene entre 5,80 y 8,04, con valores levemente ácidos en una muestra de Ralún y ligeramente alcalinos en Rollizos y el Estuario de Reloncaví. En cuanto a los sólidos disueltos totales (TDS), se observan diferencias marcadas: el valor más bajo corresponde al Río Petrohué (34 mg/L), mientras que el resto de las muestras presenta concentraciones superiores a 1.000 mg/L (Anexo 3, Tabla 2).

La Figura 18 presenta el diagrama de Piper (Piper, 1944), elaborado a partir de las concentraciones de cationes y aniones expresadas en meq/L. Las muestras de Ralún y del Estuario de Reloncaví se ubican en el campo correspondiente a aguas clorurado-sódicas, lo que concuerda con sus altos contenidos de Cl^- y Na^+ (Anexo 3, Tabla 2). Por otro lado, las muestras de Rollizos se clasifican como aguas cloruradas, mientras que la del Río Petrohué se identifica como bicarbonatada-cálcica. El diagrama ternario Na-K-Mg, propuesto por Giggenbach (1988), permite evaluar el grado de equilibrio entre las aguas termales y las rocas en profundidad, así como estimar la temperatura del reservorio. Este diagrama clasifica las muestras en tres grupos según su evolución geoquímica: aguas inmaduras, parcialmente equilibradas y totalmente equilibradas (Benavente, 2010; Rahmani, 2015). En este contexto, la Figura 19 muestra el diagrama Na-K-Mg para las termas de Ralún y Rollizos, cuyas muestras se ubican principalmente en la zona de equilibrio parcial. Dos de las muestras de Rollizos se posicionan cerca del campo correspondiente a aguas inmaduras. Las temperaturas estimadas del reservorio varían aproximadamente entre 160 y 180 °C para Ralún, y entre 120 y 140 °C para Rollizos.

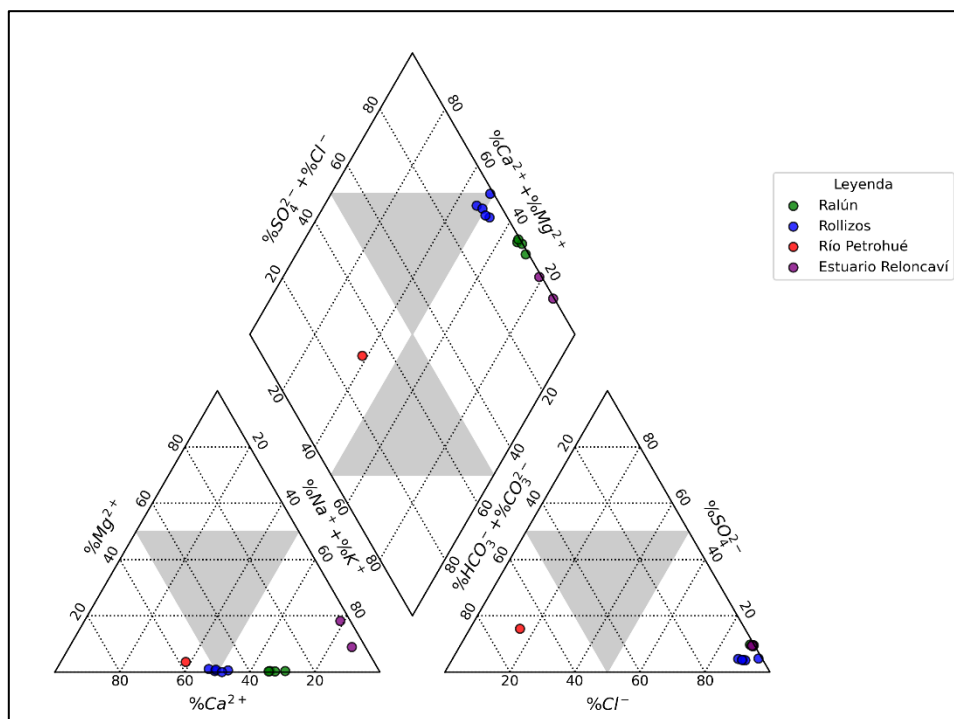


Figura 18. Diagrama de Piper (1944) para las muestras hidroquímicas de Ralún, Rollizos, Río Petrohué y Estuario de Reloncaví.

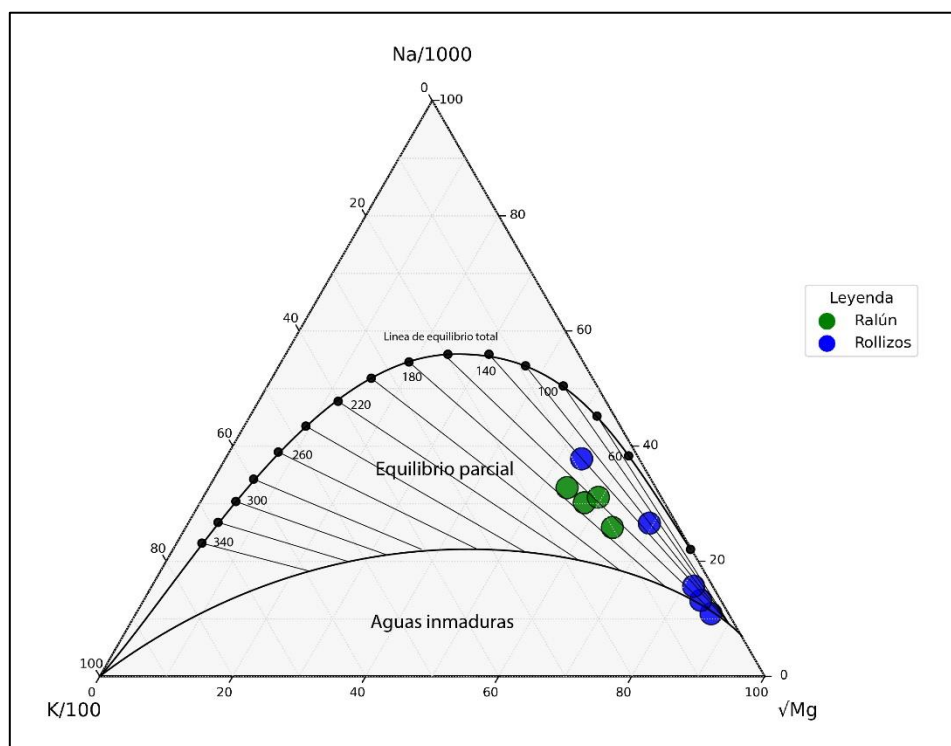


Figura 19. Diagrama ternario Na-K-Mg (Giggenbach, 1988) para las muestras hidroquímicas de Ralún y Rollizos.

6.4. MAGNETOTELÚRICA

En el sector de Ralún se realizaron nueve mediciones geofísicas utilizando el método audio-magnetoteléurico (AMT), mediante las estaciones RA1 a RA9 (Figura 20). Estas fueron instaladas en el complejo turístico Termas Botánicas, con separaciones métricas que oscilan entre los 15-55 m, y en un rango de elevación comprendido entre los 30-54 m s.n.m. (Tabla 7).

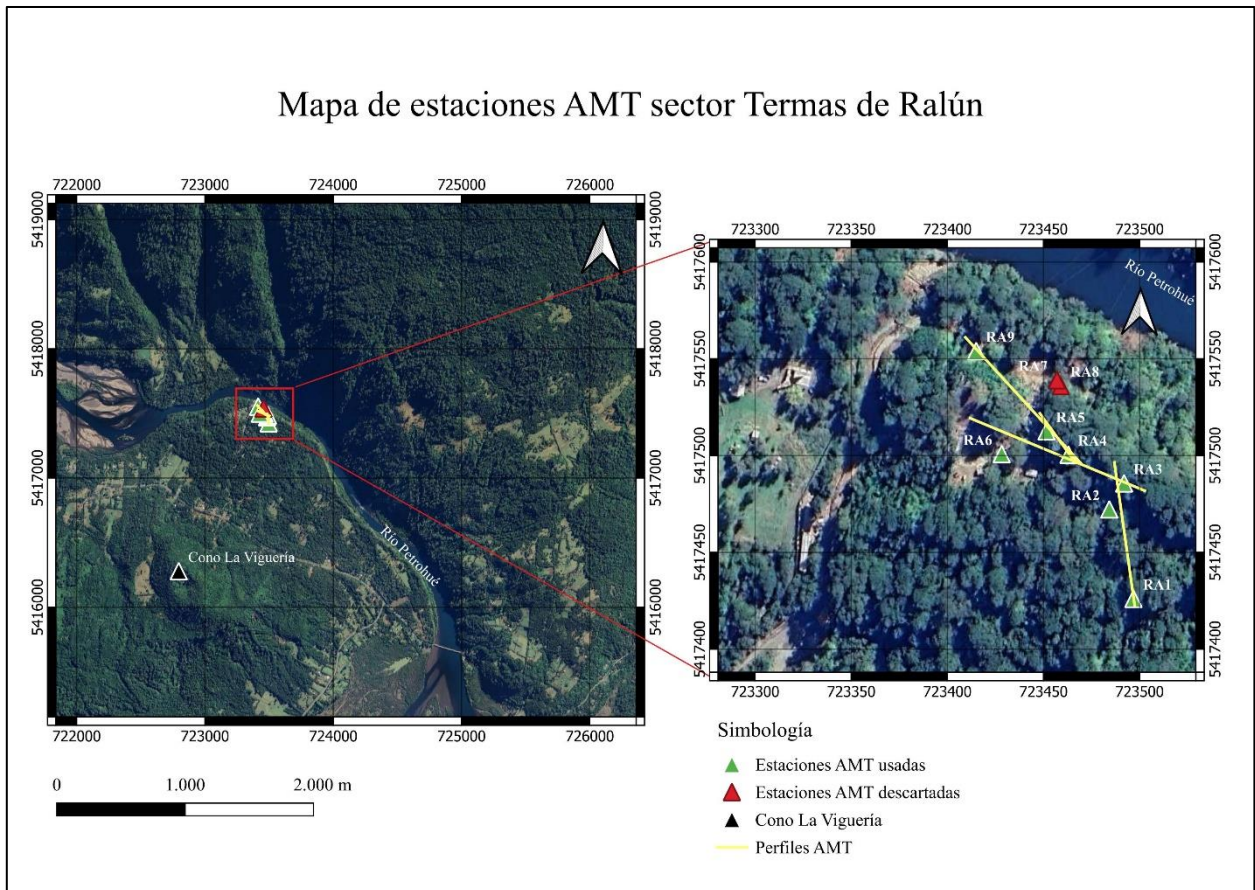


Figura 20. Ubicación de las estaciones AMT instaladas en el sector Termas de Ralún. A la izquierda se observa el mapa general con la ubicación del área de medición y el Cono La Viguera. A la derecha se muestra un acercamiento en detalle del área con las estaciones RA1 a RA9, indicando en verde aquellas utilizadas en el análisis y en rojo las descartadas por la baja calidad de información. Se incluyen además los perfiles de modelamiento generados a partir de estas estaciones.

Del total, siete estaciones fueron consideradas válidas para el análisis (RA1 a RA6 y RA9), mientras que RA7 y RA8 fueron descartadas debido a la baja calidad de los datos, atribuida a distorsiones electromagnéticas causadas por las viviendas, el tendido eléctrico o el tránsito vehicular por el camino público adyacente al complejo. A partir de estas estaciones fue posible generar cuatro perfiles bidimensionales de resistividad eléctrica del subsuelo.

Según el análisis de sensibilidad realizado, se determinó que cada uno de los modelos presentados a continuación posee una profundidad de resolución confiable de hasta aproximadamente 200 m.

Tabla 7. Coordenadas geográficas y elevaciones de las estaciones AMT instaladas en el sector de estudio. La elevación fue corregida en base al DEM Alos Palsar de la región de los Lagos.

Estaciones AMT	Coordenadas (UTM)			Elevación
	Huso	Este (m)	Norte (m)	
RA1	18 G	723.496,78	5.417.426,07	54
RA2	18 G	723.484,23	5.417.472,24	49
RA3	18 G	723.498,07	5.417.684,87	47
RA4	18 G	723.462,99	5.417.500,46	45
RA5	18 G	723.451,56	5.417.512,59	42
RA6	18 G	723.427,96	5.417.499,67	44
RA7	18 G	723.457,78	5.417.538,27	35
RA8	18 G	723.459,34	5.417.534,49	35
RA9	18 G	723.412,85	5.417.550,20	30

6.4.1. PERFIL 1

El Perfil 1 (Figura 21) corresponde a la inversión 2D de las estaciones RA6, RA5, RA4 y RA3, y abarca una longitud aproximada de 70 m en dirección NO-SE, con una diferencia máxima de cota de 5 m entre estaciones (Tabla 7). A nivel superficial, se identifica una zona de resistividad baja, representada en color azul, entre las estaciones RA6 y RA4 (sector NO), con valores entre 15 y 90 $\Omega \cdot m$.

En contraste, en el tramo RA4 y RA3 (sector SE), las resistividades presentan rangos moderados, entre 90 y 500 $\Omega \cdot m$. Entre los 5 y 20 m de profundidad se observa un incremento en la resistividad eléctrica, alcanzando valores que varían desde los 120 a 1500 $\Omega \cdot m$. Por debajo de esta zona, entre los 20 y 25 m, se reconoce una capa de transición con resistividades en el rango de 15 a 30 $\Omega \cdot m$, seguida por una unidad central de resistividad baja (color magenta) que se extiende en profundidad, alcanzando valores de 0 a 10 $\Omega \cdot m$ dentro de esta zona. No obstante, en los extremos laterales del perfil, tanto hacia el NO como al SE, se reconocen áreas con resistividades levemente más elevadas, en el rango de 10 a 20 $\Omega \cdot m$.

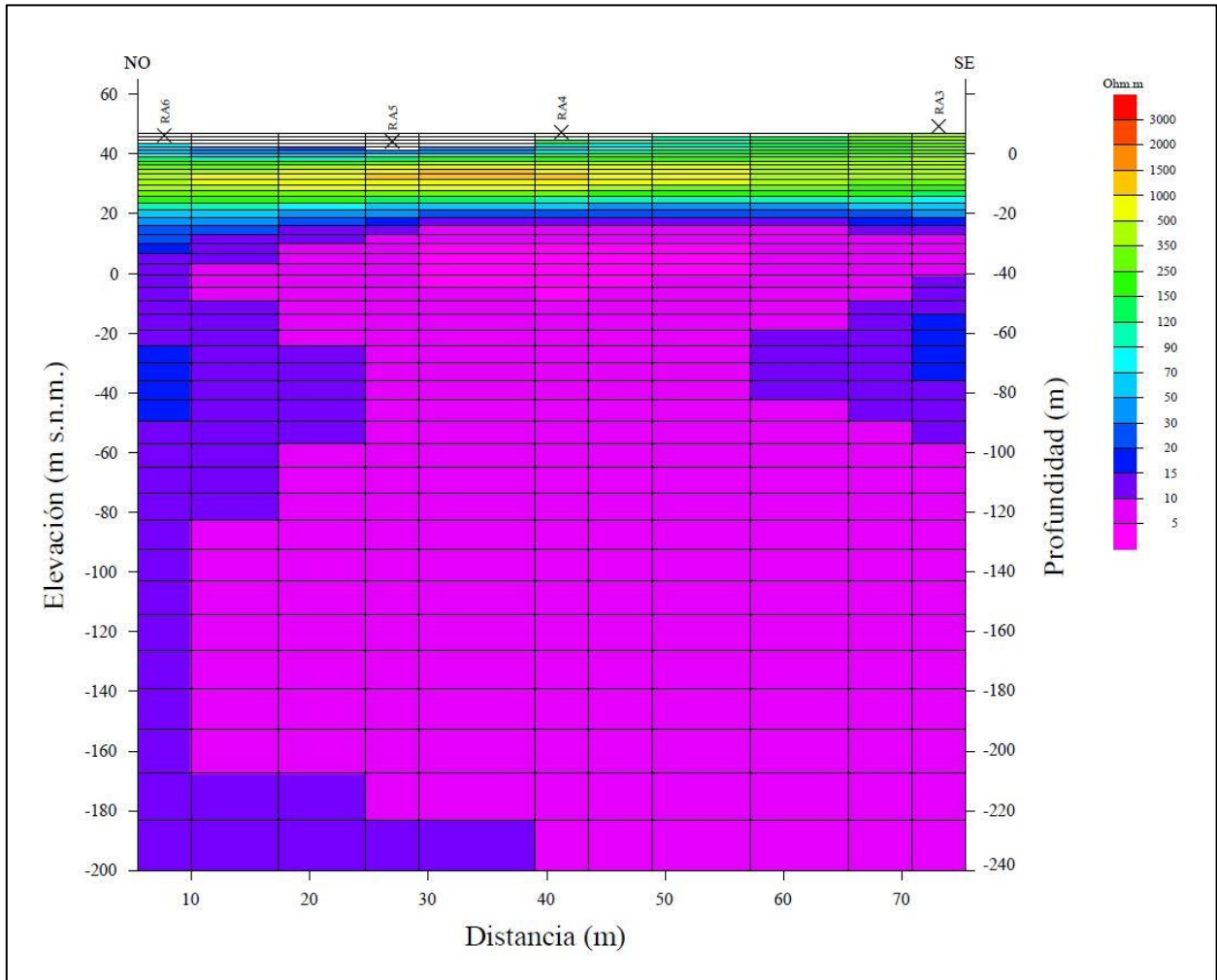


Figura 21. Perfil geo-eléctrico 2D entre los puntos RA6, RA5, RA4 y RA3. El perfil presenta una orientación NO-SE y la paleta de colores a la derecha que indica los valores de resistividad utilizados en el perfil.

6.4.2. PERFIL 2

Este perfil NO-SE, de aproximadamente 20 m de longitud, incluye las estaciones RA4 y RA5, y presenta una diferencia altimétrica de 3 m entre estaciones. En los primeros 10 m de profundidad se observan valores de resistividad moderada, representados en tonalidad verde, con rangos entre 120 y 500 $\Omega \cdot m$. Entre los 10 y 30 m se presenta una zona de transición con valores de resistividad baja, entre 15 y 90 $\Omega \cdot m$. Desde los 30 hasta los 90 metros de profundidad se identifica una zona de baja resistividad eléctrica, con valores del orden de 10 a 15 $\Omega \cdot m$. Destaca en el sector NO una zona representada en color magenta, con resistividades aún más bajas de 5 a 10 $\Omega \cdot m$, la cual no se observa ni en el sector SE ni a mayores profundidades. A partir de los 90 m de profundidad, esta zona conductiva se extiende progresivamente en dirección NO-SE. Más abajo, las resistividades

umentan levemente, alcanzando rangos de 15 a 20 $\Omega \cdot m$, los cuales tienden a estabilizarse en todo el perfil a partir de los 180 m (Figura 22).

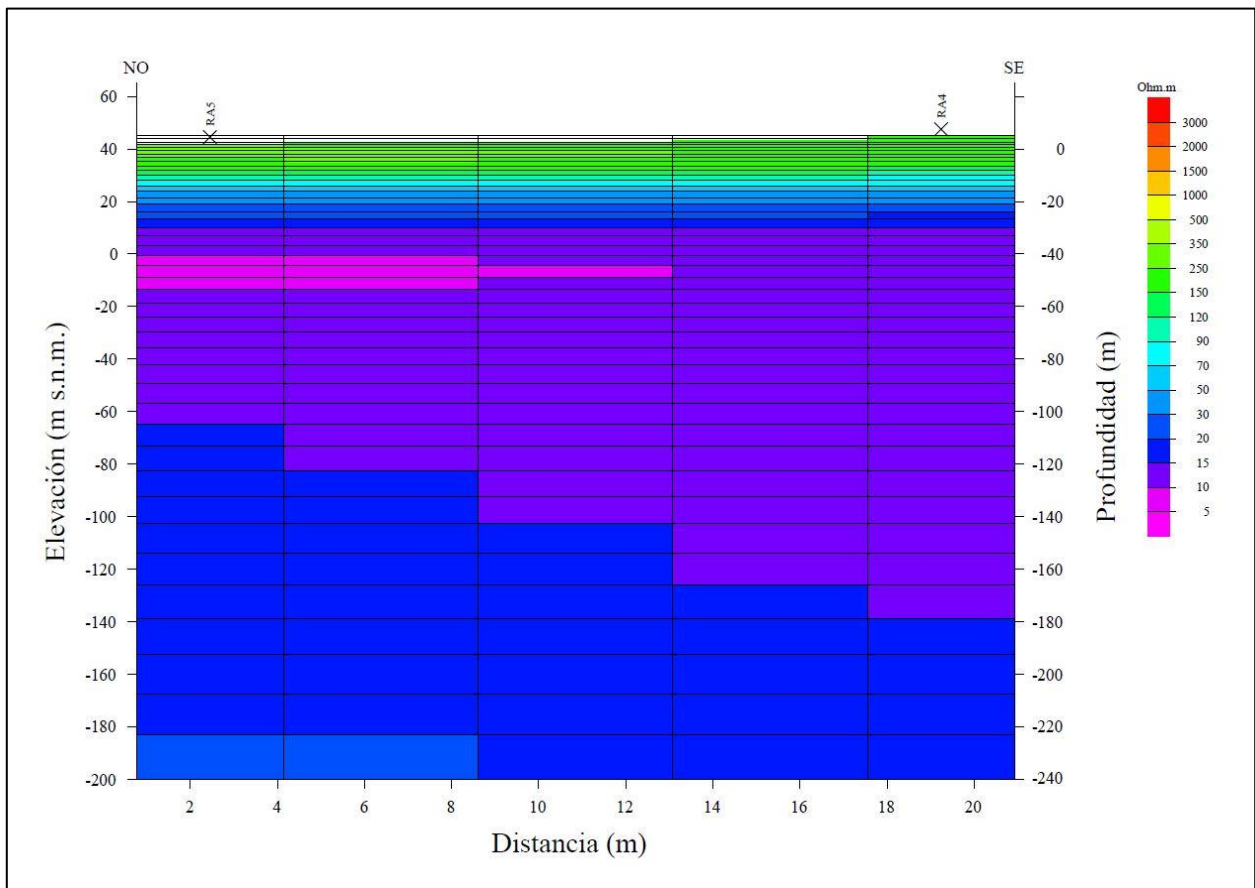


Figura 22. Perfil geo-eléctrico 2D entre los puntos RA4 y RA5. El perfil presenta una orientación NO-SE y la paleta de colores a la derecha que indica los valores de resistividad utilizados en el modelo.

6.4.3 PERFIL 3

El perfil correspondiente a las estaciones RA1, RA2 y RA3 (Figura 23) tiene una longitud aproximada de 65 m y una orientación SSE-NNO. Este corresponde a la zona más oriental del área de exploración y presenta una diferencia altimétrica de 7 m. En los primeros 5 m de profundidad, en el tramo comprendido entre las estaciones RA1 y RA2, se identifica una zona conductiva con resistividades que varían entre 5 y 90 $\Omega \cdot m$. Por debajo, se desarrolla una zona de resistividad moderada y continua a lo largo del perfil, que alcanza valores entre 120 y 500 $\Omega \cdot m$ hasta aproximadamente los 40 m de profundidad. Entre los 40 y 80 m, se observa una disminución de la resistividad, con valores moderados a bajos de 70 a 90 $\Omega \cdot m$ en la parte central, y más conductivos hacia los extremos con rangos de 15 a 50 $\Omega \cdot m$, especialmente en el extremo NNO, donde los

valores bajan a $10\text{-}15 \Omega\cdot\text{m}$ entre los 40 y 60 m. Luego, entre los 80 y 110 m de profundidad, se registra un aumento progresivo de resistividad, alcanzando rangos moderados de 120 a $500 \Omega\cdot\text{m}$, y entre los 110 y 140 m, valores moderados a altos de entre 500 y $1.000 \Omega\cdot\text{m}$. Finalmente, a partir de los 140 m, se desarrolla una zona altamente resistiva que disminuye levemente en dirección SSE-NNO, con tonos que van del naranja al rojo correspondientes a valores de resistividad entre 1.000 y más de $3.000 \Omega\cdot\text{m}$.

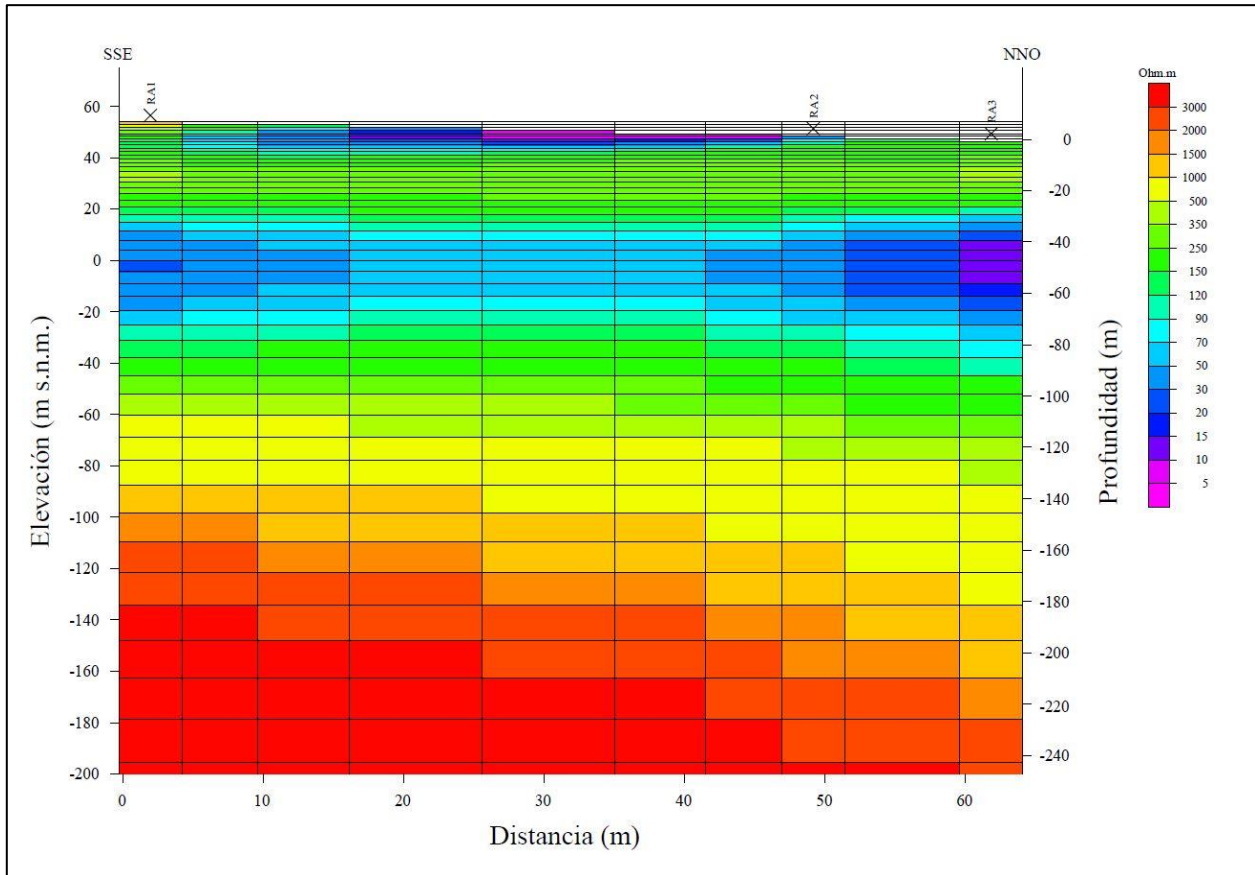


Figura 23. Perfil geo-eléctrico 2D entre los puntos RA1, RA2 y RA3. El perfil presenta una orientación SSE-NNO y la paleta de colores a la derecha indica los valores de resistividad utilizados en el modelo.

6.4.4. PERFIL 4

El Perfil 4 (Figura 24) presenta una longitud de aproximadamente 60 m con orientación NO-SE, y fue elaborado a partir de las mediciones de las estaciones RA4, RA5 y RA9. Se considera como punto cero la altitud correspondiente a la estación RA9, la cual presenta una diferencia altimétrica de aproximadamente 15 m respecto a la estación RA4. En los primeros 10 m se observan resistividades moderadas a bajas, entre 120 y $250 \Omega\cdot\text{m}$, que luego disminuyen progresivamente en

dirección NO-SE, desde los 10 hasta los 220 m de profundidad. Esta transición se manifiesta en la paleta de colores mediante tonalidades celeste ($30\text{-}90 \Omega\cdot\text{m}$), azul ($15\text{-}30 \Omega\cdot\text{m}$), púrpura ($10\text{-}15 \Omega\cdot\text{m}$) y magenta ($5\text{-}10 \Omega\cdot\text{m}$). Las dos últimas se concentran principalmente en el sector SE, entre las estaciones RA5 y RA4, y se desarrollan entre los 30 y 80 m de profundidad. Bajo este bloque conductivo, que se intensifica hacia el SE, se observan de manera constante resistividades moderadas, representadas por tonalidades verdes, que se mantienen continuas desde los 100 m de profundidad en el sector NO, con valores entre 90 y $500 \Omega\cdot\text{m}$.

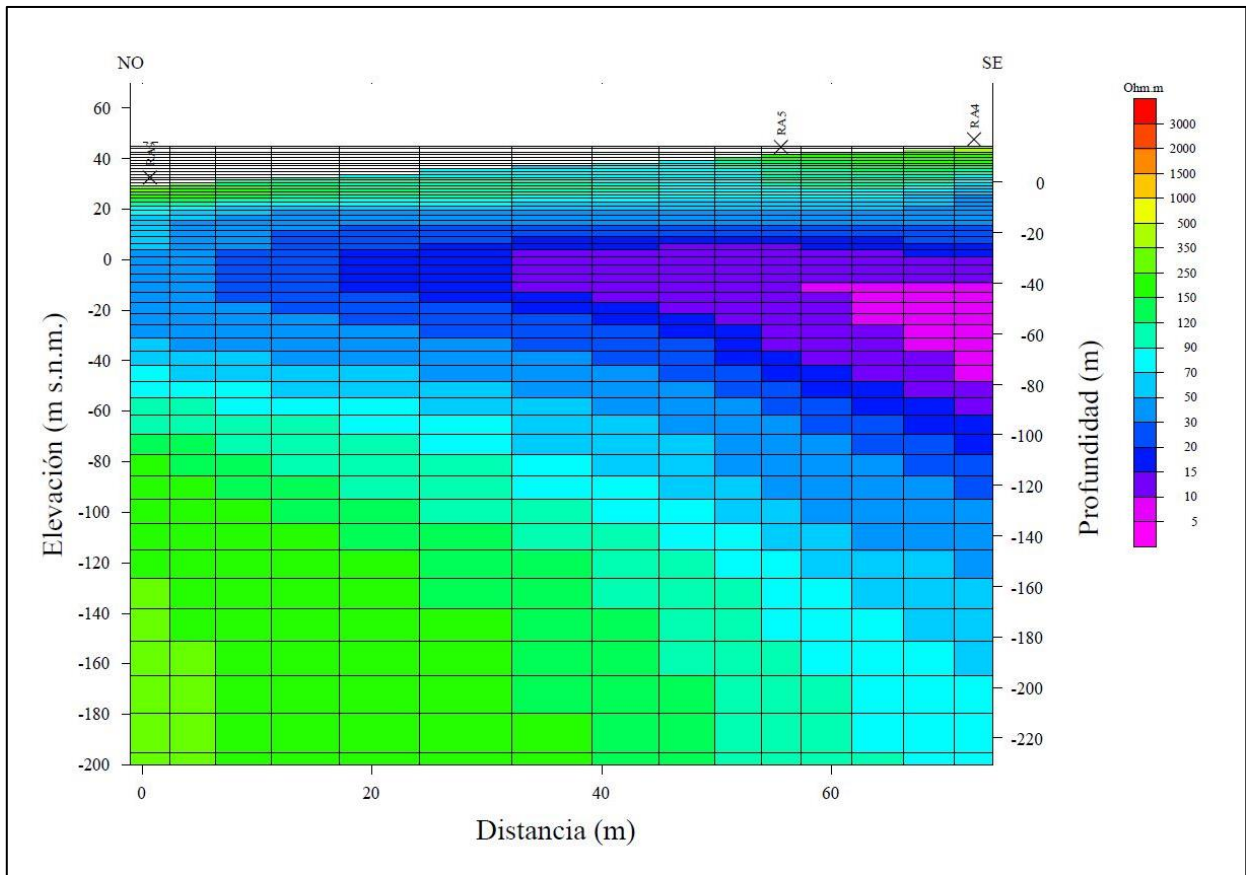


Figura 24. Perfil geo-eléctrico 2D entre los puntos RA4, RA5 y RA9. El perfil presenta una orientación NO-SE y la paleta de colores a la derecha que indica los valores de resistividad utilizados en el modelo.

6.4.5. TIPPER Y TENSOR DE FASE

La Figura 25 muestra un gráfico de parámetros de dimensionalidad magnetotelúrica (tipper y tensor de fase) en función de la frecuencia, considerando todas las estaciones utilizadas (RA1, RA2, RA3, RA4, RA5, RA6 y RA9). Las flechas de inducción representan variaciones laterales de resistividad, siendo su magnitud (longitud de la flecha) proporcional a la cercanía de zonas con mayor

conductividad eléctrica (o menor resistividad, dada la relación inversa entre ambas propiedades). Es importante mencionar que la estación RA9 no presenta tipper debido a la ausencia de datos en la bobina Z, encargada de registrar las variaciones del campo magnético vertical.

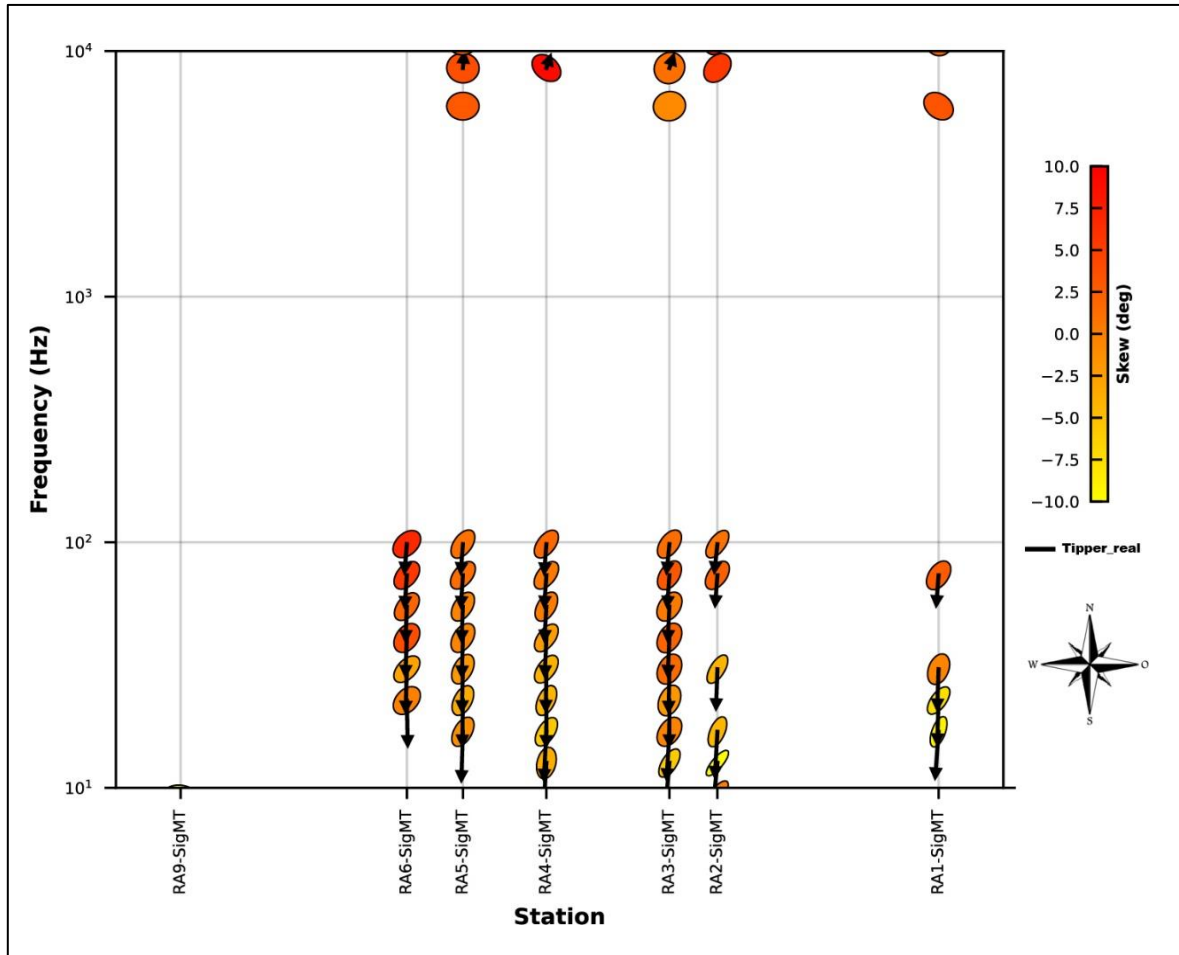


Figura 25. Gráfico de parámetros de dimensionalidad magnetotélrica para las estaciones RA1, RA2, RA3, RA4, RA5, RA6 y RA9. Se muestran las flechas de inducción correspondientes al tipper sobre el tensor de fase codificado por color en función del skew.

En el intervalo superficial, se observan en las estaciones RA3, RA4 y RA5 vectores de menor magnitud, con direcciones predominantes hacia el norte y noreste. Hacia frecuencias del orden de 10^3 Hz se presenta un vacío de información (gap) en todas las estaciones, correspondiente a la conocida banda muerta del método AMT para periodos menores a 1 segundo (Chave & Jones, 2012), la cual se ve intensificada en este caso por el ruido electromagnético local. A frecuencias más bajas (10^2 – 10^1 Hz) asociadas a mayores profundidades, se identifica una tendencia clara de los vectores apuntando hacia el S, con una leve inclinación hacia el SO en los intervalos de frecuencias

menores, junto con un aumento de magnitud en profundidad, relacionado con la proximidad de una zona de mayor conductividad. En cuanto a la dimensionalidad, se observa un comportamiento predominantemente bidimensional, con tendencia a una respuesta tridimensional del medio.

7. DISCUSIÓN

7.1. GEOLOGIA TERMAS DE RALÚN

Las observaciones realizadas en terreno permiten establecer una relación directa entre los afloramientos descritos y las unidades geológicas previamente identificadas en la sección bibliográfica. En particular, los depósitos volcánicos observados en los puntos PT y PV se asignan a la unidad Qcv, correspondiente a los depósitos asociados al Centro Eruptivo La Viguería. Esta asignación se fundamenta tanto en la ubicación espacial (Figura 10) como en la presencia de un flujo de lava tipo aa de composición basáltica de olivino, y depósitos piroclásticos en el sector. Por otro lado, las rocas aflorantes en los puntos PRp1 y PRp2, ubicados en el sector Los Ladrillos, presentan características texturales y mineralógicas consistentes con la unidad Mt (unidad tonalítica miocena), que constituye la litología intrusiva dominante de la franja occidental del Batolito Norpatagónico. Estas rocas exhiben una mineralogía dominada por plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita, coherente con lo observado en terreno. En este contexto, los enclaves de composición diorítica cuarcífera podrían interpretarse como relictos de la unidad Md, la cual ha sido mapeada en el área cercana a las termas como cuerpos aislados dentro de la unidad tonalítica (Aguilera *et al.*, 2014).

7.2. PARÁMETROS HIDRÁULICOS

La Figura 26 presenta una estratigrafía general de los pozos 1 y 2, obtenida a partir de las perforaciones. En base a esta información, se identifica que el tipo de roca asociado al acuífero corresponde principalmente a basaltos, los cuales pueden vincularse a basaltos de olivino observados en los puntos PT (Figura 11 y Anexo 1). Las tonalitas se asocian a las aflorantes en el sector Los Ladrillos, las cuales también han sido mapeadas cruzando el Río Petrohué, frente a las termas de Ralún (Figura 13). Las rocas ígneas, como basaltos y tonalitas, presentan en su estado inicial una porosidad y permeabilidad muy bajas; sin embargo, estas propiedades pueden incrementarse considerablemente como resultado de procesos de meteorización o fracturamiento secundario (Singhal y Gupta, 2010 en Bütikofer, 2024).

Dado lo anterior, los análisis de bombeo realizados en los pozos 1 y 2 permitieron estimar valores de transmisividad y conductividad hidráulica mediante distintos métodos aplicados en AquiferTest.

En el pozo 1 se obtuvo una conductividad hidráulica promedio de $2,37 \times 10^{-1}$ m/d, mientras que en el pozo 2 el valor promedio fue de $6,59 \times 10^{-1}$ m/d. Ambos resultados se sitúan dentro del rango reportado en la bibliografía (Figura 27) como permeabilidad moderada para acuíferos emplazados en basaltos fracturados y rocas cristalinas fracturadas y/o meteorizadas, que va desde $8,64$ m/d hasta $8,64 \times 10^{-5}$ m/d (Bütikofer, 2024), y son consistentes con el fracturamiento descrito en las figuras 26 y 28.

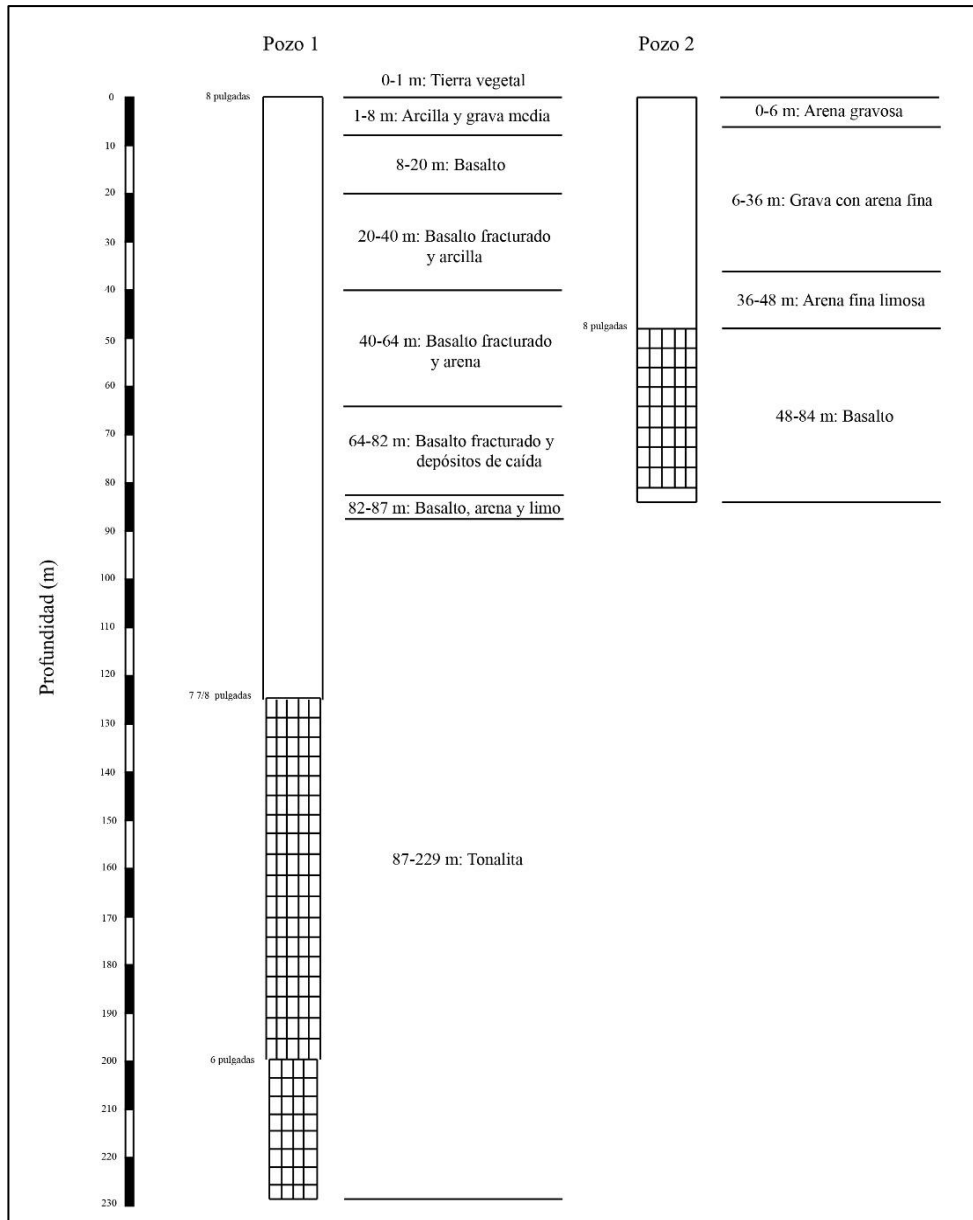


Figura 26. Perfiles estratigráficos de los pozos 1 y 2 en el sector Termas de Ralún. Se representan las litologías identificadas durante la perforación, junto con el diámetro del entubado (en pulgadas) y la ubicación de los tramos cribados.

diagrama de Piper (Figura 18), las muestras de Ralún se ubican en el campo correspondiente a facies clorurado-sódicas, lo que concuerda con los altos contenidos de Cl^- y Na^+ observados en las muestras (Anexo 3, Tabla 2), los cuales son comunes en aguas termales (Arnórsson *et al.*, 2007). Estos altos valores podrían explicarse inicialmente por procesos de lixiviación de las rocas del reservorio, o bien por la reacción entre HCl magmático y minerales formadores de roca (Arnórsson *et al.*, 2007; Ruiz, 2015). Sin embargo, autores como Custodio y Llamas (1996) han señalado que el ion Cl^- también puede derivar de la mezcla con agua marina. Esta posibilidad se ve reforzada por Aguilera *et al.* (2014), quienes señalan que los altos contenidos de Cl^- y Na^+ en las termas asociadas al grupo “ZFLO marino”, que incluye a Ralún y Rollizos, estarían relacionados con la influencia de aguas marinas. Por su parte, Arrofi *et al.* (2024) indican que relaciones Na/Cl inferiores a 0,86 son típicas de sistemas afectados por aporte marino. Las muestras termales analizadas en este estudio presentan, en general, relaciones Na/Cl menores a dicho umbral (Figura 29). No obstante, una de las muestras del Estuario de Reloncaví presenta un valor levemente superior, por lo que este parámetro debe interpretarse como un indicio complementario y no concluyente, considerado junto con otras evidencias.

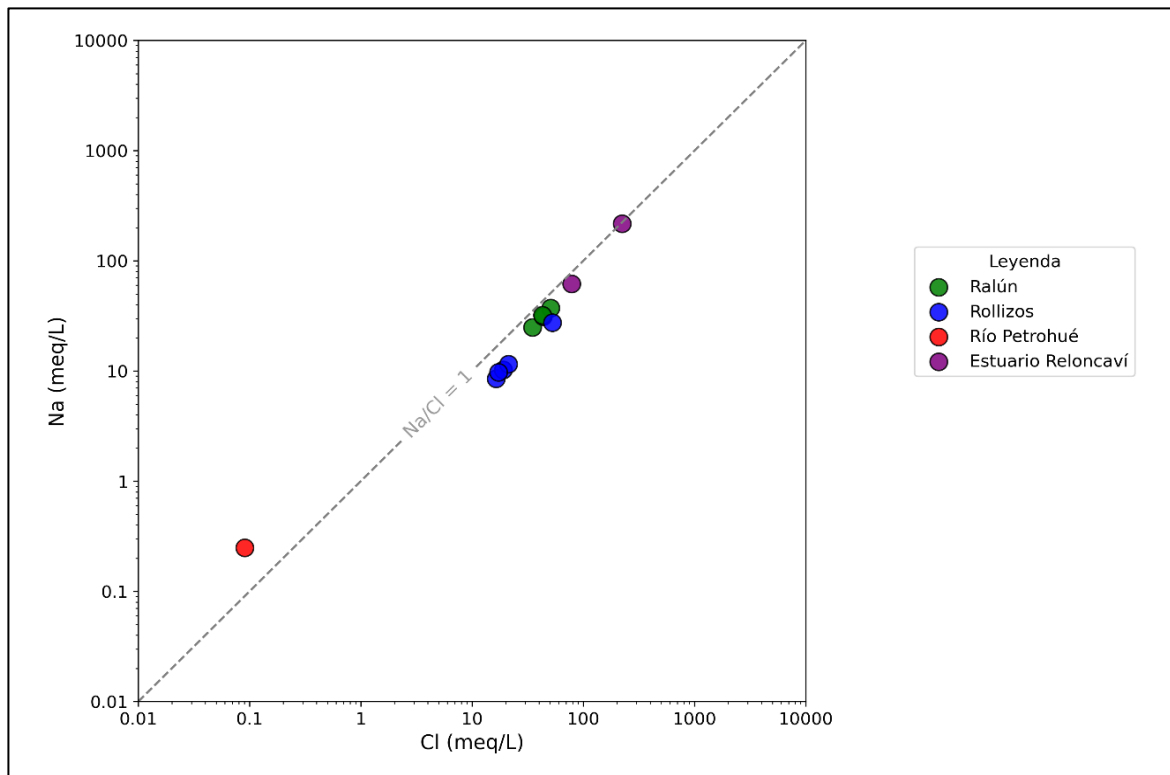


Figura 29. Diagrama Na^+ vs Cl^- para las muestras de aguas termales de Ralún y Rollizos, junto con aguas del Río Petrohué y del Estuario de Reloncaví.

En este sentido, las variaciones de los niveles estáticos observadas en los pozos 1, 2 y 3 bajo condiciones de bajamar y pleamar (Tabla 3) sugieren una conexión del sistema termal con el río Petrohué y su desembocadura en el estuario de Reloncaví (Figura 10). Además, los valores de sólidos disueltos totales (TDS), utilizados como indicador de salinidad (Nicholson, 1993), superan los 1.000 mg/L y, en algunos casos, incluso los 3.000 mg/L, lo que refuerza la presencia de un componente salino significativo en ambas termas. Considerando lo anterior, el origen del agua en las termas de Ralún y Rollizos podría asociarse a una mezcla entre aguas provenientes de un reservorio geotermal profundo y aguas de origen marino. En relación con el contexto tectónico vinculado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Daniele *et al.* (2020) señalan que los manantiales asociados a esta estructura suelen presentar bajas razones B/Cl, lo cual es consistente con lo observado en las muestras de Ralún y Rollizos (Figura 30). Por otra parte, Pincetti (2016) menciona que el B puede asociarse a la circulación profunda en ambientes con presencia de sedimentos marinos, mientras que Arrofi *et al.* (2024) indican que los sistemas influenciados por agua de mar tienden a presentar concentraciones de Li más bajas, debido a la escasa contribución de este elemento en dicho entorno.

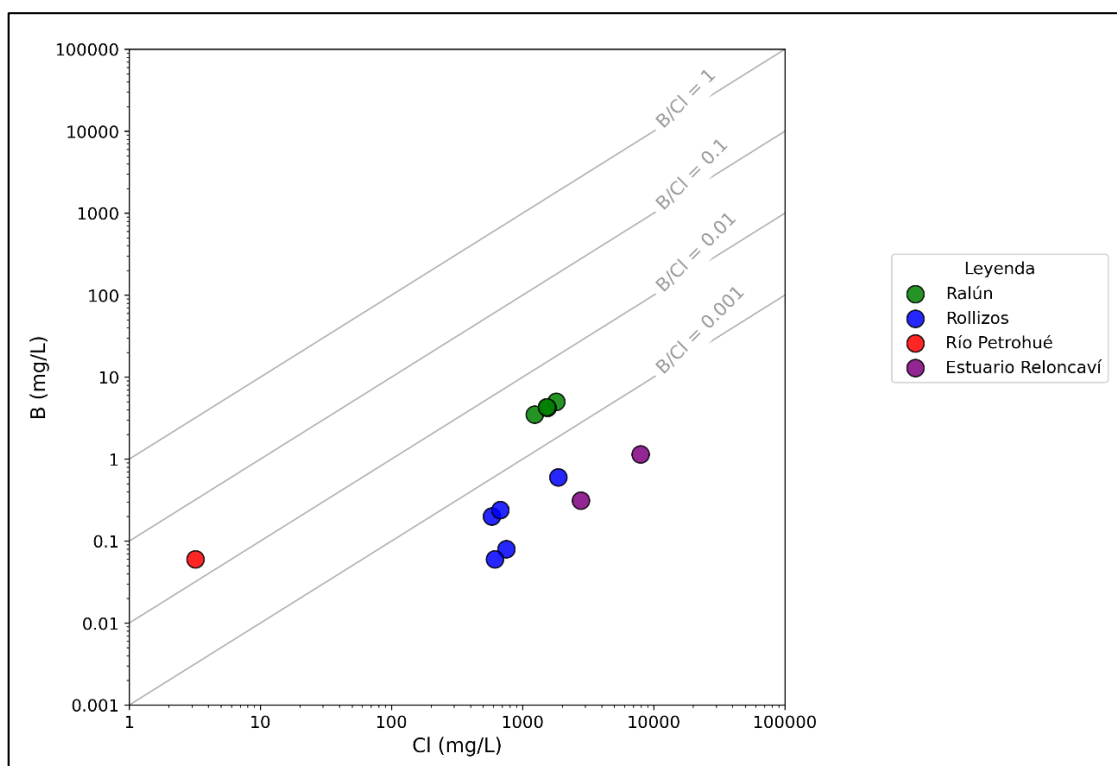


Figura 30. Diagrama B vs Cl para las muestras de aguas termales de Ralún y Rollizos, junto con aguas del Río Petrohué y del Estuario de Reloncaví.

En este contexto, la relación B/Li relativamente alta observada en las muestras (Figura 31) se interpreta como una evidencia adicional de la influencia marina en el sistema. Sin embargo, existen diferencias significativas en las concentraciones de B entre ambas termas: en Ralún los valores varían entre 3,50 y 5 mg/L, mientras que en Rollizos oscilan entre 0,06 y 0,60 mg/L (Anexo 3, Tabla 2). Según Aguilera *et al.* (2014), las aguas naturales influenciadas por volátiles presentan razones B/Cl entre $< 0,001$ y 1, siendo los valores más bajos indicativos de aporte marino, y los más altos, de influencia geotermal asociada a desgasificación magmática. Desde esta perspectiva, la mayor razón B/Cl registrada en Ralún podría interpretarse como evidencia de un mayor aporte subterráneo de origen geotérmico (Ruiz, 2015). A su vez, las temperaturas de reservorio estimadas a partir del diagrama Na-K-Mg (Giggenbach, 1988) se encuentran entre 160 y 180 °C para Ralún, y entre 120 y 140 °C para Rollizos. Estos valores, en su mayoría, concuerdan con las temperaturas profundas reportadas por Aguilera *et al.* (2014) para los sistemas de Ralún, Rollizos, Las Conchas, Sotomó y Puelo, que varían entre 130 y 195 °C, con temperaturas de reservorio que pueden alcanzar valores máximos de hasta 267 °C.

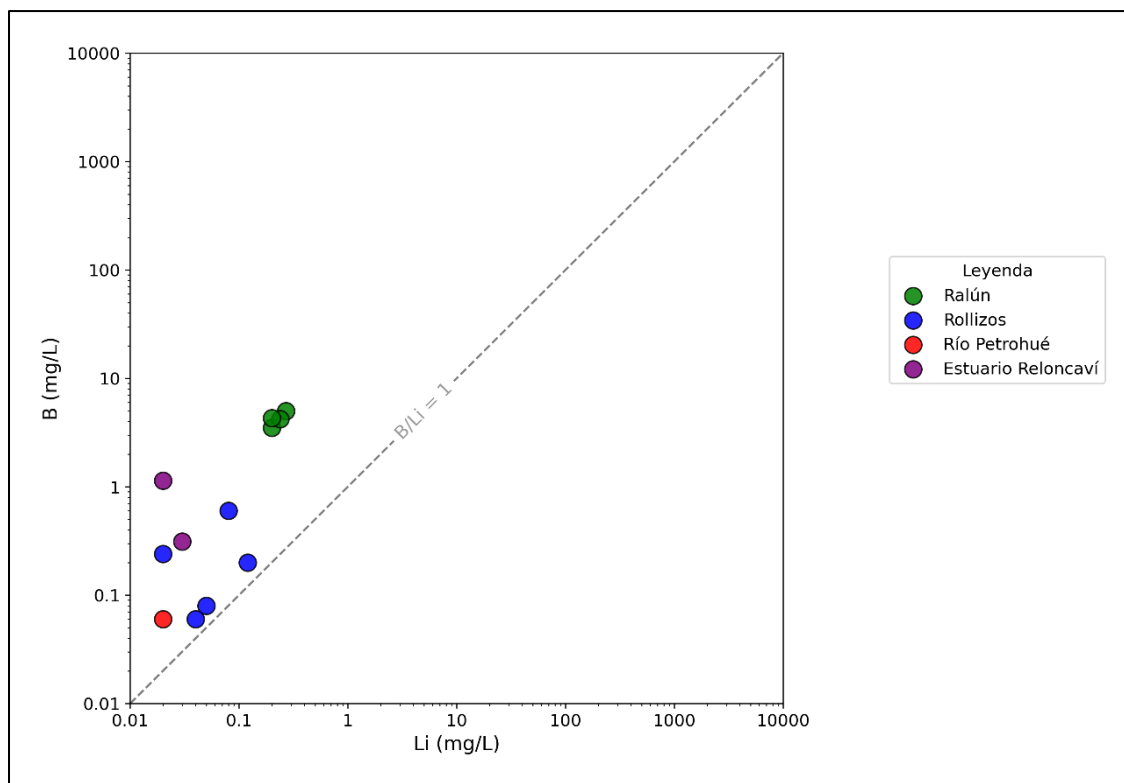


Figura 31. Diagrama B vs Li para las muestras de aguas termales de Ralún y Rollizos, junto con aguas del Río Petrohué y del Estuario de Reloncaví.

7.4. MAGNETOTELÚRICA

En base a lo observado en terreno para la geología del área de estudio, y considerando la estratigrafía general obtenida de los pozos 1 y 2 (Figura 26), es posible realizar interpretaciones sobre los modelos geo-eléctricos presentados en la sección de resultados (Figuras 21, 22, 23 y 24). Estos modelos muestran continuidad lateral entre algunos perfiles, lo cual se explica por la cercanía espacial entre las estaciones utilizadas. Por ejemplo, los perfiles 1 y 3 comparten la estación RA3 en sus extremos SE y NNO, respectivamente; mientras que los perfiles 2 y 4 comparten dos estaciones (RA4 y RA5), lo que permite establecer correlaciones en sus respuestas. De manera general, los modelos revelan una zona de resistividad moderada (120 a $1.000 \Omega \cdot m$) en el tramo superficial, hasta al menos los 20 m de profundidad. Bajo esta, se desarrolla una anomalía conductiva con valores bajos de resistividad (0 a $10 \Omega \cdot m$), que alcanza profundidades de hasta 200 m. En algunos sectores, esta unidad se encuentra rodeada por zonas de resistividad moderada a alta, con rangos que varían entre 120 y más de $3.000 \Omega \cdot m$, dependiendo del perfil y la profundidad observada.

Es importante considerar que el método magnetotelúrico (MT) presenta ciertas limitaciones inherentes a su naturaleza física. Al basarse en la propagación difusiva de la energía electromagnética, el método resuelve gradientes de resistividad en lugar de límites abruptos o capas delgadas. Por esta razón, los modelos obtenidos mediante inversiones 2D tienden a suavizar las verdaderas geometrías del subsuelo, generando representaciones que deben interpretarse como modelos generalizados del medio real. Además, el método presenta mayor sensibilidad a zonas conductivas que a estructuras resistivas, por lo que las zonas de baja resistividad pueden definirse con mayor confiabilidad, mientras que las estructuras resistivas tienden a poseer límites suavizados y con menor nivel de detalle. Por otro lado, la presencia de fuentes no inductivas o perturbaciones locales inducen distorsiones en los datos que afectan su interpretación (Chave & Jones, 2012; Simpson & Bahr, 2005). Teniendo en cuenta lo anterior, a continuación, se presentan las interpretaciones correspondientes para cada perfil geo-eléctrico obtenido.

El Perfil 1 (Figura 21) muestra, en la zona somera (primeros 5 m), valores bajos de resistividad que podrían asociarse a la presencia de arcillas y gravas medias identificadas en los primeros 8 m del pozo 1 (Figura 26). También es posible que estas bajas resistividades estén relacionadas con un

aumento de humedad superficial debido al clima lluvioso del sector, o bien a una disminución en la resolución del modelo en superficie. La zona con resistividades moderadas a altas, presente entre los 5 y 20 m de profundidad, se vincula con la presencia de rocas basálticas observadas en superficie, cuyos valores se encuentran dentro de los rangos típicos reportados para basaltos (500 a 3.000 $\Omega \cdot m$) (Rodríguez C. & Ochoa A., 1989). Esta interpretación se refuerza considerando que tanto el Perfil 1 como el pozo 1 se sitúan a mayor cota (con una diferencia altimétrica de aproximadamente 13 m) y a una distancia de tan solo 35 m respecto al pozo 2 (Figura 32), donde aflora una unidad de lavas basálticas correspondiente al punto PT4 observado en terreno (Figura 11).

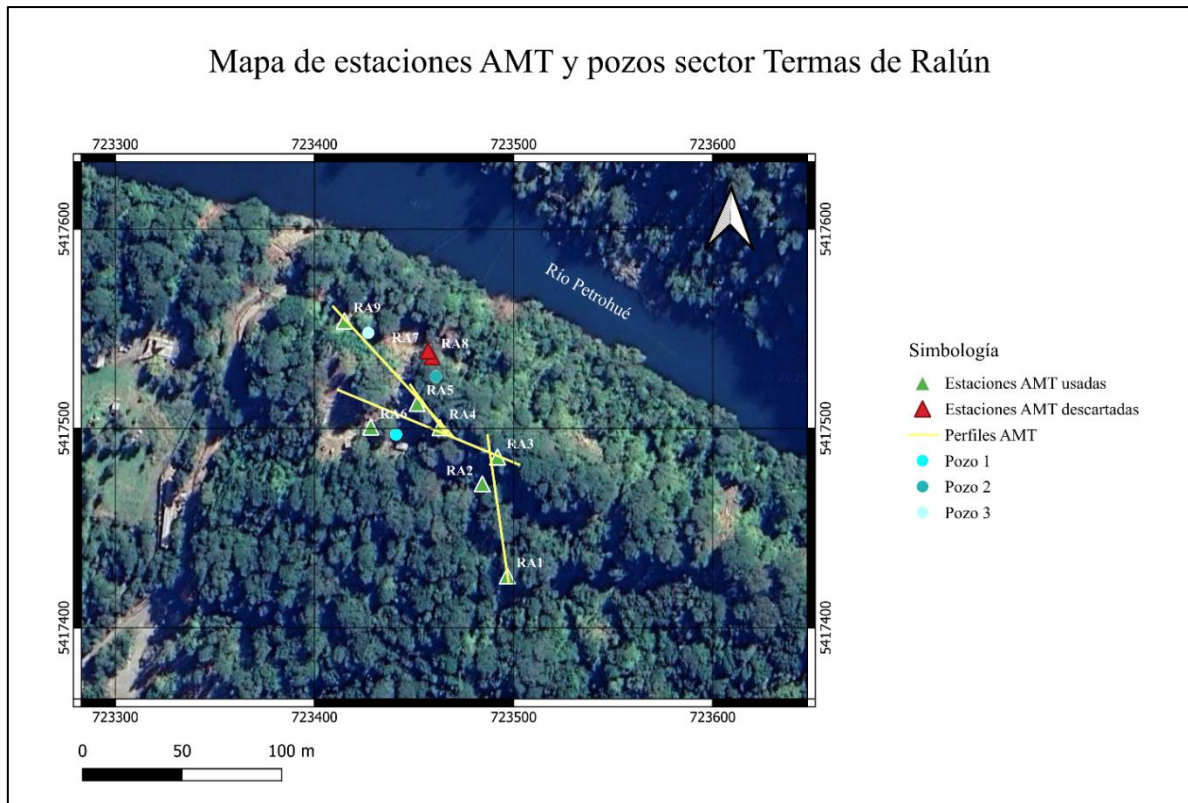


Figura 32. Mapa de ubicación de estaciones AMT y pozos 1, 2 y 3 en el sector Termas de Ralún. Se muestran las estaciones utilizadas (triángulos verdes), las descartadas (triángulos rojos), los perfiles generados (líneas amarillas) y la localización de los pozos.

Por otra parte, la disminución de resistividad observada a partir de los 20 a 25 m de profundidad, así como en los extremos NO y SE del perfil, se atribuye a zonas de fracturamiento de roca basáltica, las cuales también se reconocen desde los 20 m en el pozo 1. A esto se suma la probable influencia de procesos de meteorización por acción de fluidos que puede producir una disminución

de los valores de resistividad. La zona de anomalía conductiva (color magenta), que comienza alrededor de los 30 m de profundidad, se asocia al acuífero termal, tanto por sus bajas resistividades de 5 a 10 $\Omega \cdot m$ como por su coincidencia con el nivel estático registrado en el pozo 1 (31,13 a 31,21 m). No obstante, la base del acuífero no se logra delimitar, ya que el modelo muestra que esta unidad conductiva se extiende más allá de los 200 m, profundidad a la cual se empieza a perder sensibilidad en la información, lo cual impide estimar su extensión total.

Los perfiles 2 y 4 (Figuras 22 y 24), los cuales se encuentran en la misma dirección NO-SE, muestran una zona de resistividad moderada (120 a 500 $\Omega \cdot m$) que, al igual que en el Perfil 1, se asocia a la presencia de rocas basálticas. Las zonas con resistividades más bajas (5 a 10 $\Omega \cdot m$), representadas con tonalidades magenta, se interpretan como una continuación lateral del acuífero termal observado en el Perfil 1, mientras que el aumento de resistividades (10 a 90 $\Omega \cdot m$) hacia la estación RA9 podría estar relacionado con el fracturamiento de la roca y alteración, o con la influencia de agua proveniente del Río Petrohué, dada su cercanía espacial con los pozos 2 y 3. No obstante, la zona de resistividades moderadas que se observa bajo el bloque conductivo en el Perfil 4 no necesariamente corresponde a rocas volcánicas. También es posible que represente granitoides asociados a la unidad tonalítica (Mt), puesto que en la perforación del pozo 1 se identificó la presencia de tonalitas a partir de al menos los 87 m de profundidad (Figuras 26 y 33).



Figura 33. Muestra de tonalita obtenida a partir de la perforación del pozo 1 en el sector Termas de Ralún.

En el caso del Perfil 3 (Figura 23), la zona superficial con resistividades bajas no puede vincularse con claridad a la estratigrafía descrita en los pozos. Esta respuesta anómala podría deberse a la presencia de arcillas, como las observadas en los primeros metros del pozo 1, a una disminución en la resolución del modelo en superficie, o a condiciones transitorias asociadas a infiltración por lluvias, dadas las características climáticas del sector. Por debajo, hasta aproximadamente los 40 m de profundidad, se reconoce una zona de resistividad moderada, la cual se relaciona con la presencia de rocas basálticas, en función de la cercanía espacial al afloramiento PT1. A mayor profundidad, se desarrolla una unidad conductiva (tonalidades azules y celestes), que correspondería a una misma estructura conectada. Esta presenta diferencias en su parte central, posiblemente vinculadas a una mala interpolación de datos entre las estaciones RA1 y RA2 debido a la pérdida de información producto del ruido electromagnético local. Se interpreta dicha unidad como un cuerpo de roca fracturada y alterada en el sector NNO, en correspondencia con el patrón de fracturamiento identificado en el sector SE del Perfil 1, extendiéndose hacia el SSE. En niveles más profundos, se identifican dominios con resistividades moderadas (120 a 500 $\Omega \cdot m$) y altas (1.000 a más de 3.000 $\Omega \cdot m$), los cuales se asocian a una transición de rocas basálticas hacia granitoides (unidad Mt) menos meteorizados, en profundidades superiores a los 110 m. Estos últimos presentan valores de resistividad típicamente superiores a 1.000 $\Omega \cdot m$ (Zúñiga, 2019), lo cual concuerda con lo observado en el modelo bajo los 110 m de profundidad. A diferencia de los perfiles anteriores, este perfil no muestra una influencia clara del acuífero termal, lo que se refleja en los valores más altos de resistividad, atribuibles a un menor grado de alteración.

En conjunto, los modelos geo-eléctricos obtenidos permiten delinear la presencia de una unidad conductiva asociada al acuífero termal, cuya extensión lateral y en profundidad estaría limitada por la presencia de rocas basálticas fracturadas hasta al menos los 87 m de profundidad (Figura 26), y por debajo de esta, por rocas graníticas. El Perfil 1 es el que muestra una influencia más evidente del acuífero termal a lo largo de todo el eje NO-SE, mientras que en los perfiles 2 y 4 se observa que su emplazamiento tendería hacia el sector SE. Esta disposición se ve reforzada por los resultados del tipper (Figura 25), donde se evidencia una orientación preferente de los vectores hacia el sur en profundidad en todas las estaciones.

El Perfil 3, que tiene una orientación más próxima a esta dirección (NNO-SSE), y en el cual se interpretó un cuerpo de roca fracturada y alterada extendido en ese mismo sentido, podría interpretarse como evidencia de una zona de fracturamiento con dirección aproximada N-S, sobre la cual se emplaza el acuífero termal. En la ubicación del Perfil 1, este fracturamiento parecería intensificarse en profundidad, lo que explicaría la presencia de una amplia zona conductiva representada en color magenta en dicho modelo. Esta estructura podría conectarse con el Río Petrohué en algún punto, dada la influencia mareal observada en los pozos.

7.5. TECTÓNICA Y SU RELACIÓN CON LAS TERMAS DE RALÚN

Las termas de Ralún se emplazan sobre rocas basálticas pertenecientes al Cono Volcánico La Viguera. En este contexto, conocer las relaciones estructurales asociadas a dicho centro eruptivo permite identificar estructuras que podrían controlar el fracturamiento de las rocas que albergan el acuífero termal. Según Thiele *et al.* (1986), el Cono La Viguera se encontraría emplazado sobre una rama de la ZFLO con orientación NO-SE. Esta dirección estructural también es reconocida en el perfil gravimétrico Bahía Ralún presentado por Araneda & Avendaño (1985), quienes identifican la ZFLO y un lineamiento de debilidad con dirección NO-SE que controlaría tanto el valle del Lago Las Patas como el tramo inferior del Río Petrohué. Este lineamiento ha sido interpretado por Rosenau *et al.* (2006) como una falla de rumbo sinistral (Figura 34), que sería preexistente a la actividad tectónica moderna de la ZFLO (Thiele *et al.*, 1986). Considerando lo anterior, se plantea que dicha falla NO-SE podría actuar como vía de ascenso de fluidos calientes desde un reservorio geotermal profundo, cuya fuente de calor estaría relacionada con el Cono La Viguera.

Por otra parte, Carrasco (1995) sugiere que el centro eruptivo estaría controlado por la intersección de fracturas con orientaciones N50°O, N-S y N50°E. Si bien no se ha identificado evidencia concreta de esta última, la presencia de estructuras con orientación NO podría vincularse a la falla de rumbo sinistral mencionada en el párrafo anterior. En cuanto a las fracturas con dirección N-S, podrían asociarse a la interpretación previa sobre una posible zona de fracturamiento alineada en dicha dirección, sobre la cual se emplazaría el acuífero termal. No obstante, a diferencia de las estructuras con orientación N50°O, no se cuenta con evidencia bibliográfica suficiente que permita relacionarlas con una falla reconocida.

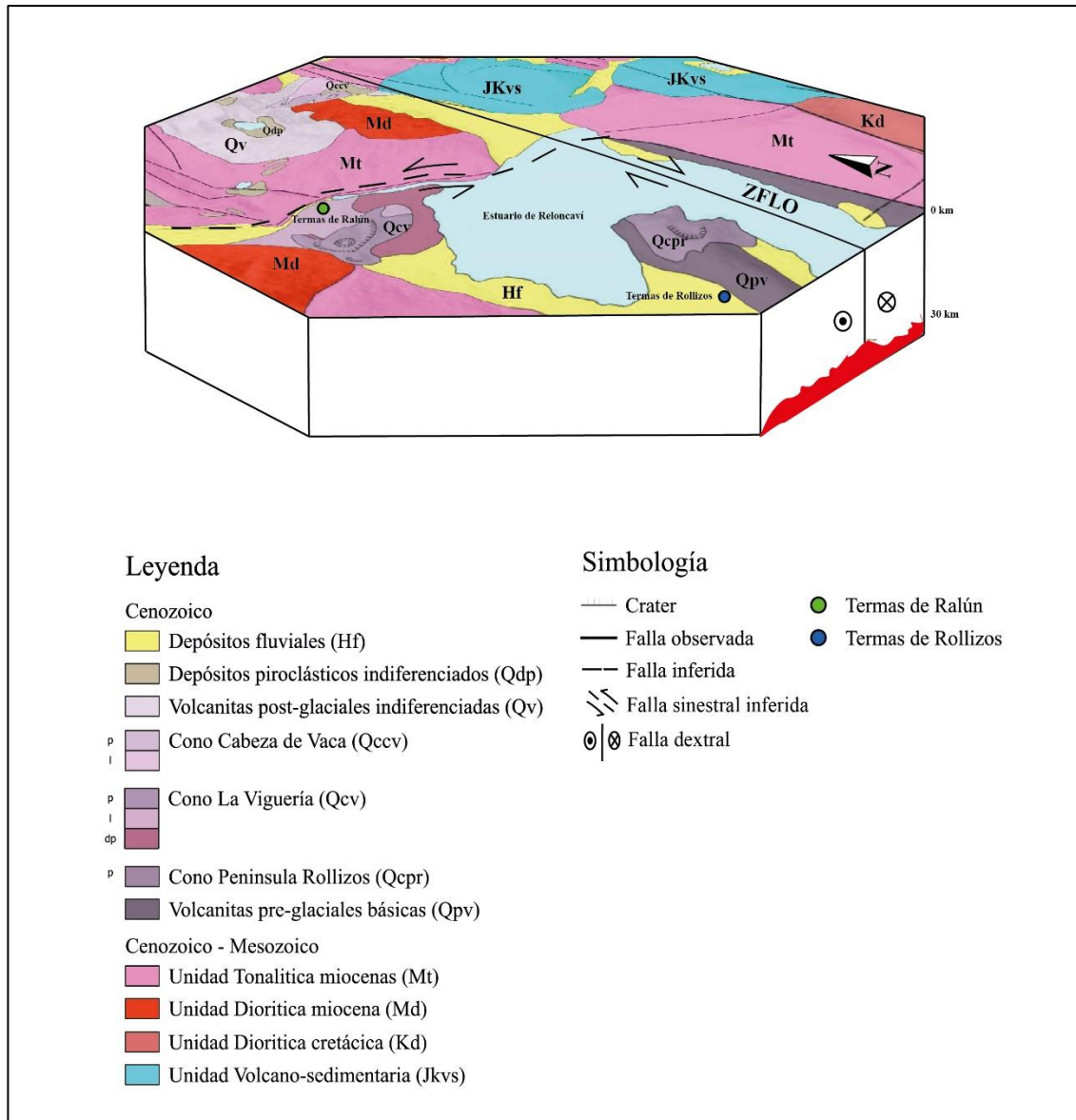


Figura 34. Modelo conceptual regional del sector de Ralún. Modificado de Adriasola & Stockhert (2008), Aguilera *et al.* (2014), Mena (2015) y Rosenau *et al.* (2006).

7.6. MODELO HIDROGEOLOGICO

En base a lo anterior, se presenta un modelo hidrogeológico de las Termas de Ralún (Figura 35), construido a partir de la información geológica, hidroquímica y geofísica obtenida en este estudio. En superficie, se representan los basaltos levemente alterados observados en terreno, los cuales también fueron interpretados en los perfiles geo-eléctricos. Bajo esta unidad, se encuentra una zona fracturada y meteorizada que alberga el acuífero termal, alineada en dirección N-S. Esta zona se proyecta hacia el Río Petrohué, el cual recibe influencia del Estuario de Reloncaví, y queda cubierta

por depósitos de arenas y gravas, de acuerdo con la estratigrafía general observada en la Figura 26 para el Pozo 2. Lo anterior explicaría tanto la influencia de las mareas en los niveles estáticos de los Pozos 1, 2 y 3, como los altos contenidos de ion Cl^- (asociados a aporte marino) observados en los resultados hidroquímicos. En profundidad, hacia el sur, se representan tonalitas levemente meteorizadas, en coherencia con lo observado en el perfil 3 (Figura 23), y en la zona central, se propone el ascenso de fluidos calientes a través de fracturas profundas asociadas a la falla de rumbo sinistral de orientación NO-SE que controla el área. Estos fluidos quedarían parcialmente entrampados dentro del sistema, reflejando así un acuífero fracturado, en concordancia con los resultados de los análisis de bombeo y los parámetros hidráulicos obtenidos.

Si bien los resultados obtenidos permiten avanzar en la caracterización hidrogeológica del sistema termal de Ralún, es importante reconocer ciertas limitaciones metodológicas y de datos que condicionan el alcance de las interpretaciones. En el caso de los parámetros hidráulicos, la ausencia de series temporales prolongadas impide evaluar con mayor precisión la evolución estacional del sistema. A esto se suma que la interpretación hidroquímica se basó en datos bibliográficos limitados, donde la muestra más reciente tiene una antigüedad aproximada de 10 años, lo que restringe la posibilidad de evaluar variaciones actuales en la composición del agua. En cuanto al análisis geofísico, este se vio afectado por la presencia de ruido en algunos registros, lo que redujo la resolución de ciertas zonas en los modelos geo-eléctricos, tal como se menciona en la discusión de la sección Magnetotelúrica. Adicionalmente, la falta de información estructural detallada para el área de estudio introduce un grado de incertidumbre, ya que no se puede descartar la influencia de fallas locales no mapeadas, además de la estructura NO-SE ya identificada por la bibliografía. Estas limitaciones abren oportunidades para futuros estudios que permitan complementar y profundizar la caracterización del sistema termal de Ralún, así como de otros sistemas geotermales asociados a la ZFLO.

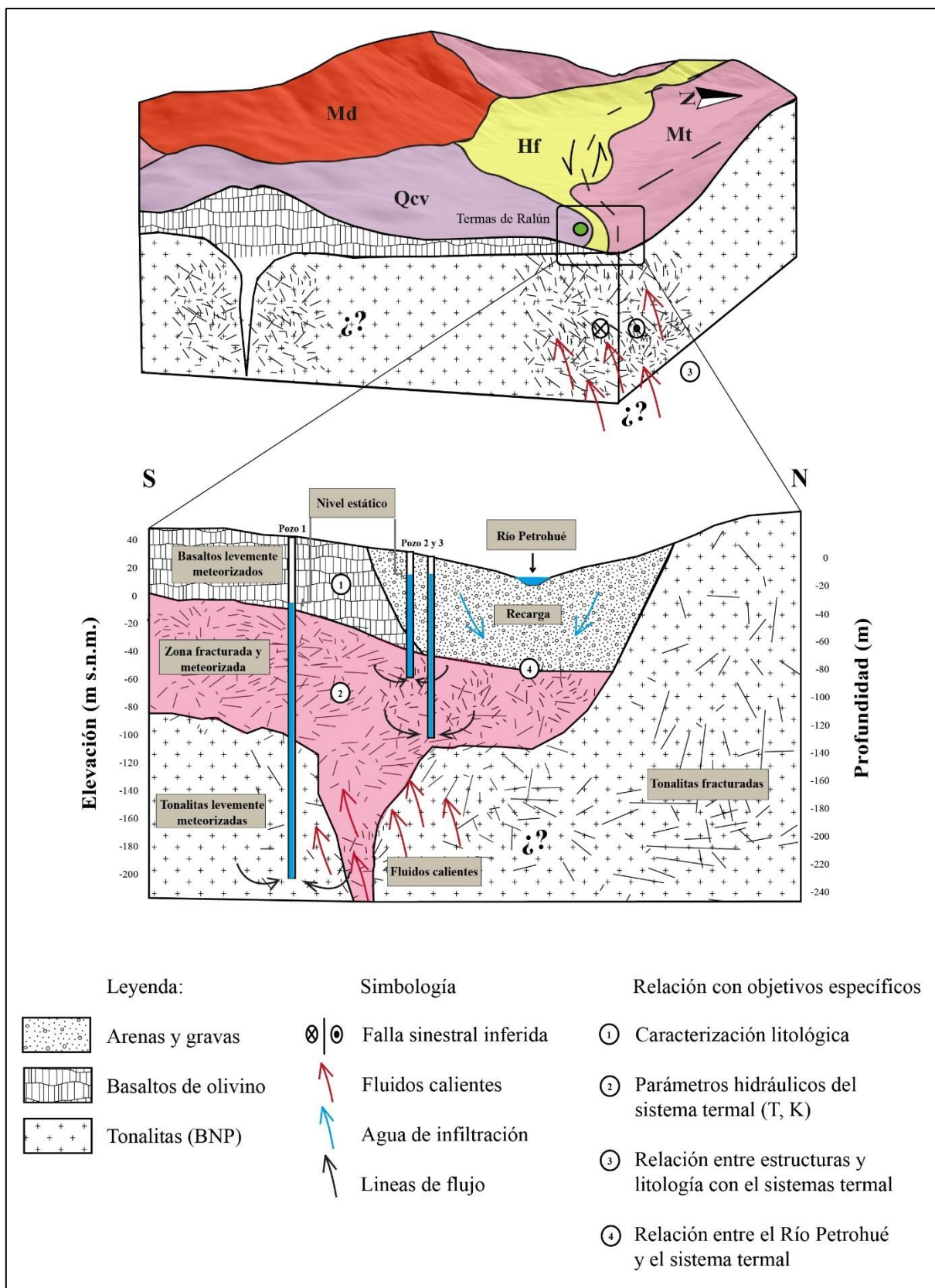


Figura 35. Modelo hidrogeológico de las Termas de Ralún. Modificado a partir de Lachassagne (2008), en base a los datos obtenidos en este estudio y la geología descrita por Aguilera *et al.* (2014).

8. CONCLUSIÓN

Las Termas de Ralún, ubicadas a los 41,36° S en el sector norte del Estuario de Reloncaví, se emplazan sobre basaltos de olivino pertenecientes al Cono La Viguera, en un entorno dominado principalmente por tonalitas miocenas asociadas al Batolito Norpatagónico. Los ensayos de bombeo realizados en los Pozos 1 y 2 presentaron valores de transmisividad y conductividad hidráulica consistentes con un acuífero alojado en rocas basálticas y graníticas fracturadas.

Los análisis hidroquímicos muestran una posible conexión con el Río Petrohué y, a través de este, con el Estuario de Reloncaví. Esto se evidencia en la variación de los niveles estáticos de los pozos en función de las condiciones de bajamar y pleamar, así como en la clasificación de las aguas como clorurado-sódicas, con concentraciones elevadas de Cl^- y valores de TDS superiores a 1.000 mg/L en todas las muestras de las termas de Ralún.

A partir de los valores de resistividad eléctrica obtenidos mediante estaciones AMT, fue posible caracterizar la estructura del subsuelo. Se identificaron anomalías compatibles con la geología observada en superficie: zonas de resistividad moderada (120 a 1.000 $\Omega \cdot \text{m}$), asociadas a rocas basálticas, bajo las cuales se presenta una zona de muy baja resistividad (0 a 10 $\Omega \cdot \text{m}$), interpretada como el acuífero termal. Esta zona presenta aumentos laterales de resistividad, posiblemente asociados a rocas fracturadas y meteorizadas, y alcanza al menos los 200 m de profundidad en su sector más profundo (Perfil 1). Además, en al menos tres perfiles se observó una orientación preferencial del sistema en dirección SE, y los resultados del tipper indican una orientación sur en profundidad para todas las estaciones, lo que permite interpretar la posible existencia de una zona de fracturamiento con dirección N-S.

En función de la interpretación integrada de los resultados y la buena correlación entre los distintos tipos de datos, se propone un modelo hidrogeológico para las Termas de Ralún. En él, el flujo ascendente de fluidos geotermales se canaliza a través de fracturas profundas asociadas a la falla NO-SE que controla el sector, mientras que, en zonas más someras, la zona de fracturamiento se proyecta hacia el Río Petrohué, lo que explicaría tanto la influencia mareal observada como los altos contenidos de Cl^- en las aguas termales.

Como aporte principal, este trabajo entrega una caracterización local detallada del sistema termal de Ralún, avanzando en el entendimiento geológico e hidrogeológico de un sector que hasta ahora había sido abordado solo desde una escala regional. Si bien el modelo planteado resulta coherente, dado el buen ajuste con los resultados geológicos, hidrogeológicos, hidroquímicos y geofísicos, aún persisten incertidumbres relevantes. Por ejemplo, aunque se estimó una temperatura aproximada para el reservorio, no se ha podido precisar su profundidad. En este sentido, se recomienda a futuro realizar estudios geofísicos más profundos (a escala de kilómetros), con un mayor despliegue de estaciones y mediciones de largo periodo, con el fin de estimar con mayor precisión la profundidad del reservorio geotermal. Asimismo, sería conveniente realizar nuevos análisis hidroquímicos que entreguen una visión más completa y actualizada respecto a los datos bibliográficos utilizados en este estudio. Se sugiere también desarrollar campañas de terreno enfocadas en el análisis estructural, para confirmar y precisar la influencia de las estructuras tectónicas inferidas. Todo esto permitiría, además, evaluar con mayor certeza la influencia del Cono La Viguera como posible fuente de calor para el reservorio que alimenta las termas.

9. REFERENCIAS

- Adriasola, A. C. & Stockhert, B. 2008. Cooling histories and deformation of plutonic rocks along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chile (41°-42°15'S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **35**: 39-65. Santiago.
- Aguilera, F.; Honores, C.; Lemus, M.; Neira, H.; Pérez, Y. & Rojas, J. 2014. Evaluación de los recursos geotérmicos de la Región de Los Lagos (Informe registrado). Servicio Nacional de Geología y Minería: 269 pp. Santiago.
- Ajithabh, K. S. & Patro, P. K. 2023. SigMT: An open-source Python package for magnetotelluric data processing. *Computers & Geosciences*. Vol. **171**: 1-12.
- Araneda, M. & Avendaño, M. S. 1985. Estudio gravimétrico de la Falla Liquiñe-Ofqui, en los sectores Seno Cayutué, Bahía Ralún y Cochamó-Punta Pocolhuén. Congreso Geológico Chileno N° 4: 17 pp. Antofagasta.
- Aravena, D.; Muñoz, M.; Morata, D.; Lahsen, A.; Parada, M. Á. & Dobson, P. 2016. Assessment of high enthalpy geothermal resources and promising areas of Chile. *Geothermics*. Vol. **59**: 1-13.
- Arnórsson, S.; Stefánsson, A. & Bjarnason, J. O. 2007. Fluid-Fluid Interactions in Geothermal Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **65** (1): 259-312.
- Arrofi, D., Abu-Mahfouz, I. S. & Prayudi, S. D. 2024. Lithium enrichment in high-enthalpy geothermal system influenced by seawater, Indonesia. *Scientific Reports*. Vol. **14**, (1): 24093.
- Barrera-de-Calderón, M.; Garfias, J.; Martel, R. & Salas-García, J. 2021. Controles geológicos en el flujo de agua subterránea y distribución de volúmenes de extracción asociados a una estructura volcánica compleja. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. **73** (1): A170820.
- Benavente, O. M. 2010. Actividad hidrotermal asociada a los complejos volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, 36°S y 37°S, Zona Volcánica Sur, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 203 pp. Santiago.
- Bense, V. F.; Gleeson, T.; Loveless, S; E., Bour, O. & Scibek, J. 2013. Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*. Vol. **127**: 171-192.
- Biblioteca del Congreso Nacional de Chile. (s.f.). Hidrografía Región de los Lagos. Biblioteca del Congreso Nacional de Chile. Recuperado el 7 de mayo de 2025 de <https://www.bcn.cl/siit/nuestropais/region10/hidrografia.htm>

- Butikofer, P. A. 2024. Modelamiento numérico de acuíferos de roca fracturada en la cuenca hidrogeológica del Parque Nacional Río Clarillo, comuna de Pirque, Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra: 98 pp. Concepción.
- Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*. Vol. **18** (3): 605-635.
- Caldwell, T. G.; Bibby, H. M. & Brown, C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*. Vol. **158** (2): 457-469.
- Carrasco, V. M. 1995. Geología y geoquímica del batolito norpatagónico y rocas volcánicas, asociadas a la zona de falla Liquiñe-Ofqui. Andes del Sur, (41°05'-41°40'L.S.). X Región. Memoria para optar al Título de Geólogo (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología: 127 pp. Santiago.
- Carrasco, V.; Parada, M. A. & López-Escobar, L. 1991. Nuevos antecedentes del batolito norpatagónico asociado a la zona de falla Liquiñe-Ofqui a los 41°30'S, Región de Los Lagos, sur de Chile. Congreso Geológico Chileno N° 6: 565-568. Viña del Mar.
- Catalán, N.; Bataille, K.; Tassara, A. & Araya, R. 2017. Depth-dependent geometry of margin-parallel strike-slip faults within oblique subduction zones. *Andean Geology*. Vol. **44** (1): 79-84. Santiago
- Cembrano, J. & Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. **471** (1): 96-113.
- Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenue, A. & Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*. Vol. **319** (2): 129-149.
- Cembrano, J.; Lavenue, A.; Reynolds, P.; Arancibia, G.; López, G. & Sanhueza, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*. Vol. **354** (3): 289-314.
- Chave, A. D. & Jones, A. G. 2012. *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*. Cambridge University Press: 552 pp. Cambridge.
- Cooper, H. H. & Jacob, C. E. 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. *Transactions of the American Geophysical Union*. Vol. **27**: 526-534.
- Custodio, E. & Llamas, M. R. 1996. *Hidrología Subterránea*. Ediciones Omega, S.A.: 1.157 pp. Barcelona.
- Daniele, L.; Taucare, M.; Viguier, B.; Arancibia, G.; Aravena, D.; Roquer, T.; Sepúlveda, J.; Molina, E.; Delgado, A.; Muñoz, M. & Morata, D. 2020. Exploring the shallow geothermal

- resources in the Chilean Southern Volcanic Zone: Insight from the Liquiñe thermal springs. *Journal of Geochemical Exploration*. Vol. **218**: 106611.
- Díaz, D.; Zúñiga, F. & Castruccio, A. 2020. The interaction between active crustal faults and volcanism: A case study of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone and Osorno volcano, Southern Andes, using magnetotellurics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **393**: 106806.
- Dirección General de Aguas. 2014. Inventario de Cuencas, Subcuencas y Subsubcuencas de Chile (inédito). Dirección General de Aguas. SDT N° 364: 54 pp. Santiago.
- Dirección General de Agua. 2022. Exploración y caracterización de acuíferos profundos y fracturados en roca, Región de Coquimbo. Dirección General de Aguas. S.I.T. N° 514: 358 pp. Santiago.
- Duhart, P.; Cardona, A.; Valencia, V.; Muñoz, J.; Quiroz, D. & Hervé, F. 2009. Evidencias de basamento Devónico, Chile centro-sur (41-44°S). Congreso Geológico Chileno N° 12. S8_009. Santiago.
- Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J.; Martin, M. & Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, 40Ar/39Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **28**: 179-208. Santiago.
- Fernandes, A. J., Rouleau, A. & Vargas Jr., E. A. 2023. Structural Geology Applied to Fractured Aquifer Characterization. The Groundwater Project: 189 pp. Guelph.
- Fernández, M. 2013. Análisis de dimensionalidad geoelectrica de datos magnetotelúricos. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México: 77 pp. México, D.F.
- Fuentealba, N. 2024. Visualización de vías preferenciales de ascenso en fluidos magmáticos y termales en el sistema geotermal Hipólito Muñoz, Región de Los Ríos, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 86 pp. Concepción.
- Giggenbach, W. F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na–K–Mg–Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **52**, (12): 2749-2765.
- Giggenbach, W. F. & Goguel, R. L. 1989. Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. Chemistry Division, Department of Scientific and Industrial Research. Report No. CD 2401: 81 pp. Petone.
- Gobierno Regional de Los Lagos. 2013. Memoria Explicativa del Plan Regional de Ordenamiento Territorial (PROT) de la Región de Los Lagos (Informe preliminar, inédito). Gobierno Regional de Los Lagos: 81 pp. Puerto Montt.

- González, D. A. 2023. Aplicación del método magnetotelúrico para describir las estructuras de resistividad eléctrica presentes en perfiles cercanos al Complejo Volcánico Laguna del Maule. Memoria para optar al Título de Geofísico. Universidad de Concepción. Departamento de Geofísica: 128 pp. Concepción.
- Gupta, H. & Roy, S. 2007. Geothermal Systems and Resources. *Geothermal Energy*, Chapter 4 (H. Gupta & S. Roy, Eds.). Elsevier: 49-59. Amsterdam.
- Hantush, M. S. & Jacob, C. E. 1955. Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Transactions of the American Geophysical Union*. Vol. **36**: 95–100.
- Ibáñez, A. A. A. 2024. Caracterización petrológica de los sistemas hidrotermales en la zona volcánica sur andina (38 - 41°S), Chile. Potenciales implicancias en la permeabilidad. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 132 pp. Concepción.
- Kapinos, G.; Montahaei, M.; Meqbel, N. & Brasse, H. 2016. Three-dimensional electrical resistivity image of the South-Central Chilean subduction zone. *Tectonophysics*. Vol. **666**: 76-89.
- Kato, Y. & Kikuchi, T. 1950. On the phase difference of earth current induced by changes of the earth's magnetic field. *Scientific Reports of the Tohoku University. Series V, Geophysics*. Vol. **2** (1-2): 139-145.
- Lachassagne, P. 2008. Overview of the hydrogeology of hard rock aquifers: applications for their survey, management, modelling and protection. En: *Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers*. Springer: 40-63 pp. Dordrecht.
- Lahsen, A.; Muñoz, N. & Parada, M. A. 2010. Geothermal Development in Chile. Proceedings World Geothermal Congress. Bali.
- Lara, L. E.; Cembrano, J. & Lavenue, A. 2008. Quaternary Vertical Displacement along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone: Differential Uplift and Coeval Volcanism in the Southern Andes? *International Geology Review*. Vol. **50** (11): 975-993.
- López-Escobar, L.; Parada, M. A.; Hickey-Vargas R.; Frey, F. A.; Kempton, P. D. & Moreno, H. 1995. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41°-42° S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **119**: 345-361.
- Martínez, G. H. I. 2024. Caracterización hidrogeológica de cuencas e islas entre río Bueno y río Puelo, Región de Los Lagos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología 68 pp. Santiago.
- Mena, R. A. 2015. Geoquímica, desarrollo y cronología de los centros eruptivos menores de Cayutué situados sobre la traza de la falla Liquiñe-Ofqui, entre S41°10' y S41°20', X

- Región de Los Lagos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología 158 pp. Santiago.
- Moeck, I. S. 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. Vol. **37**: 867-882.
- Moench, A. F. 1984. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research*. Vol. **20**, (7): 831–846.
- Moreno, H.; Varela, J.; López, L.; Munizaga, F. & Lahsen, A. 1985. Geología y riesgo volcánico del volcán Osorno y centros eruptivos menores. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Santiago.
- Morgado, E.; Morgan, D. J.; Harvey, J.; Castruccio, A.; Brahm, R.; McGee, L. E.; Parada, M.-Á.; Georgiev, B. & Hammond, S. J. 2022. The Magmatic Evolution and the Regional Context of the 1835 AD Osorno Volcano Products (41°06'S, Southern Chile). *Journal of Petrology*. Vol. **63** (11): 1-29
- Nicholson, K. 1993. *Geothermal Fluids: Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag: 263 pp. Heidelberg.
- Orozco, O. 2009. Sistema de centros eruptivos de flanco de la erupción de 1835 A.D., Volcan Osorno (Scefv - 1835): Significado tectónico. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 63 pp. Santiago.
- Pavez, M.; Schill, E.; Held, S.; Díaz, D. & Kohl, T. 2020. Visualizing preferential magmatic and geothermal fluid pathways via electric conductivity at Villarrica Volcano, S-Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **400**: 106913.
- Pavez, M.; Brasse, H.; Kapinos, G.; Díaz, D.; Lara, L. E. & Schill, E. 2023. Magma storage and transfer in the Villarrica volcanic chain, South Chile: MT insights into volcano-tectonic interactions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **439**: 107832.
- Pérez-Estay, N.; Molina-Piernas, E.; Roquer, T.; Aravena, D.; Araya Vargas, J.; Morata, D.; Arancibia, G.; Valdenegro, P.; García, K. & Elizalde, D. 2022. Shallow anatomy of hydrothermal systems controlled by the Liquiñe-Ofqui Fault System and the Andean Transverse Faults: Geophysical imaging of fluid pathways and practical implications for geothermal exploration. *Geothermics*. Vol. **104**: 102435.
- Pérez-Flores, P.; Cembrano, J.; Sánchez, P.; Veloso, E.; Arancibia, G. & Roquer, T. 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe–Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*. Vol. **680**: 192-210.
- Pérez-Flores, P.; Wang, G.; Mitchell, T. M.; Meredith, P. G.; Nara, Y.; Sarkar, V. & Cembrano, J. 2017. The effect of offset on fracture permeability of rocks from the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Journal of Structural Geology*. Vol. **104**: 142-158.

- Pincetti, G. P. 2016. Hidrogeoquímica e hidrodinámica de las fuentes termales del río Yeso y río Volcán, Cordillera de los Andes, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 98 pp. Santiago.
- Piper, A. M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Transactions, American Geophysical Union*. Vol. **25**, (6): 914–928.
- Pizarro, S. A. 2019. Caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica de la subcuenca del río Maullín (41°05'–41°46'S y 72°46'–73°53'W), Región de Los Lagos, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 75 pp. Concepción.
- Pous, J. & Marcuello, A. 2003. El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. **114** (1): 5-16.
- Quezada, P. 2015. Geología del basamento de la región de los lagos, Chile; evidencias de magmatismo calco-alcalino y aportes sedimentarios devónicos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 95 pp. Santiago.
- Rahmani, M. R. 2015. Fluid geochemistry at the Nir Geothermal Field, NW-Iran. Proceedings World Geothermal Congress N° 2015. Melbourne.
- Rikitake, T. 1951. Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth's interior. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*. Vol. **24**: 219-283.
- Rodríguez C., R. & Ochoa A., C. 1989. Estudio geoelectrico del sistema acuífero de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*. Vol. **28**, (2): 191-205. Ciudad de México.
- Roquer, T.; Arancibia, G.; Crempien, J. G. F.; Mery, D.; Rowland, J.; Sepúlveda, J.; Veloso, E. E.; Nehler, M.; Bracke, R. & Morata, D. 2022. Multi-scale flow structure of a strike-slip tectonic setting: A self-similar model for the Liquiñe-Ofqui Fault System and the Andean Transverse Faults, Southern Andes (39-40°S). *Geothermics*. Vol. **103**: 102424.
- Ruiz, B. S. 2015. Caracterización hidrogeoquímica de manifestaciones termales de la Región de Los Lagos, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga (. Universidad de Chile, Departamento de Geología 149 pp. Santiago.
- Sánchez, P.; Sielfeld, G.; Campen, B. V.; Dobson, P.; Fuentes, V.; Reed, A.; Palma-Behnke, R. & Morata, D. 2015. Geothermal barriers, policies and economics in Chile-Lessons for the Andes. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. Vol. **51**: 1.390-1.401.
- Sánchez, P.; Pérez-Flores, P.; Arancibia, G.; Cembrano, J. & Reich, M. 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe–Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review*. Vol. **55** (11): 1.384-1.400.



- Sánchez, P.; Pérez, P.; Arancibia, G.; Cembrano P, J. & Reich, M. 2012. Efectos de la deformación cortical en la evolución química de los fluidos geotermales: Caso estudio Villarrica-Chihuio, Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui. Congreso Geológico de Chile. N° 13. Antofagasta.
- San Martín, F. I. 2023. Caracterización gravimétrica de la zona norte de la cuenca Estero Catemu: análisis de un acuífero en roca fracturada. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica. Universidad de Chile, Departamento de Geofísica: 121 pp. Santiago.
- Segovia, M. J.; Díaz, D.; Slezak, K. & Zuñiga, F. 2021. Magnetotelluric study in the Los Lagos Region (Chile) to investigate volcano-tectonic processes in the Southern Andes. *Earth, Planets and Space*. Vol. **73** (1): 5.
- SERNAGEOMIN–BRGM. 1995. Carta Metalogénica Xa Región Sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería - Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Informe Registrado IR-95-05, 4 Tomos, 10 Vol. 95 mapas diferentes escalas. Santiago.
- Sielfeld, G.; Lange, D. & Cembrano, J. 2019. Intra-Arc Crustal Seismicity: Seismotectonic Implications for the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Tectonics*. Vol. **38** (2): 552-578.
- Simpson, F. & Bahr, K. 2005. Practical Magnetotellurics. Cambridge University Press: 254 pp. Cambridge.
- Stanton-Yonge, A.; Griffith, W. A.; Cembrano, J.; St. Julien, R. & Iturrieta, P. 2016. Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics*. Vol. **35** (9): 1990-2013.
- Tassara, A. & Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista geológica de Chile*. Vol. **30**: 159-186.
- Theis, C. V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Transactions of the American Geophysical Union*. Vol. **16**: 519–524.
- Thiele, R.; Hervé, F.; Parada, M. A. & Godoy, E. 1986. La megafalla Liquiñe-Ofqui en el fiordo Reloncaví (41°30'), Chile. *Comunicaciones*. Vol. **37**: 31-47.
- Tikhonov, A. 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. *Doklady*. Vol. **73** (2): 295-297.
- Troncoso, R.; Avilés, F.; Pizarro, S.; Páez, D. & Morales, D. 2015. *Caracterización hidrogeológica de la cuenca del río Maullín, Región de Los Lagos* (Informe Registrado IR-15-60). Servicio Nacional de Geología y Minería.


- Uribe, M. d. I. Á. 2015. Aplicación del método magnetoteléurico (MT) en dos zonas con posible potencial geotérmico ubicadas en la XI Región de Aysén, Chile. Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico. Universidad de Concepción, 114 pp. Concepción.
- Vozoff, K. 1990. Magnetotellurics: Principles and practice. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences - Earth and Planetary Sciences*. Vol. **99** (4): 441-471.
- Warren, J. E. & Root, P. J. 1963. The behavior of naturally fractured reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*. Vol. **3**: 245–255.
- Wrage, J.; Tardani, D.; Reich, M.; Daniele, L.; Arancibia, G.; Cembrano, J.; Sánchez, P.; Morata, D. & Pérez-Moreno, R. 2017. Geochemistry of thermal waters in the Southern Volcanic Zone, Chile – Implications for structural controls on geothermal fluid composition. *Chemical Geology*. Vol. **466**: 545-561.
- Zúñiga, F. 2019. Estructuras magmáticas bajo el volcán Osorno, identificadas mediante magnetoteléurica. Tesis de Magíster. Universidad de Chile, Departamento de Geofísica 82 pp. Santiago.



ÍNDICE DE ANEXOS



Anexos	Página
1. FICHAS DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS	79
2. PRUEBAS DE BOMBEO Y MÉTODOS APLICADOS	98
3. COORDENADAS Y DATOS HIDROQUÍMICOS	107



ANEXO 1: FICHAS DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS



Muestra PT1					
<p>A) Vista del Afloramiento</p> 	<p>B) Muestra de mano</p> 				
Coordenadas (UTM)	18 G 723.513,31 m E / 5.417.443,23 m S				
Unidad Geológica	Qcv (l)				
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento	
Grado de alteración	Bajo				
Texturas					
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad	
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Afanítica	
Características secundarias					
Vesículas		Amígdalas		Enclaves	
Tamaño	1 mm - 1,5 cm	Tamaño		Tamaño	
Porcentaje	7 %	Porcentaje		Porcentaje	
		Min. relleno		Composición	
Composición mineralógica					
Masa fundamental	Vidrio, Plagioclasa, Magnetita				
Fenocristales	Plagioclasa, Olivino				
Clasificación	Observaciones				
Basalto de olivino	El afloramiento se presenta de forma masiva, sin estructuras internas evidentes.				



Muestra PT2					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)		18 G 723.541,16 m E / 5.417.456,04 m S			
Unidad Geológica		Qcv (l)			
Color en superficie		Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento
Grado de alteración		Bajo			
Texturas					
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad	
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Afanítica	
Características secundarias					
Vesículas		Amígdalas		Enclaves	
Tamaño	1 mm - 1,5 cm	Tamaño		Tamaño	
Porcentaje	15 %	Porcentaje		Porcentaje	
		Min. relleno		Composición	
Composición mineralógica					
Masa fundamental		Vidrio, Plagioclasa, Magnetita			
Fenocristales		Plagioclasa, Olivino			
Clasificación			Observaciones		
Basalto de olivino			El afloramiento se presenta de forma masiva, sin estructuras internas evidentes.		



Muestra PT3				
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano		
				
Coordenadas (UTM)	18 G 723.377,67 m E / 5.417.557,55 m S			
Unidad Geológica	Qcv (l)			
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento
Grado de alteración	Bajo			
Texturas				
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Afanítica
Características secundarias				
Vesículas		Amígdalas		Enclaves
Tamaño	1 mm - 1,2 cm	Tamaño		Tamaño
Porcentaje	35 %	Porcentaje		Porcentaje
		Min. relleno		Composición
Composición mineralógica				
Masa fundamental	Vidrio, Plagioclasa, Magnetita			
Fenocristales	Plagioclasa, Olivino			
Clasificación		Observaciones		
Basalto de olivino		El afloramiento se presenta de forma masiva, sin estructuras internas evidentes.		



Muestra PT4 - C1				
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano		
				
Coordenadas (UTM)	18 G 723.469,33 m E / 5.417.534,94 m S			
Unidad Geológica	Qcv (l)			
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento
Grado de alteración	Bajo			
Texturas				
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Afanítica
Características secundarias				
Vesículas		Amígdalas		Enclaves
Tamaño	1 mm - 1 cm	Tamaño		Tamaño
Porcentaje	3 - 30 %	Porcentaje		Porcentaje
		Min. relleno		Composición
Composición mineralógica				
Masa fundamental	Vidrio, Plagioclasa, Magnetita			
Fenocristales	Plagioclasa, Olivino			
Clasificación	Observaciones			
Basalto de olivino	La base de esta capa muestra una zona intensamente meteorizada. La vesiculación varía en función de la posición dentro del cuerpo de lava: en la zona central presenta escasas vesículas, mientras que en el borde curvado o plegado se exhibe un notable aumento en la cantidad de vesículas. Además, en algunos sectores se reconoce un bandeamiento con alternancia de zonas vesiculadas y no vesiculadas.			


Muestra PT4 - C2				
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano		
				
Coordenadas (UTM)	18 G 723.469,33 m E / 5.417.534,94 m S			
Unidad Geológica	Qcv (l)			
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento
Grado de alteración	Bajo			
Texturas				
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Afanítica
Características secundarias				
Vesículas		Amígdalas		Enclaves
Tamaño	1 mm - 1 cm	Tamaño		Tamaño
Porcentaje	7 - 25 %	Porcentaje		Porcentaje
		Min. relleno		Composición
Composición mineralógica				
Masa fundamental	Vidrio, Plagioclasa, Magnetita			
Fenocristales	Plagioclasa, Olivino			
Clasificación	Observaciones			
Basalto de olivino	Afloramiento masivo. Se observa una variación lateral en la vesiculación: la zona central es más densa y con escasas vesículas, mientras que en sectores plegados o cercanos al borde superior se presenta un mayor contenido de estas. Además, dentro de la unidad se distingue un cambio interno entre una zona compacta y otra más caótica o disgregada. El contacto inferior con la capa 1 es neto.			



Muestra PT4 - C3				
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano		
				
Coordenadas (UTM)	18 G 723.469,33 m E / 5.417.534,94 m S			
Unidad Geológica	Qcv (l)			
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento
Grado de alteración	Bajo			
Texturas				
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Afanítica
Características secundarias				
Vesículas		Amígdalas		Enclaves
Tamaño	1 mm	Tamaño		Tamaño
		Porcentaje		Porcentaje
Porcentaje	1 %	Min. relleno		Composición
Composición mineralógica				
Masa fundamental	Vidrio, Plagioclasa, Magnetita			
Fenocristales	Plagioclasa, Olivino			
Clasificación	Observaciones			
Basalto de olivino	Capa masiva de aspecto compacto, con estructura en bloques con formas alargadas tabulares. En el afloramiento, esta capa exhibe plegamiento leve en comparación con las capas subyacentes y presenta una escasa vesiculación. El contacto inferior con la capa 2 es neto.			



Muestra PV - C1				
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano		
				
Coordenadas (UTM)	18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S			
Unidad Geológica	Qcv (I)			
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento
Grado de alteración	Bajo			
Texturas				
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Vesicular - Afanítica
Características secundarias				
Vesículas		Amígdalas		Enclaves
Tamaño	1 mm - 2 cm	Tamaño		Tamaño
Porcentaje	50 %	Porcentaje		Porcentaje
		Min. relleno		Composición
Composición mineralógica				
Masa fundamental	Vidrio, Plagioclasa, Magnetita			
Fenocristales	Plagioclasa, Olivino			
Clasificación		Observaciones		
Escoria		Presenta bandeamiento de vesículas y contacto neto a irregular con el depósito piroclástico subyacente PV1 - DP1. Se observa localmente una fuerte alteración de coloración rojiza por oxidación, especialmente en el contacto con la capa 2.		



Muestra PV - C2				
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano		
				
Coordenadas (UTM)	18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S			
Unidad Geológica	Qcv (l)			
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento
Grado de alteración	Bajo			
Texturas				
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Afanítica
Características secundarias				
Vesículas		Amígdalas		Enclaves
Tamaño	1 mm - 5 mm	Tamaño		Tamaño
Porcentaje	4 %	Porcentaje		Porcentaje
		Min. relleno		Composición
Composición mineralógica				
Masa fundamental	Vidrio, Plagioclasa, Magnetita			
Fenocristales	Plagioclasa, Olivino			
Clasificación	Observaciones			
Basalto de olivino	La capa se presenta de forma masiva y su espesor disminuye hacia el flanco norte del afloramiento. En su base presenta contacto neto con escorias rojizas por alteración de la capa 1.			



Muestra PV - C3A					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)		18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S			
Unidad Geológica		Qcv (l)			
Color en superficie		Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento
Grado de alteración		Bajo			
Texturas					
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad	
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Afanítica	
Características secundarias					
Vesículas		Amígdalas		Enclaves	
Tamaño	1 mm - 1 cm	Tamaño		Tamaño	
Porcentaje	5 %	Porcentaje		Porcentaje	
		Min. relleno		Composición	
Composición mineralógica					
Masa fundamental		Vidrio, Plagioclasa, Magnetita			
Fenocristales		Plagioclasa, Olivino			
Clasificación		Observaciones			
Basalto de olivino		Capa dispuesta directamente sobre el basalto masivo (Capa 2), en contacto irregular. Se compone de escorias y basaltos, sin estratificación visible. Se concentra principalmente en la parte basal de la capa y se observa con mayor claridad en el flanco norte del afloramiento (sector desde donde se extrajeron las muestras), donde adquiere una forma caótica.			



Muestra PV - C3B					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)		18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S			
Unidad Geológica		Qcv (l)			
Color en superficie		Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo rojizo
Grado de alteración		Bajo			
Texturas					
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad	
Hipocristalina	Fino (< 2 mm)	Equigranular	Hipidiomórfica	Vesicular - Afanítica	
Características secundarias					
Vesículas		Amígdalas		Enclaves	
Tamaño	1 mm - 1 cm	Tamaño		Tamaño	
Porcentaje	50 %	Porcentaje		Porcentaje	
		Min. relleno		Composición	
Composición mineralógica					
Masa fundamental		Vidrio, Plagioclasa, Magnetita			
Fenocristales		Plagioclasa			
Clasificación		Observaciones			
Escoria		En el techo de la capa, se mantiene la presencia de escorias sin basaltos visibles y se presenta de forma más continua en los sectores altos del afloramiento. La muestra fue obtenida en el flanco norte, mismo sector descrito en la ficha PV1 - C3A.			



Muestra PV – DP1					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)	18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S				
Unidad Geológica	Qcv (dp)				
Espesor	80 cm				
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento	
Características generales					
Grado de alteración	Estructuras	Competencia	Fábrica		
Bajo	Masivo	Deleznable	Clasto soportado		
Fragmentos mayores (95 %, > 2 mm)					
Litología (%)	Selección	Redondez	Esfericidad	Tamaño min-max	Moda
Escoria (100 %)	Moderada a buena	Subangular a Subredondeado	Subdiscoidal	2 mm - 3 cm	4 mm - 1,2 cm
Matriz (5 %, < 2 mm)					
Color	Gris oscuro				
Composición (%)	Escoria (100 %)				
Clasificación		Observaciones			
Depósito de Caída		Depósito ubicado en la base del afloramiento PV1, subyacente a la capa 1.			



Muestra PV – DP2					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)	18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S				
Unidad Geológica	Qcv (dp)				
Espesor	54 cm				
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento	
Características generales					
Grado de alteración	Estructuras	Competencia	Fábrica		
Medio	Masivo	Deleznable	Clasto soportado		
Fragmentos mayores (95 %, > 2 mm)					
Litología (%)	Selección	Redondez	Esfericidad	Tamaño min-max	Moda
Escoria (100 %)	Buena	Subangular a Subredondeado	Subprismática a Subdiscoidal	2 mm - 2,5 cm	4 mm - 1,2 cm
Matriz (5 %, < 2 mm)					
Color	Pardo oscuro				
Composición (%)	Escoria (100 %)				
Clasificación		Observaciones			
Depósito de Caída		Depósito ubicado sobre las lavas del afloramiento PV1, suprayacente a la capa 3B.			


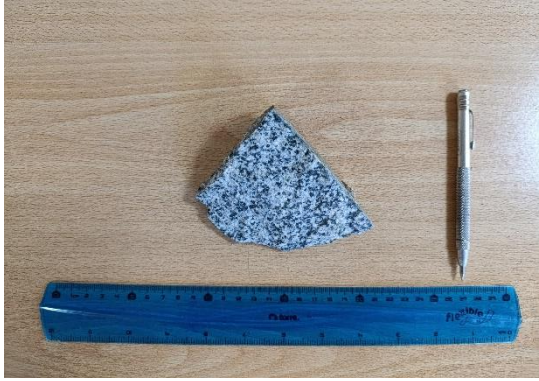
Muestra PV – DP3A					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)	18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S				
Unidad Geológica	Qcv (dp)				
Espesor	32 cm				
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento	
Características generales					
Grado de alteración	Estructuras	Competencia	Fábrica		
Bajo	Masivo	Deleznable	Clasto soportado		
Fragmentos mayores (90 %, > 1 mm)					
Litología (%)	Selección	Redondez	Esfericidad	Tamaño min-max	Moda
Escoria (80 %)	Mala	Subangular a Subredondeado	Subprismática a Subdiscoidal	1 mm - 2,5 cm	2 mm - 1 cm
Lítico basáltico (20 %)	Mala	Angular	Subdiscoidal	1,8 cm - 4 cm	2,5 cm - 3,5 cm
Matriz (10 %, < 1 mm)					
Color	Pardo oscuro				
Composición (%)	Escoria (95 %); Basalto (5 %)				
Clasificación		Observaciones			
Flujo Piroclástico		Depósito ubicado sobre PV1 - DP2. Corresponde a la capa basal de la secuencia piroclástica DP3.			



Muestra PV – DP3B					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)	18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S				
Unidad Geológica	Qev (dp)				
Espesor	5 cm				
Color en superficie	Fresca	Pardo oscuro	Alterada		
Características generales					
Grado de alteración	Estructuras	Competencia	Fábrica		
Bajo	Laminación paralela	Deleznable	Matriz soportado		
Fragmentos mayores (20 %, > 1 mm)					
Litología (%)	Selección	Redondez	Esfericidad	Tamaño min-max	Moda
Escoria (95 %)	Buena	Subangular a Subredondeado	Subdiscoidal	1 mm - 7 mm	1 mm - 3 mm
Lítico basáltico (5 %)	Buena	Subangular a Subredondeado	Subdiscoidal	1 mm - 5 mm	1 mm - 3 mm
Matriz (80 %, < 1 mm)					
Color	Pardo oscuro				
Composición (%)	Escoria (100 %)				
Clasificación		Observaciones			
Depósito de Caída		Depósito ubicado sobre PV1 – DP3A, con contacto neto.			

Muestra PV – DP3C					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)	18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S				
Unidad Geológica	Qcv (dp)				
Espesor	37 cm				
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento	
Características generales					
Grado de alteración	Estructuras	Competencia	Fábrica		
Bajo	Masivo	Deleznable	Clasto soportado		
Fragmentos mayores (80 %, > 1 mm)					
Litología (%)	Selección	Redondez	Esfericidad	Tamaño min-max	Moda
Escoria (90 %)	Moderada	Subangular a Subredondeado	Subdiscoidal a Discoidal	1 mm - 2,5 cm	2 mm - 8 mm
Lítico basáltico (10 %)	Moderada	Subangular a Subredondeado	Subdiscoidal	1 mm - 1 cm	2 mm - 8 mm
Matriz (20 %, < 1 mm)					
Color	Pardo oscuro				
Composición (%)	Escoria (100 %)				
Clasificación		Observaciones			
Depósito de Caída		Depósito ubicado sobre PV1D4 – DP3B, con contacto difuso y clastos orientados.			

Muestra PV – DP3D						
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano				
						
Coordenadas (UTM)	18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S					
Unidad Geológica	Qcv (dp)					
Espesor	6 cm					
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo oscuro		
Características generales						
Grado de alteración	Estructuras	Competencia	Fábrica			
Bajo	Laminación paralela	Deleznable	Matriz/Clasto soportado			
Fragmentos mayores (Ms: 5 %; Cs: 97 %; > 1 mm)						
	Litología (%)	Selección	Redondez	Esfericidad	Tamaño min-max	Moda
Ms	Escoria (95 %)	Muy buena	Subangular a Subredondeado	Subdiscoidal	1 mm - 3 mm	1 mm - 3 mm
Ms	Lítico basáltico (5 %)	Muy buena	Subangular a Subredondeado	Subdiscoidal	1 mm - 3 mm	1 mm - 3 mm
Cs	Escoria (90 %)	Moderada	Subangular a Subredondeado	Subprismática a Subdiscoidal	1 mm - 1,2 cm	2 mm - 8 mm
Cs	Lítico basáltico (10 %)	Moderada	Subangular a Subredondeado	Subprismática a Subdiscoidal	1 mm - 5 mm	2 mm - 5 mm
Matriz (Ms: 95 %; Cs: 3 %; < 1 mm)						
Color	Ms y Cs: Pardo oscuro					
Composición	Ms: Escoria (95 %), Lítico basáltico (5 %), Cs: Escoria (95 %), Lítico basáltico (5 %)					
Clasificación		Observaciones				
Depósito de Caída		Depósito ubicado sobre PV1 – DP3C, con contacto neto y alternancia de láminas Matriz soportado (Ms) y Clasto soportado (Cs) cada 1 cm.				

Muestra PV – DP3E					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)	18 G 723.078,40 m E / 5.416.482,73 m S				
Unidad Geológica	Qcv (dp)				
Espesor	12 cm				
Color en superficie	Fresca	Gris oscuro	Alterada	Pardo amarillento	
Características generales					
Grado de alteración	Estructuras	Competencia		Fábrica	
Bajo	Masivo	Deleznable		Clasto soportado	
Fragmentos mayores (90 %, > 1 mm)					
Litología (%)	Selección	Redondez	Esfericidad	Tamaño min-max	Moda
Escoria (95 %)	Moderada	Subangular a Subredondeado	Subprismática a Subdiscoidal	1 mm - 2 cm	2 mm - 7 mm
Lítico basáltico (5 %)	Moderada	Subangular a Subredondeado	Subdiscoidal	1 mm - 5 mm	2 mm - 5 mm
Matriz (10 %, < 1 mm)					
Color	Pardo oscuro				
Composición (%)	Escoria (100 %)				
Clasificación		Observaciones			
Depósito de Caída		Depósito ubicado sobre PV1 - DP3D, con contacto difuso.			

Muestra PRp1					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)	18 G 725.298,24 m E / 5.415.358,87 m S				
Unidad Geológica	Mt				
Color en superficie	Fresca	Blanquecina	Alterada	Pardo amarillento	
Grado de alteración	Bajo				
Texturas					
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad	
Holocristalina	Medio	Inequigranular	Hipidiomórfica	Fanerítica	
Características secundarias					
Vesículas		Amígdalas		Enclaves	
Tamaño		Tamaño		Tamaño	
Porcentaje		Porcentaje		Porcentaje	
		Min. relleno		Composición	
Composición mineralógica					
Minerales (%)	Plagioclasa (54 %); Cuarzo (22 %); Feldespato Potásico (4 %); Anfíbol (8 %); Biotita (2 %)				
Clasificación		Observaciones			
Tonalita		Presenta leve magnetismo.			

Muestra PRp2					
A) Vista del Afloramiento		B) Muestra de mano			
					
Coordenadas (UTM)	18 G 724.976,33 m E / 5.415.742,53 m S				
Unidad Geológica	Mt				
Color en superficie	Fresca	Blanquecina	Alterada	Pardo	
Grado de alteración	Bajo				
Texturas					
Grado de cristalinidad	Tamaño del grano	Tamaño relativo de los cristales	Forma de los cristales	Granularidad	
Holocristalina	Medio	Inequigranular	Hipidiomórfica	Fanerítica	
Características secundarias					
Vesículas		Amígdalas		Enclaves	
Tamaño		Tamaño		Tamaño	5 cm
Porcentaje		Porcentaje		Porcentaje	12 %
		Min. relleno		Composición	Diorita Cuarcifera
Composición mineralógica					
Minerales (%)	Plagioclasa (53 %); Cuarzo (20 %); Feldespato Potásico (2 %); Anfíbol (20 %); Biotita (5 %)				
Clasificación	Observaciones				
Tonalita	Presenta leve magnetismo.				

ANEXO 2: PRUEBAS DE BOMBEO Y MÉTODOS APLICADOS

Tabla 1. Datos de prueba de bombeo a caudal constante realizada en el Pozo 1.

Hora	Tiempo en minutos	Nivel de agua [m]	Caudal [lt/s]	Observaciones
4:50	0	33,70	12,0	Ajuste variador
	1	56,27		T° agua 46°C
	2	63,41		
	3	68,35		
	4	71,00		
	5	73,32		
	7	75,43		
	9	76,20		
	11	76,33	12,0	
	13	76,53		
	15	76,69		
	20	76,90		
	25	77,03		
	30	77,03		
	40	77,28		
	50	77,28		
5:50	60	77,28	12,0	T° agua 46°C
	75	77,39		
	90	77,50		
	105	77,58		
6:50	120	77,65		
	150	77,70		
7:50	180	77,76		
	210	77,85		
8:50	240	77,90	12,0	
9:50	300	77,94		
10:50	360	78,10		
11:50	420	78,23		
12:50	480	78,25		
13:50	540	78,49		
14:50	600	78,57	12,0	
15:50	660	78,62		

16:50	720	78,78		T° agua 46°C
17:50	780	78,92		
18:50	840	78,52		
19:50	900	78,58		
20:50	960	78,96		
21:50	1020	79,00		
22:50	1080	79,04	12,0	
23:50	1140	79,04		
0:50	1200	79,04		Cambio de día
1:50	1260	79,04		
2:50	1320	79,10		
3:50	1380	79,10		T° agua 46°C
4:50	1440	79,17	12,0	
5:50	1500	79,17		
6:50	1560	79,18		
7:50	1620	79,19		
8:50	1680	79,17		
9:50	1740	79,22		
10:50	1800	79,28	12,0	
11:50	1860	79,32		
12:50	1920	79,33		
13:50	1980	79,43		
14:50	2040	79,47		
15:50	2100	79,50		
16:50	2160	79,52	12,0	T° agua 46°C
17:50	2220	79,51		
18:50	2280	79,51		
19:50	2340	79,51		
20:50	2400	79,51		
21:50	2460	79,51		
22:50	2520	79,51	12,0	
23:50	2580	79,51		
0:50	2640	79,51		Cambio de día
1:50	2700	79,51		
2:50	2760	79,51		
3:50	2820	79,51		T° agua 46°C
4:50	2880	79,51	12,0	Término Prueba

Tabla 2. Datos de prueba de bombeo a caudal constante realizada en el Pozo 2.

Hora	Tiempo en minutos	Nivel de agua [m]	Caudal [lt/s]	Observaciones
4:50	0	13,15	17,5	Ajuste variador
	1	33,00		T° agua 59°C
	2	39,37		
	3	42,33		
	4	43,50		
	5	44,39		
	7	44,95		
	9	45,23		
	11	45,27	17,5	
	13	45,35		
	15	45,50		
	20	45,67		
	25	45,76		
	30	46,00		
	40	46,30		
	50	46,50		
5:50	60	46,72	17,5	T° agua 59°C
	75	47,10		
	90	47,37		
	105	47,43		
6:50	120	47,45		
	150	47,47		
7:50	180	47,52		
	210	47,55		
8:50	240	47,58	17,5	
9:50	300	47,61		
10:50	360	47,85		T° agua 57°C
11:50	420	47,95		
12:50	480	48,25		
13:50	540	48,50		
14:50	600	49,03	17,5	
15:50	660	49,28		
16:50	720	49,34		
17:50	780	49,52		T° agua 56°C

18:50	840	49,58		
19:50	900	50,05		
20:50	960	50,48		
21:50	1020	50,68		
22:50	1080	50,68	17,5	
23:50	1140	50,68		T° agua 55°C
0:50	1200	50,78		Cambio de día
1:50	1260	50,78		
2:50	1320	51,00		
3:50	1380	51,17		T° agua 55°C
4:50	1440	51,37	17,5	
5:50	1500	51,45		
6:50	1560	51,52		
7:50	1620	51,60		
8:50	1680	51,62		
9:50	1740	51,77		
10:50	1800	51,79	17,5	
11:50	1860	51,80		
12:50	1920	51,76		
13:50	1980	51,76		
14:50	2040	51,78		
15:50	2100	51,80		
16:50	2160	51,83	17,5	T° agua 54°C
17:50	2220	51,83		
18:50	2280	51,85		
19:50	2340	51,85		
20:50	2400	51,87		
21:50	2460	51,87		
22:50	2520	51,87	17,5	
23:50	2580	51,87		
0:50	2640	51,87		Cambio de día
1:50	2700	51,88		
2:50	2760	51,88		
3:50	2820	51,88		T° agua 54°C
4:50	2880	51,88	17,5	Término Prueba

Tabla 3. Datos de prueba de bombeo a caudal variable realizada en el Pozo 3.

Hora	Tiempo en minutos	Nivel de agua [m]	Caudal [lt/s]	T[°C]
10:00	0	39,40	5,2	47,9
	10	38,81	5,2	48,0
	30	38,37	5,2	48,2
	40	40,30	5,2	48,2
	52	41,18	5,2	48,2
	75	41,00	5,2	48,2
11:30	90	41,14	5,2	48,2
	118	41,10	5,2	48,1
	136	41,20	5,2	48,1
12:35	155	71,75	14,5	48,3
	165	79,84	15,0	48,3
13:06	186	80,86	15,0	48,5
	198	81,30	15,0	48,5
	218	81,52	15,0	48,5
14:00	240	81,70	15,0	48,5
	255	82,04	15,0	48,5
	270	82,16	15,0	48,5
15:00	300	82,28	15,0	48,5
	330	82,48	15,0	48,5
16:00	360	82,75	15,0	48,5
	420	82,85	15,0	48,5
18:00	480	83,14	15,0	48,5
	540	83,30	15,0	48,5
20:00	600	83,44	15,0	48,5
	660	83,60	15,0	48,6
22:00	720	83,66	15,0	48,5
	780	83,63	15,0	48,6
0:00	840	83,88	15,0	48,0
2:00	960	84,13	15,0	48,5
4:00	1080	84,30	15,0	48,6
6:00	1200	84,40	15,0	48,6
8:00	1320	84,48	15,0	48,2
8:45	1365	84,35	15,0	48,4
9:00	1380	84,20	15,0	48,6

9:15	1395	83,70	15,0	48,6
9:30	1410	83,60	15,0	48,5
9:45	1425	83,70	15,0	48,5
10:00	1440	84,03	15,0	48,5
10:15	1455	84,14	15,0	48,5
10:30	1470	84,20	15,0	48,5
11:00	1500	84,40	15,0	48,5
11:30	1530	84,30	15,0	48,5
12:00	1560	84,45	15,0	48,4
12:30	1590	84,45	15,0	48,5
12:55	1615	84,55	15,0	48,6
13:55	1675	84,60	15,0	48,9
15:00	1740	38,50	2,0	45,6
15:25	1765	73,71	1,0	48,1
15:42	1782	73,84	13,0	48,4
16:10	1810	75,87	13,0	48,4
16:35	1835	75,93	13,0	48,5
17:00	1860	75,87	13,0	48,5
17:30	1890	75,94	13,0	48,5
18:00	1920	76,02	13,0	48,5
18:10	1930	87,42	14,4	48,5
19:10	1990	88,22	14,4	48,6
20:05	2045	88,86	14,4	48,7
21:00	2100	88,05	14,0	48,7
22:00	2160	88,08	14,0	48,7
23:00	2220	88,09	14,4	48,6
0:00	2280	89,56	14,0	48,7
2:00	2400	89,77	14,1	48,7
4:00	2520	89,95	14,3	48,9
6:00	2640	90,20	14,0	48,8
8:00	2760	90,10	14,4	48,7

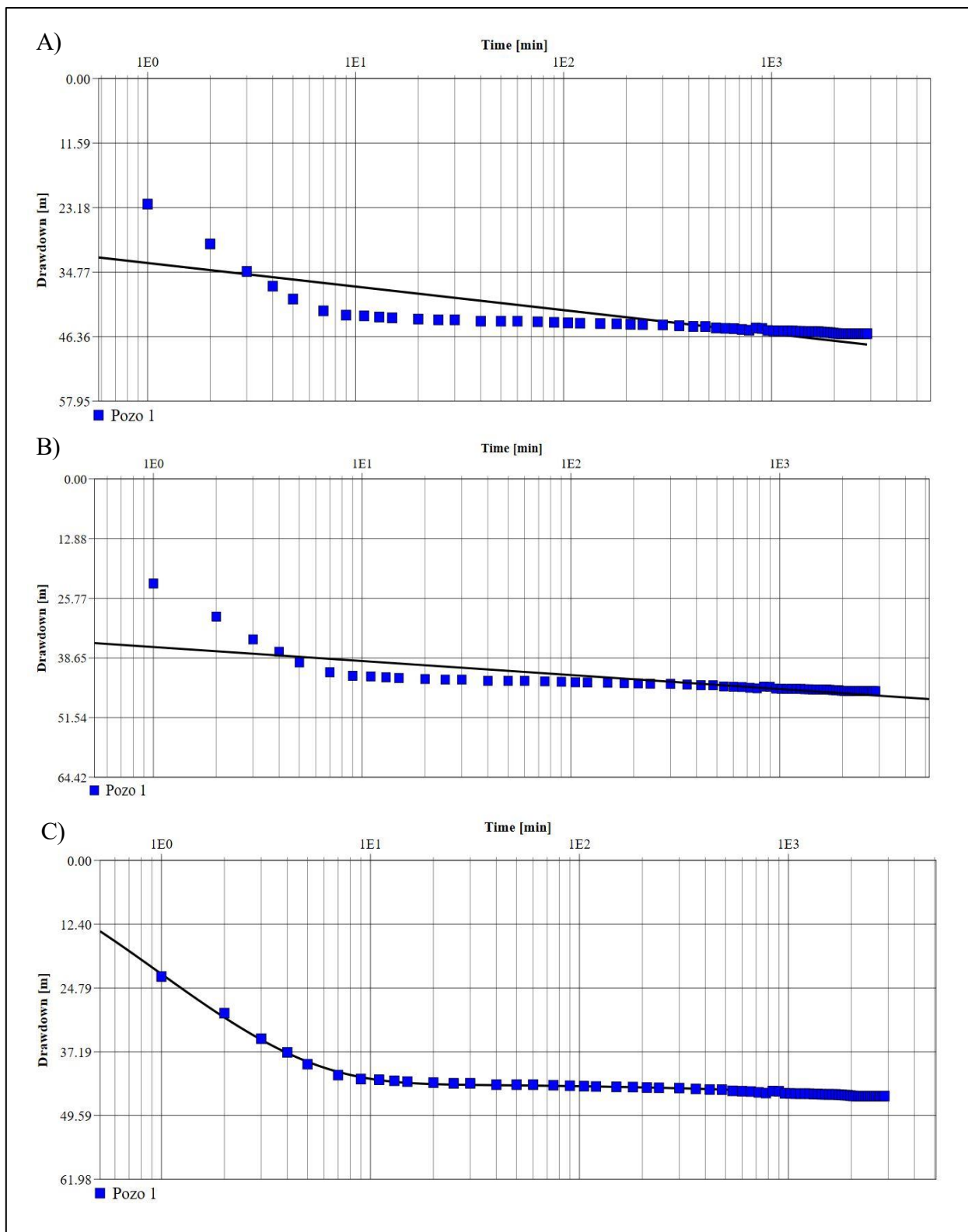


Figura 1. Gráficos semilogarítmicos del análisis de bombeo en el Pozo 1. Curva tiempo vs. nivel de abatimiento utilizando: A) el método de Theis (1935); B) el método de Cooper & Jacob (1946); C) el método de Fracture Flow (Moench, 1984).

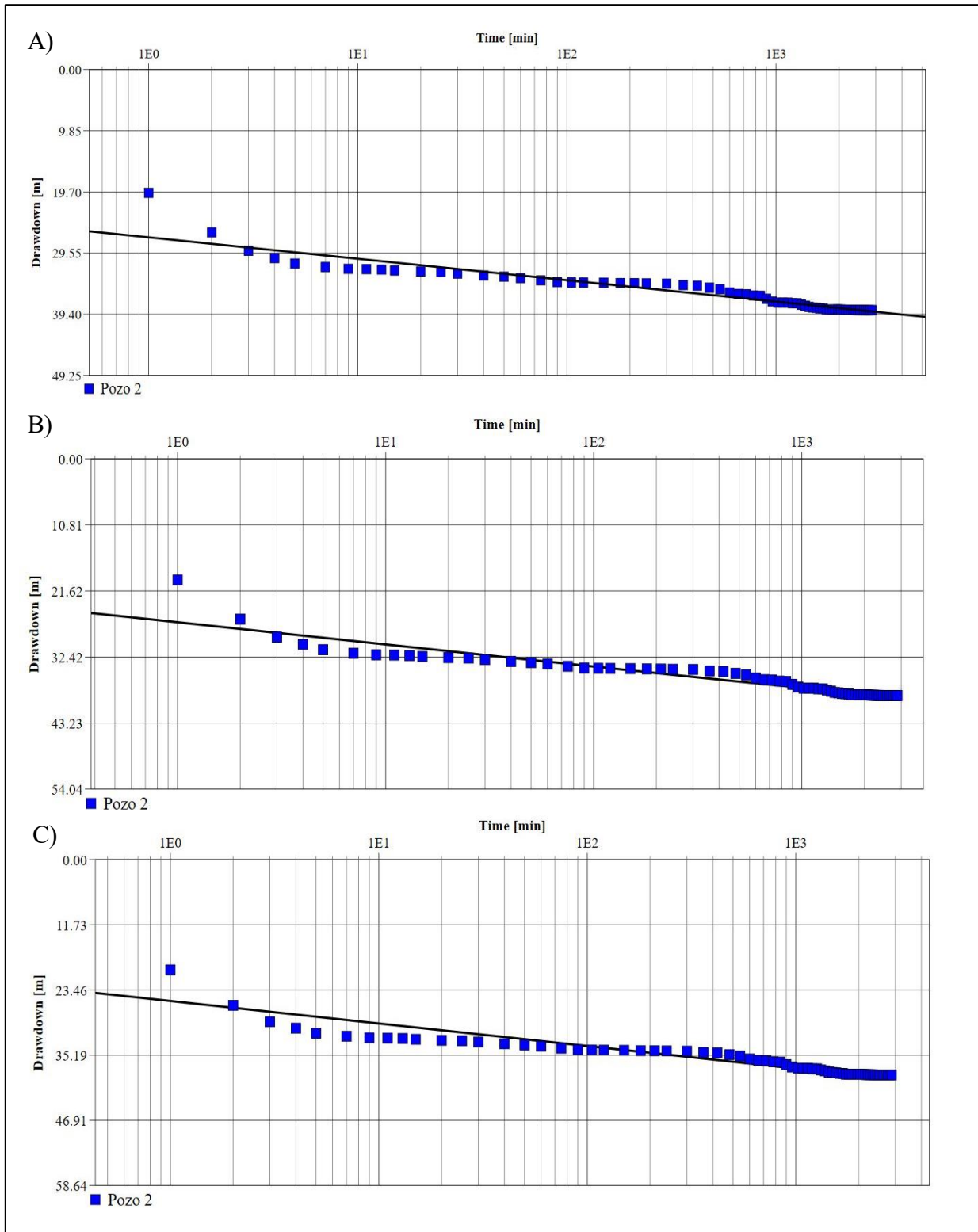


Figura 2. Gráficos semilogarítmicos del análisis de bombeo en el Pozo 2. Curva tiempo vs. nivel de abatimiento utilizando: A) el método de Cooper & Jacob (1946); B) el método de Hantush & Jacob (1955); C) el método de Fracture Flow (Moench, 1984).

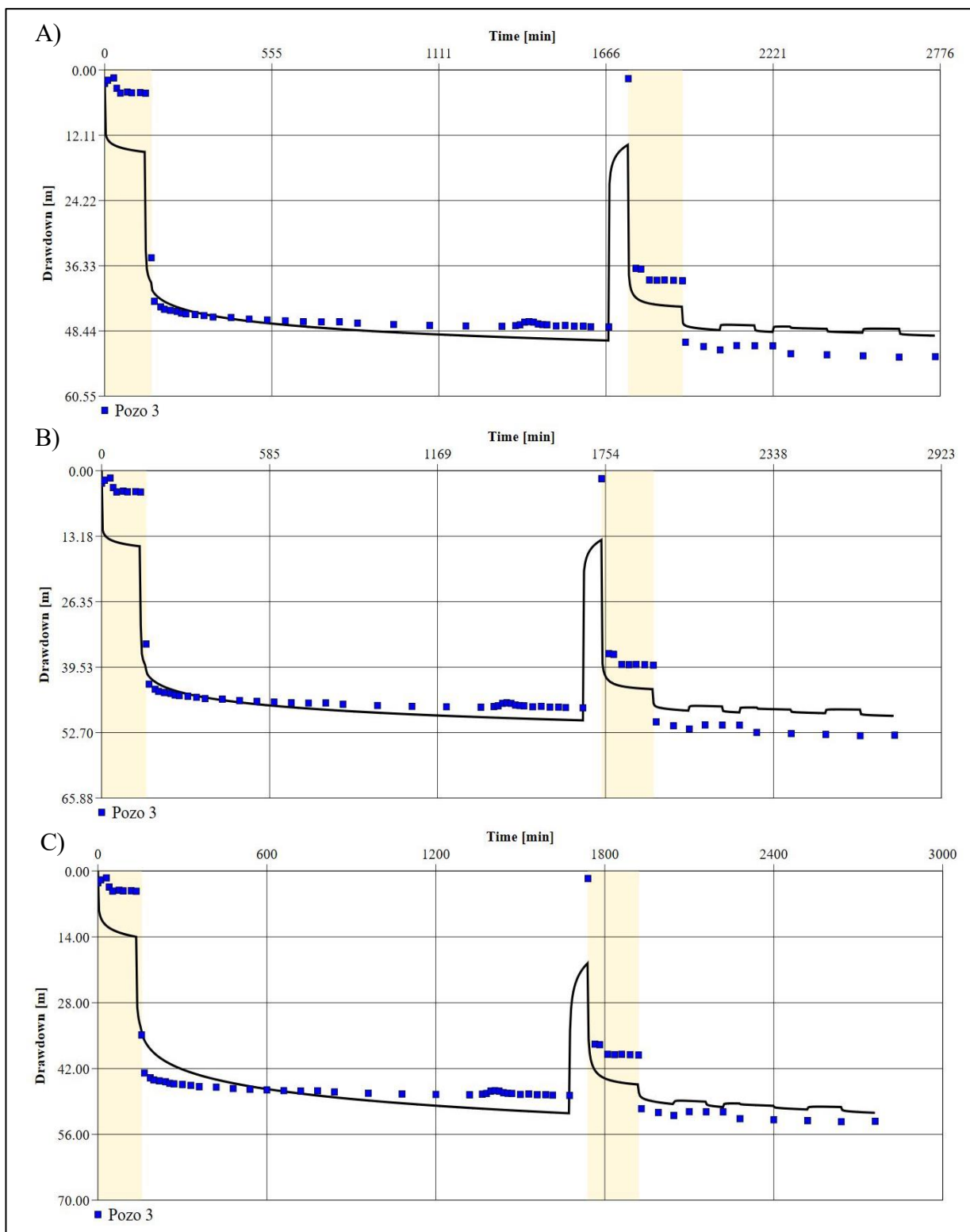


Figura 3. Gráficos del análisis de bombeo en el Pozo 3. Curva tiempo vs. nivel de abatimiento utilizando: A) el método de Theis (1935); B) el método de Hantush & Jacob (1955); C) el método de Double Porosity (Warren & Root, 1963). Las franjas amarillas indican los intervalos de datos excluidos para mejorar el ajuste de las curvas.

ANEXO 3: COORDENADAS Y DATOS HIDROQUÍMICOS

Tabla 1. Coordenadas UTM de las muestras hidroquímicas analizadas. Se incluye el nombre del punto de muestreo, el autor de la fuente y el código correspondiente a cada muestra.

Aguas termales					
Nombre	Autor	Código	Coordenadas (UTM)		
			Huso	Este (m)	Norte (m)
Ralún	Hauser (1997)	XEA-0041/ 257-1	18 G	723.773	5.417.778
Ralún	Hauser (1997)	XEA-0041/ 257-2	18 G	723.773	5.417.778
Ralún	Risacher <i>et al.</i> (2011)	X Región/Nº14	18 G	723.824	5.417.854
Ralún	Ruiz (2015)	MBA-087	18 G	723.574	5.417.562
Rollizos	Pérez (1999)	XEA1-0045	18 G	723.829	5.410.726
Rollizos	Pérez (1999)	XEA2-0045	18 G	723.829	5.410.726
Rollizos	Risacher <i>et al.</i> (2011)	X Región/Nº15	18 G	723.836	5.410.466
Rollizos	Ruiz (2015)	MBA-086	18 G	723.569	5.410.446
Rollizos	Ruiz (2015)	XBR-31	18 G	723.569	5.410.444
Aguas Superficiales					
Nombre	Autor	Código	Coordenadas (UTM)		
			Huso	Este (m)	Norte (m)
Río Petrohué	Ruiz (2015)	XBR-34	18 G	723.173	5.417.611
Estuario Reloncaví	Ruiz (2015)	XBR-11	18 G	718.249	5.385.433
Estuario Reloncaví	Ruiz (2015)	XBR-26	18 G	716.981	5.380.677

Tabla 2. Composición química de las muestras hidroquímicas analizadas, expresadas en mg/L. Se incluyen los valores de temperatura, pH, TDS y las concentraciones de los principales aniones y cationes seleccionados, según autor y código de muestra.

Aguas termales																
Nombre	Autor	Código	T [°C]	pH	TDS	HCO₃⁻	Cl⁻	Br⁻	SO₄²⁻	Na⁺	K⁺	Ca²⁺	Mg²⁺	Li⁺	B	CO₃
Ralún	Hauser (1997)	XEA-0041/ 257-1	55,00	6,89	2335,00	32,00	1235,00	–	183,00	570,00	22,00	260,00	2,00	0,20	3,50	0
Ralún	Hauser (1997)	XEA-0041/ 257-2	17-28	5,80	3398,00	7,30	1800,00	–	259,00	860,00	35,00	365,00	2,00	0,27	5,00	0
Ralún	Risacher <i>et al.</i> (2011)	X Región/Nº14	43,00	7,02	2940,00	18,67	1542,08	5,52	212,29	719,59	28,74	333,47	1,90	0,24	4,21	0
Ralún	Ruiz (2015)	MBA-087	40,10	7,25	2798,00	27,80	1524,66	–	216,99	740,04	22,52	270,00	2,00	0,20	4,30	0
Rollizos	Pérez (1999)	XEA1-0045	35,00	6,45	3266,00	37,00	1865,00	–	132,00	630,00	9,60	574,00	2,70	0,08	0,60	0
Rollizos	Pérez (1999)	XEA2-0045	23,00	7,75	1096,00	85,00	583,00	–	43,00	195,00	4,70	192,00	2,40	0,12	0,20	0
Rollizos	Risacher <i>et al.</i> (2011)	X Región/Nº15	28,30	7,65	1291,00	79,94	673,55	2,24	44,86	234,50	5,36	211,22	2,21	0,02	0,24	0
Rollizos	Ruiz (2015)	MBA-086	29,70	7,82	1316,00	79,01	751,83	–	48,40	265,01	4,85	205,00	1,90	0,05	0,08	0
Rollizos	Ruiz (2015)	XBR-31	28,40	8,04	1106,00	76,00	612,00	2,24	41,00	223,00	5,10	187,00	0,10	0,04	0,06	0
Aguas superficiales																
Nombre	Autor	Código	T [°C]	pH	TDS	HCO₃⁻	Cl⁻	Br⁻	SO₄²⁻	Na⁺	K⁺	Ca²⁺	Mg²⁺	Li⁺	B	CO₃
Río Petrohué	Ruiz (2015)	XBR-34	15,40	7,34	34,00	25,00	3,20	0,03	4,40	5,70	0,50	7,90	0,30	0,02	0,06	0
Estuario Reloncaví	Ruiz (2015)	XBR-11	15,30	7,86	14798,00	69,00	7920,00	29,50	1156,00	5010,00	183,00	217,00	278,00	0,02	1,14	0
Estuario Reloncaví	Ruiz (2015)	XBR-26	19,10	7,60	4883,00	4,00	2780,00	0,72	394,00	1420,00	42,00	49,00	177,00	0,03	0,31	20