



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
GEOLOGÍA

**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

Natalie Aracelly Fuentealba Torres

Profesor Guía: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado.

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

Profesor Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda.

Concepción, 2024

“Todos los finales son aparentes”

-Pablo Salas.

AGRADECIMIENTOS

En primera instancia quiero agradecer a la empresa consultora Georesource Ltda., especialmente a Pablo Alarcón, quien me dio la gran oportunidad de realizar este trabajo, y me acompañó y ayudó con compromiso y entusiasmo en este proceso de aprendizaje y desarrollo profesional. A Andrés Stuardo por su disposición, paciencia y gran colaboración en terreno y en el procesamiento de datos. También agradecer al proyecto FONDECYT iniciación 11220777 dirigido por el Dr. Daniele Tardani, el que financió la estadía durante los días de terreno, donde Camila Poblete fue un gran apoyo como guía, agradezco el tiempo y la calidez que me brindó durante todo este proceso.

Agradecer a la profesora Fernanda Álvarez por su apoyo para que esta memoria fuera posible, y también por el tiempo dedicado, la paciencia y el cariño para que todo saliera bien. Al profesor Joaquín Cortes por formar parte de mi comisión, y a Lorenzo Manosalva por su gran labor en terreno.

A Daniel Riquelme por su amabilidad y por permitirnos realizar los estudios en las termas de Hipólito Muñoz y a Pedro Silva por autorizarnos a acceder a su propiedad para tomar muestras de agua.

Finalmente agradecer a mi Familia, a mis padres Danitza Torres y Omar Fuentealba, y a mis hermanos, Vicente y Diego, por darme su apoyo incondicional, su amor y creer en mí. A mis amigos, Fernanda Pérez, Ignacia Mellado, Javiera Araya, Diego Palma y Joaquín Espinoza, por recorrer juntos este camino, por los buenos momentos, por su amistad, su amor, y por siempre estar. Y a mi pololo Nicolás Álvarez por su amor, paciencia y por escucharme y alentarme a superar cada obstáculo. Fueron un gran apoyo estos años e hicieron el paso por la universidad una linda experiencia.

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Objetivos.....	2
1.1.1	Objetivo general	2
1.1.2	Objetivos específicos	2
1.2	Ubicación y accesos	3
1.3	Clima.....	4
2.	MARCO GEOLÓGICO	5
2.1	Marco geológico regional	5
2.2	Marco geológico local	8
2.3	Marco tectónico	11
2.4	Hidrología e hidrogeología	16
3.	MARCO TEÓRICO	18
3.1	Magnetotelúrica	18
3.1.1	Resistividad y conductividad eléctrica en la superficie terrestre.....	19
3.1.2	Profundidad de penetración (skin Depth)	20
3.2	Trabajos previos	21
3.3	Propiedades fisicoquímicas de las aguas termales	25
4.	METODOLOGÍA	27
4.1	Etapa pre-terreno.....	27
4.2	Etapa de terreno	28
4.2.1	Reconocimiento geológico	28
4.2.2	Medición de parámetros fisicoquímicos.....	29
4.2.3	Medición magnetotelúrica	30

4.3	Procesamiento de datos	33
5.	RESULTADOS	35
5.1	Reconocimiento Geológico	35
5.2	Parámetros Fisicoquímicos.....	39
5.3	Magnetotelúrica	43
5.3.1	Strike Geoelectrico	44
5.3.2	Tensor de fase y tipper	45
5.3.3	Inversión 2D	49
6.	DISCUSIÓN.....	56
6.1	Reconocimiento geológico.....	56
6.2	Parámetros fisicoquímicos	56
6.3	Magnetotelúrica	58
7.	CONCLUSIÓN	65
	REFERENCIAS	67

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de Ubicación del área de estudio.	3
Figura 2.1 Mapa geológico región de Los Ríos, Chile. Extraído de Lemus et al. (2015).....	6
Figura 2.2 Cuadro cronoestratigráfico de las unidades geológicas de la Cordillera Principal en la región de los Ríos (Modificado de Lemus et al. (2015))	7
Figura 2.3 Mapa geológico local. Extraído de Daniele et al. (2020)	11
Figura 2.4 Mapa esquemático de segmentos volcánicos activos actuales. Extraído de Lemus et al. (2015).	13
Figura 2.5 Mapa de dominio estructural de la ZVS.	15
Figura 2.6 Modelo conceptual de la cuenca del río Valdivia. Extraído de von Igel Grisar (2012)	16
Figura 2.7 Mapa de unidades hidrogeológicas en la zona de estudio (Lemus et al., 2015). .	17
Figura 3.1 Resistividad eléctrica de las rocas y otros materiales comunes en la Tierra. Extraído de Simpson & Bahr (2005)..	20
Figura 3.2. a) Mapa de ubicación de puntos de medición MT en el estudio de Pavez et al. (2020).....	22
Figura 3.3 Ubicación de los perfiles realizados en las termas de Hipólito Muñoz por Pérez-Estay et al. (2022).	23
Figura 3.4 Interpretación geológica de perfiles ERT obtenidos por Pérez-Estay (2022).....	24
Figura 4.1 Zonas planificadas para medición MT en terreno.	28
Figura 4.2 Proceso de medición de parámetros fisicoquímicos de agua termal con equipo multiparámetro HANNA HI98194	29
Figura 4.3 Equipo e instalación para mediciones MT.....	32
Figura 4.4. Ubicación de estaciones MT.....	33
Figura 4.5 Estaciones MT con sus coordenadas, y el detalle de las frecuencias y tiempos de medición para cada una de estas.	33
Figura 4.6 Modelo de inversión 2D con MT (Extraído de material proporcionado por Geo Resource Ltda. “Procesamiento de datos magnetotelúricos”).....	34
Figura 5.1 Puntos recorridos en la etapa de reconocimiento geológico.....	35

Figura 5.2 Litologías metamórficas al W del área de estudio.	36
Figura 5.3 Unidad intrusiva entre los puntos RP7 y RP6, con remanentes de la unidad metamórfica.	37
Figura 5.4 Depósitos coluviales junto al río Rañintulelfu, correspondientes a unidad metamórfica.	38
Figura 5.5 Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Lara & Moreno (2004) ..	39
Figura 5.6 Ubicación de puntos de toma de muestra de agua.	40
Figura 5.7 Lugar de extracción de muestras NMP1 (a) y NMP5 (b).	41
Figura 5.8. Lugar de extracción de muestras NMP3 (a) y NMP4 (b).	42
Figura 5.9 Mapa de ubicación de estaciones y perfiles MT.	43
Figura 5.10. Diagrama de <i>Rose</i> para los distintos strikes geoelectrónicos.	44
Figura 5.11 Tensor de fase y flechas de inducción para todas las estaciones en función del periodo.	47
Figura 5.12. Tensor de fase y flechas de inducción para periodo de 0.1s, 0.09s y 0.076s.	49
Figura 5.13. Perfil 1 generado a partir de las estaciones NP1-NC1-NP2.	51
Figura 5.14 Perfil 2 generado a partir de las estaciones NP1-NC2-NP3.	53
Figura 5.15 Perfil 3 generado a partir de las estaciones NC2-NC1-NP2.	55
Figura 6.1 Gráficos de dispersión generados a partir de parámetros fisicoquímicos de afloramientos termales pertenecientes a los sistemas de falla LOFS y ATFS, obtenidos de Wrage et al. (2017), Sánchez et al. (2013), Daniele et al. (2020), Espinoza (2017), Held et al.(2016) y Lemus et al. (2015), y de los parámetros fisicoquímicos obtenidos en las termas de Hipólito Muñoz en este estudio.	58
Figura 6.2. Perfil 1 generado a partir de las estaciones NP1-NC1-NP2.	61
Figura 6.3. Perfil 2 generado a partir de las estaciones NP1-NC2-NP3.	62
Figura 6.4 Perfil 3 generado a partir de las estaciones NC2-NC1-NP2.	63
Figura 6.5 Modelo esquemático de las vías de ascenso de fluidos termales en Hipólito Muñoz. Modificado de Daniele et al. (2020).	64

INDICE DE TABLAS

Tabla 3-1 Parámetros fisicoquímicos en termas Hipólito Muñoz. Extraído de (Daniele et al. (2020) y Lemus et al. (2015).....	26
Tabla 5-1 Parámetros fisicoquímicos de las aguas termales muestreadas.....	42

INDICE DE ANEXOS

ANEXOS	71
A.1 Reconocimiento geológico	71
A.1.1 Afloramientos y cobertura sedimentaria para puntos RP4 (a) y RP9 (b).	71
A.2 Parámetros fisicoquímicos	72
A.2.1 Ubicación de muestras de agua medidas.....	72
A.2.2 Parámetros fisicoquímicos de otros autores para LOFS (a) y ATFS(b).....	72
A.3 Magnetotelúrica.....	73
A.3.1 Ecuaciones de Maxwell	73
A.3.2 Strike geoelectrico para frecuencias que no fueron concluyentes.....	74
A.3.3 Perfil 1 antes de la rotación del tensor de impedancia.....	75
A.3.4 Modelamiento forward (a) y curvas de resistividad aparente y fase (b).	76

RESUMEN

La Zona Volcánica Sur se destaca por numerosos centros volcánicos activos y sistemas geotermales, influenciados por el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (LOFS) y el sistema de fallas Transversales al Arco (ATFS). Dentro de este ambiente geológico se sitúa el sistema geotermal Hipólito Muñoz, 6 km al SE de la localidad de Liquiñe, Región de los Ríos. Dónde el contexto estructural y la dinámica de ascenso de fluidos son poco comprendidos, estos procesos son importantes al momento de estudiar la recuperación de energía geotérmica, génesis de depósitos minerales o almacenamiento de agua subterránea. Para lograr caracterizar las vías de ascenso de fluidos termales en Hipólito Muñoz, y su relación con los principales sistemas de control estructural, se realizó el análisis de parámetros fisicoquímicos del agua termal, y la medición de estaciones magnetotelúricas en conjunto al reconocimiento de la geología del área de estudio. Donde se obtuvieron diagramas de dispersión que comparan parámetros fisicoquímicos de las muestras obtenidas, con muestras previamente definidas como provenientes de LOFS o ATFS. Además, como resultado del procesamiento MT, se obtuvieron parámetros como strike geoelectrico, tensor de fase y tipper, con los que se caracteriza la dimensionalidad del medio, además de tres perfiles de inversión 2D que muestran las resistividades del subsuelo hasta los 3 Km aprox. Como resultados, se observa una tendencia de las aguas termales como origen en ATFS, y se distinguen zonas altamente conductivas por debajo de roca cristalina, desde los 600 m de profundidad hasta al menos los 3200 m, además de un aumento de la conductividad hacia el W-SW del área de estudio. Se propone que la zona conductiva corresponde a una unidad metamórfica altamente fracturada por donde ascienden los fluidos, y que el aumento de la conductividad hacia el W-SW podría deberse a la presencia de un conjunto de trazas de LOFS en esta misma dirección. Se recomienda más mediciones MT en zonas más alejadas hacia el sur y al oeste del área de estudio, para lograr comprender desde una perspectiva más amplia la dinámica de ascenso de fluidos.

1. INTRODUCCIÓN

El sistema geotermal de Hipólito Muñoz forma parte de la Zona Volcánica Sur (ZVS), donde un gran número de sistemas termales están controlados estructuralmente por dos sistemas de fallas principales, el sistema de fallas paralelos al arco Liquiñe-Ofqui (LOFS) y el sistema de fallas transversales al arco (ATFS) (Daniele et al., 2020).

En estudios previos se determinó que ambos sistemas de fallas controlan de diferentes formas los sistemas geotermales. LOFS tiene un comportamiento dextral orientado NS de 1000 km de extensión aproximadamente, con fallas secundarias orientadas al NE que acomodan la deformación de la subducción oblicua en la región del arco (Hervé, 1976) y posee una geometría sub-vertical, lo que provoca una alta permeabilidad y promover el ascenso de magma y fluidos verticalmente (Tardani et al., 2016). Mientras que ATFS comprende una serie de fallas sinistral-inversas orientadas al NW, de hasta 300 km de largo y manteos principalmente hacia el N, relacionadas con una debilidad de la corteza resultante de fallas pre-Andinas y sus estructuras promueven una permeabilidad horizontal de los fluidos (Sánchez et al., 2013). A raíz de las características estructurales distintas, ambos sistemas de fallas afectan de manera diferente las propiedades fisicoquímicas de los fluidos geotermales, en características como pH, temperatura, sólidos totales disueltos o conductividad eléctrica, esto debido a los distintos mecanismos por los que los fluidos ascienden a la superficie. (ej. Sánchez et al., 2013).

La resistividad eléctrica de las rocas es una propiedad que nos brinda información relevante al momento de estudiar sistemas geotermales, ya que tiene directa relación con la permeabilidad, porosidad, presencia de fluidos, competencia de la roca caja, zonas de alteración y/o presencia de mineralización. En general, las bajas resistividades están asociadas a fracturas y zonas de alteración, mientras que una alta resistividad sugiere un medio más competente, por el que difícilmente pueden transitar fluidos (Pavez et al., 2020). Con el método geofísico magnetotelúrico (MT), es factible medir las resistividades de las distintas litologías y su variación en profundidad. Estos datos permiten generar un perfil de resistividad

eléctrica en un área específica, en donde es posible visualizar el comportamiento de las estructuras que rigen el sistema geotermal y sus reservorios, tal como se realizó en trabajos de Baars et al.(2006), Barcelona et al. (2013), Conde Serra (2019) y Pavez et al. (2020).

Hasta el momento existen pocos estudios geofísicos que caractericen en detalle los sistemas geotermales de la ZVS, así como tampoco existe en el sistema geotermal Hipólito Muñoz para profundidades mayores a 50m. El objetivo de este estudio es aportar a la comprensión más detallada de los rasgos estructurales y parámetros fisicoquímicos del sistema termal Hipólito Muñoz para lograr un entendimiento del sistema a nivel local, esta información es fundamental al momento de estudiar la recuperación de energía geotérmica, génesis de depósitos minerales o almacenamiento subterráneo de agua.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Caracterizar las vías preferenciales de los fluidos termales del sistema geotermal Hipólito Muñoz a escala local, y establecer la relación con los principales sistemas de control estructural de la zona.

1.1.2 Objetivos específicos

- Caracterizar estructuralmente las vías preferentes para la circulación de fluidos del sistema geotermal Hipólito Muñoz.
- Determinar las propiedades fisicoquímicas de los fluidos provenientes de este sistema geotermal y de cursos de agua superficiales presentes en el área de estudio.
- Establecer un modelo conceptual que explique la circulación y propiedades fisicoquímicas de fluidos y su relación con los sistemas de control estructural.

1.2 Ubicación y accesos

El área de estudio está ubicada en la zona sur de Chile, en la región de los Ríos, al sur de la cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Las termas de Hipólito Muñoz se encuentran en el valle del río Rañintulelfu, dentro de la Cordillera Principal, 6 Km al SE del pueblo de Liquiñe.

Para acceder a esta zona desde la ciudad de Villarrica, ubicada en la región de la Araucanía, se debe tomar la ruta S-95-T en la salida sur de la ciudad, pasando por el pueblo de Lican Ray y bordeando el lago Calafquén hasta llegar el pueblo de Coñaripe, que se encuentra en la región de Los Ríos, luego en la intersección de la ruta CH-201 que se encuentra en la salida sur del pueblo, virar en dirección este hacia el pueblo de Liquiñe. Desde este punto la ruta CH-201 cambia a ripio y se debe recorrer 7.6 km hasta llegar a las termas de Hipólito Muñoz.

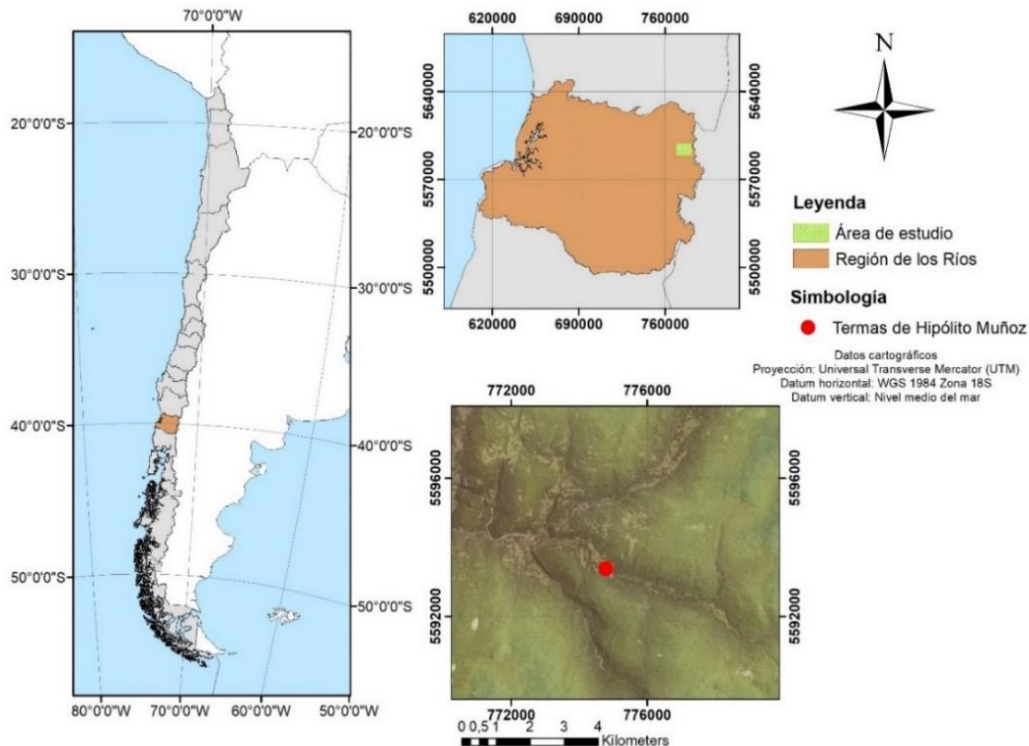


Figura 1.1 Mapa de Ubicación del área de estudio.

1.3 Clima

El clima de la Región de los Ríos se caracteriza por ser templado lluvioso, con una distribución constante de precipitaciones a lo largo de todo el año. Sin embargo, las condiciones climáticas varían debido a la influencia del relieve. En particular, la presencia de la Cordillera de la Costa y de los Andes genera diferencias significativas en las cantidades de lluvia.

En las zonas ubicadas al oeste de estos macizos montañosos (la Cordillera de la Costa y los Andes), se registran las precipitaciones más abundantes. A medida que nos desplazamos hacia el este, en la depresión intermedia, las precipitaciones tienden a disminuir. Esta tendencia cambia nuevamente en la zona sur, especialmente en el sector de Chiloé continental. Aquí, la influencia de las masas de aire se ve levemente atenuada por los últimos vestigios de la Cordillera de la Costa, aunque no llega a causar cambios significativos en las precipitaciones (*Clima y vegetación Región de los Ríos*, [Clima y vegetación Región de los Ríos — \(bcn.cl\)](#)).

2. MARCO GEOLÓGICO

Este capítulo presenta una recopilación bibliográfica de la geología del área de estudio tanto a nivel regional como local, y también de los rasgos geotectónicos que controlan el sistema geotermal Hipólito Muñoz, con el fin de contextualizar y comprender de mejor manera el área de estudio.

2.1 Marco geológico regional

El área de estudio se encuentra dentro de la Zona Volcánica Sur Central (ZVSC), que está comprendida entre los 37°-41,5°S (López-Escobar et al., 1995). Esta zona está segmentada en tres grandes unidades morfoestructurales, que son, la Cordillera de la Costa (CC), Depresión central (DC) y la Cordillera Principal (CP) (Melnick & Echtler, 2006). La Cordillera de la Costa se conforma en su mayoría por el Complejo metamórfico Bahía Mansa compuesto principalmente por esquistos pelíticos, máficos y anfibolíticos. La Depresión Central está conformada por depósitos sedimentarios Oligo-Miocenos, depósitos glaciares y volcanosedimentarios Pleistocenos. Y la Cordillera Principal que se compone por depósitos volcanosedimentarios Oligo-Miocenos, rocas intrusivas asociadas al Batolito Norpatagónico (BNP) de edades Jurásicas a Miocenas y a depósitos volcánicos recientes (Lemus et al., 2015). “En esta zona el volcanismo posglacial ha sido continuo e intenso, y ha originado numerosos estratovolcanes compuestos (EV) y cientos de centros eruptivos menores (CEM)” (López-Escobar et al., 1995).

En particular, el área de estudio se ubica dentro de la Cordillera Principal, en donde según los estudios y la recopilación bibliográfica de Lara & Moreno (2004), Las litologías más antiguas de la zona son de edad Paleozoica, correspondientes a unidades metamórficas dispuestas aproximadamente NS, en donde sus dataciones indican edades de metamorfismo entre los 322-+3,6Ma a 112+-3Ma, asociando esta última a la intrusión de granitoides en el cretácico (fig. 2.1).

La zona también se caracteriza por la presencia y gran extensión areal del Batolito Norpatagónico (BNP), el cual conforma al basamento de la Cordillera Principal y sobre él se depositan las unidades volcano-sedimentarias Mesozoicas y volcánicas Plio-Holocenas (Lemus et al., 2015). El BNP se conforma por intrusivos con disposición NS, de composiciones félsicas a intermedias, principalmente tonalitas, granitos y granodioritas, y en menor medida composiciones máficas como hornblenditas (fig. 2.1). Las edades asignadas a estas unidades son principalmente usando métodos de K-Ar o Ar-Ar y comprende edades Jurásicas a Miocenas (Lara-Moreno, 2004).

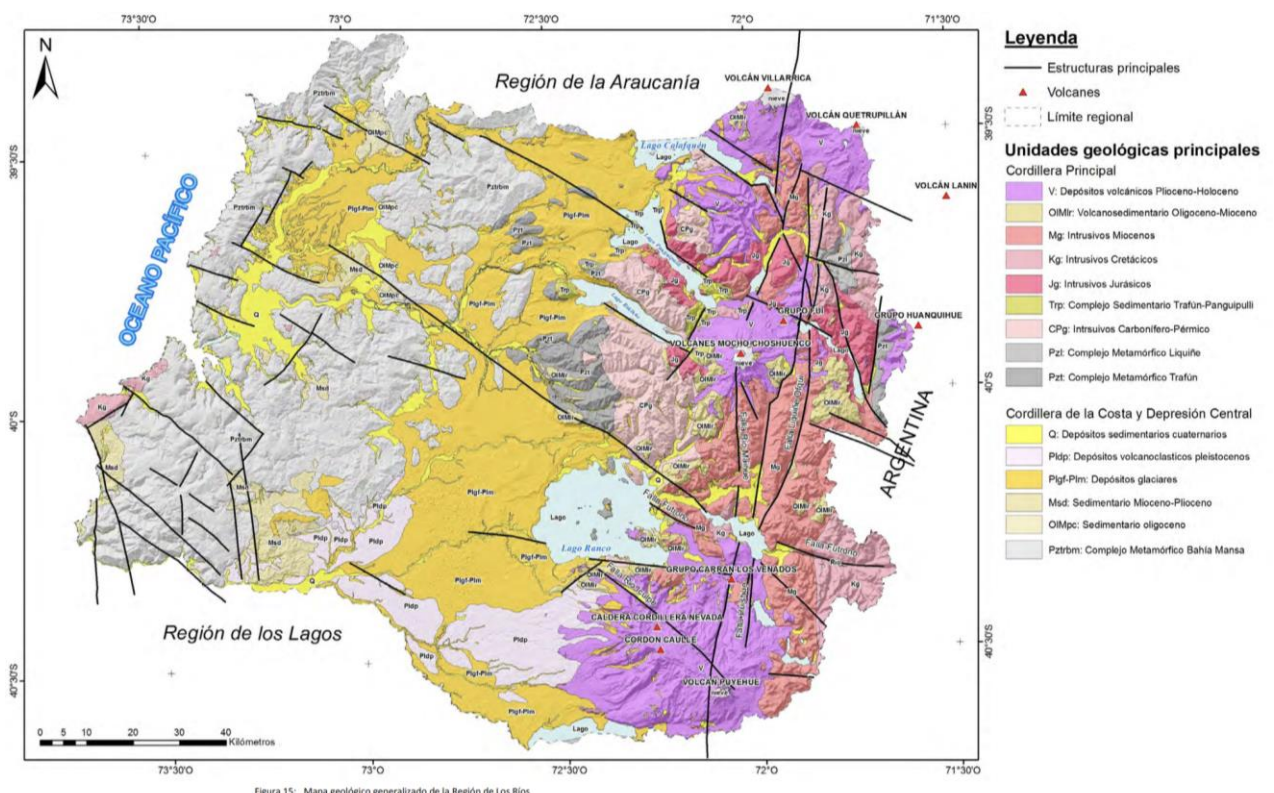


Figura 2.1 Mapa geológico región de Los Ríos, Chile. Extraído de Lemus et al. (2015)

En la zona hay una marcada diferencia entre las unidades volcánicas, desde edades Cretácicas a Pliocenas, afloran casi únicamente litologías volcanoclasticas compuestas de tobas líticas y cristalinas, brechas, brechas tobáceas polimícticas y areniscas tobáceas, y de manera subordinada unidades volcano-sedimentarias como lavas andesíticas (fig. 2.2). Por otro lado, desde el Plioceno Superior al Cuaternario la zona se caracteriza por la presencia de

remanentes de centros volcánicos erodados y también parte de los estratovolcanes más activos de la zona (volcanes Villarrica, Quetrupillán, Lanín, Mocho-Choshuenco), junto a algunos conos monogénicos posglaciales (Llizán, Fui y Chanchán) y conos piroclásticos parásitos. Composicionalmente los productos volcánicos son principalmente basálticos y andesíticos, y subordinadamente dacíticos (Lemus et al., 2015)..

Intercalados con estas secuencias encontramos depósitos piroclásticos de caída y flujo, ignimbritas, y brechas y conglomerados de origen lahárico y fluvioglaciario. Abarcando una pequeña parte del área encontramos depósitos Holocenos de origen morrénicos diamicticos, depósitos laháricos, depósitos lacustres de arenas finas y depósitos de remociones en masa tamaño bloque (Lara-Moreno, 2004).

CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO UNIDADES DE LA CORDILLERA PRINCIPAL

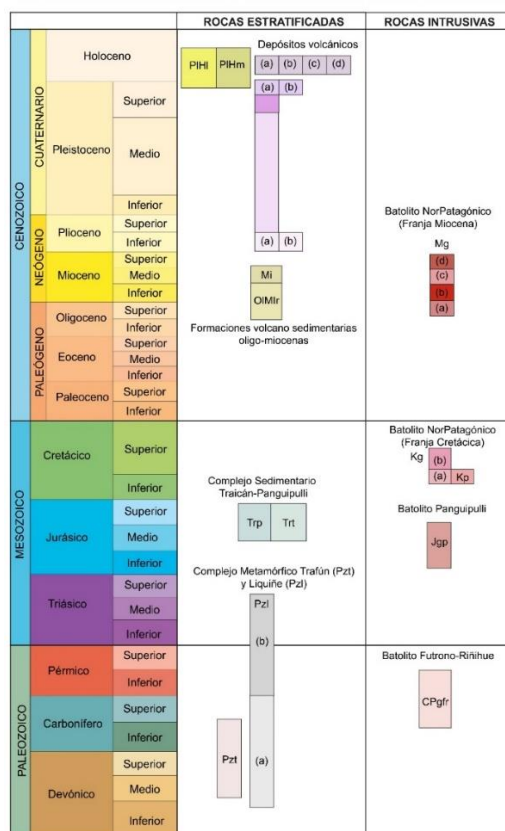


Figura 2.2 Cuadro cronoestratigráfico de las unidades geológicas de la Cordillera Principal en la región de los Ríos (Modificado de Lemus et al. (2015))

2.2 Marco geológico local

El marco geológico local se describe a partir de la carta geológica del sector Liquiñe-Neltume realizada por Moreno & Lara (2004).

COMPLEJO METAMÓRFICO LIQUIÑE Pz1 (¿Paleozoico? -Triásico)

Las unidades del complejo metamórfico Liquiñe aflora en la zona N y S del valle del río Rañintulelfu, ocupando gran parte del área en este estudio (definida en la figura 1.1), siendo intruidas por unidades de los granitoides Paimún, como se puede observar en la figura 2.2. Este complejo, corresponde a un conjunto de rocas metamórficas polideformadas, conformado por gneises de grano medio a grueso y esquistos cuarzo micáceos que poseen porfidoblastos de sillimanita, andalucita y granate. Además de forma subordinada, se reconocen esquistos anfibolíticos y milonitas de cuarzo, feldespato y micas. Este complejo metamórfico aflora como un *roof-pendant* en granitoides cretácicos y miocenos al este de la Falla Liquiñe-Ofqui, en los valles de los ríos Liquiñe, Llizán y Carranco.

Los gneises y esquistos presentan deformación polifásica que involucra hasta cuatro eventos diferentes. El primer evento se le asocia foliación (S1) y pliegues isoclinales. La segunda etapa implica una foliación penetrativa (S2) y pliegues isoclinales. La tercera etapa se manifiesta como un clivaje de crenulación (S3), y la cuarta etapa se identifica en un dominio de milonitas de grano medio a fino. Las milonitas se disponen en una franja con orientación N-S en el límite occidental del complejo metamórfico. La foliación principal presenta una orientación N-S y una lineación mineral con leve buzamiento hacia el N. Además, se observan cintas de cuarzo alargadas que indican un proceso de cizallamiento sinistral-inverso.

Para la foliación principal se han obtenido edades de meseta de 112 ± 3 y 104 ± 1 Ma con método Ar-Ar en biotitas de los gneises y esquistos cuarzo micáceos. A su vez, (Cembrano et al., 2000) reporta una edad de meseta de 100 ± 2 Ma con el método Ar-Ar en hornblenda perteneciente a un dique que corta la franja milonítica. Estos antecedentes muestran que la

esquistosidad principal y el desarrollo de la franja milonítica, podrían estar asociados con el emplazamiento de los granitoides cretácicos. Por otra parte, la edad del protolito es más difícil de restringir.

GRANITOIDES PAIMÚN Kg (135-74 Ma)

Estas unidades afloran en el extremo N y S del valle del río Rañintulelfu, cercano a la falla Liquiñe-Ofqui, intruyendo a las unidades de Pzl (figura 2.2). Se define como un conjunto de intrusivos, tonalitas y granodioritas con gabros y granitos subordinados, que se dividen en tres miembros; Kg(a), Kg(b) y Kg(c). Forman una franja de orientación N-S, expuesta generalmente al este de la Falla Liquiñe-Ofqui desde la ribera N del lago Pirihueico hasta los 38°S (fig. 2.3).

Tonalitas, dioritas cuarcíferas y granodioritas Kg(a):

Este miembro aflora en la parte SW del área de estudio, intruyendo a los gneises del Complejo Metamórfico Liquiñe (Pzl). Se conforma por tonalitas de anfíbola y biotita, que en general son isótropas o presentan foliación magmática débil subhorizontal en los cristales de anfíbola. Localmente, la foliación magmática grada a un bandeamiento centimétrico generado por agregados máfico-félsicos, los que están asociados espacialmente con enclaves máficos elongados.

En las tonalitas que afloran en el río Carranco, se han determinado edades de 103 ± 3 y 102 ± 3 Ma en biotita y 113 ± 4 Ma en anfíbola con el método K-Ar, y edades de $107,5\pm 1,7$ Ma en cristales de biotita con el método Ar-Ar. Trazas de fisión en apatito indican $3,5\pm 0,8$ Ma para esas mismas rocas (Gräfe et al., 2002). En las tonalitas del paso Carirriñe, se ha obtenido edades de 74 ± 2 Ma en biotita y 135 ± 4 Ma en anfíbola con el método K-Ar, además una edad de trazas de fisión en apatito de $1,2\pm 0,4$ Ma (Gräfe et al., 2002).

Gabroides Kg(b)

Esta unidad se encuentra en el extremo suroeste de la zona de estudio, en contacto con la unidad Kg(a), también se reconocen en los valles de los ríos Carranco, Pichicarranco y Lizán, donde afloran como megaenclaves en granodioritas y tonalitas. Se compone por Hornblenditas, formadas por cúmulos de hornblenda y plagioclasa, de grano grueso y con alteración parcial de clorita y prehnita. En las hornblenditas del río Carranco se ha obtenido una edad de 108 ± 5 Ma con el método K-Ar en anfíbola.

Granitos Kg(c)

Esta unidad aflora en la parte N del valle del río Rañintulefu en forma de enclave en el complejo metamórfico Liquiñe (Pzl), con una superficie menor a 1 Km^2 . Se conforma por granito de biotita, de grano medio a grueso, isótropo y con cloritización de las micas. La edad es desconocida, posiblemente cretácica.

DEPÓSITOS COLUVIALES Hc (Holoceno)

Los depósitos coluviales se encuentran en la llanura del río Rañintulefu. Se conforma por depósitos monomícticos de bloques con matriz de limo escasa o ausente. Se manifiestan en abanicos coalescentes de pendiente superior a 30° o en al pie de las quebradas más amplias.

DEPÓSITOS FLUVIALES Hf (Holoceno)

Estos depósitos se encuentran en el extremo oeste del área de estudio, justo donde confluyen los ríos, Changlil, Rañintulefu y Carranco. Se conforman por depósitos de arena y grava, con laminación centimétrica, y forman las terrazas laterales en los valles o constituyen el fondo de cauces actuales. Incluye estratos gravosos de depositación fluvial con imbricación de clastos y bancos de arena fina de planicies de inundación, junto a depósitos de material volcánico retrabajado. Además, posee depósitos fluvioglaciares incorporados a los cursos fluviales activos.

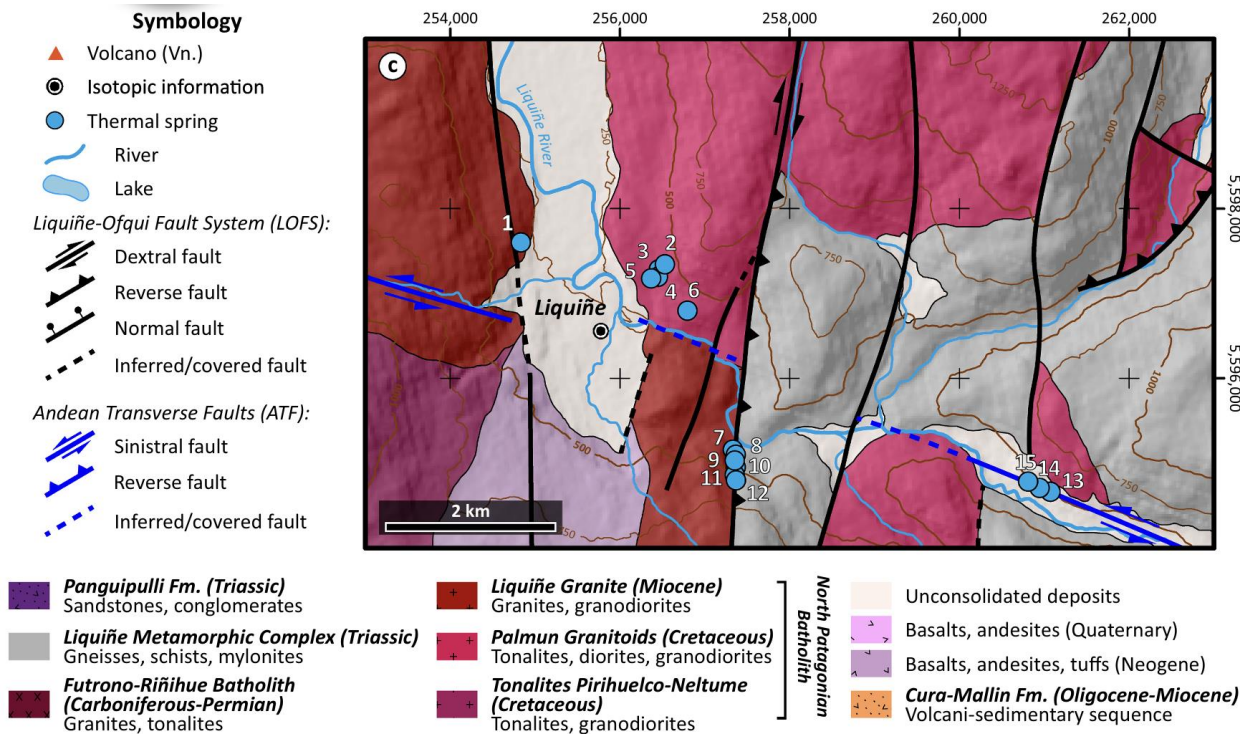


Figura 2.3 Mapa geológico local. Extraído de Daniele et al. (2020)

2.3 Marco tectónico

El margen Andino se caracteriza por la segmentación tectónica originada por la actividad y ángulo de subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo a la placa Sudamericana. Estas dos placas se encuentran separadas por la Dorsal de Chile, una cadena de expansión de fondo oceánico activa que ha subductado al continente Sudamericano desde el Cenozoico tardío hace 14 Ma (Lavenu & Cembrano (1999), Stern (2004)), comenzando cerca del estrecho de Magallanes y desplazándose hacia el N, subductando en la actualidad cercano a la Península de Taitao a los 46°30'S (Cande et al., 1987).

A lo largo del margen continental, la cadena Andina se divide en cuatro segmentos volcánicos activos, conocidos como Zonas Volcánicas Norte, Central, Sur y Austral (Stern, 2004) (fig. 2.4). Los límites de estos tramos coinciden con la segmentación de la placa de Nazca, que subducta de manera sub-horizontal en determinadas latitudes, y en los segmentos de las zonas volcánicas alcanza ángulos de aproximadamente 30° (Jordán et al., 1983).

De acuerdo con Stern (2004), hasta profundidades de 90-100 km el ángulo de subducción es de aproximadamente 25° en toda la costa de Sudamérica, sin embargo, a mayores profundidades cambia significativamente, haciéndose sub-horizontal en tres segmentos (Stern, 2004). El segmento de subducción plana ubicado más hacia el norte se denomina Bacaramanga flat-slab a los 5° N, continuando hacia el sur se encuentra el segmento de flat-slab Peruano entre el golfo de Guayaquil (5° S) y Arequipa (14° S), y por último el segmento Pampeano entre los 27° - 33° S, producido por la colisión de la Dorsal del Juan Fernández con el margen Andino (Ramos et al., 2002). Para estos segmentos, a profundidades mayores a 100 Km el ángulo de subducción disminuye hasta los 5° - 10° , manteniéndose por varios cientos de Km hacia el este y luego vuelve a incrementar. En consecuencia, por el tipo de subducción en estos tramos no hay presencia de volcanismo activo reciente (Stern, 2004).

La ubicación de este estudio se encuentra dentro de la Zona Volcánica Sur, la que se extiende desde los 33° a los 46° S, limitando al norte con la subducción de la Dorsal de Juan Fernández y al sur con el Punto triple de Chile, dónde se unen las placas Nazca y Antártica en la Dorsal de Chile y subductan a la placa Sudamericana a velocidades de 8.3 y 2.1 cm/año respectivamente (Murdie & Russo, 1999) (fig. 2.4). La placa de Nazca subducta ortogonal a la fosa en dirección $N77^{\circ}$ E (Rosenau et al., 2006). Su ángulo de subducción incrementa de aprox. 20° en la zona N de este segmento, hasta más de 25° hacia el sur. En consecuencia, en la zona N del segmento la fosa se encuentra a más de 290 km del frente volcánico y el espesor cortical es mayor a 50 km, y hacia la zona S del segmento la fosa se encuentra a menos de 270 del frente volcánico y el espesor cortical es de aproximadamente 30-35 km (Stern, 2004).

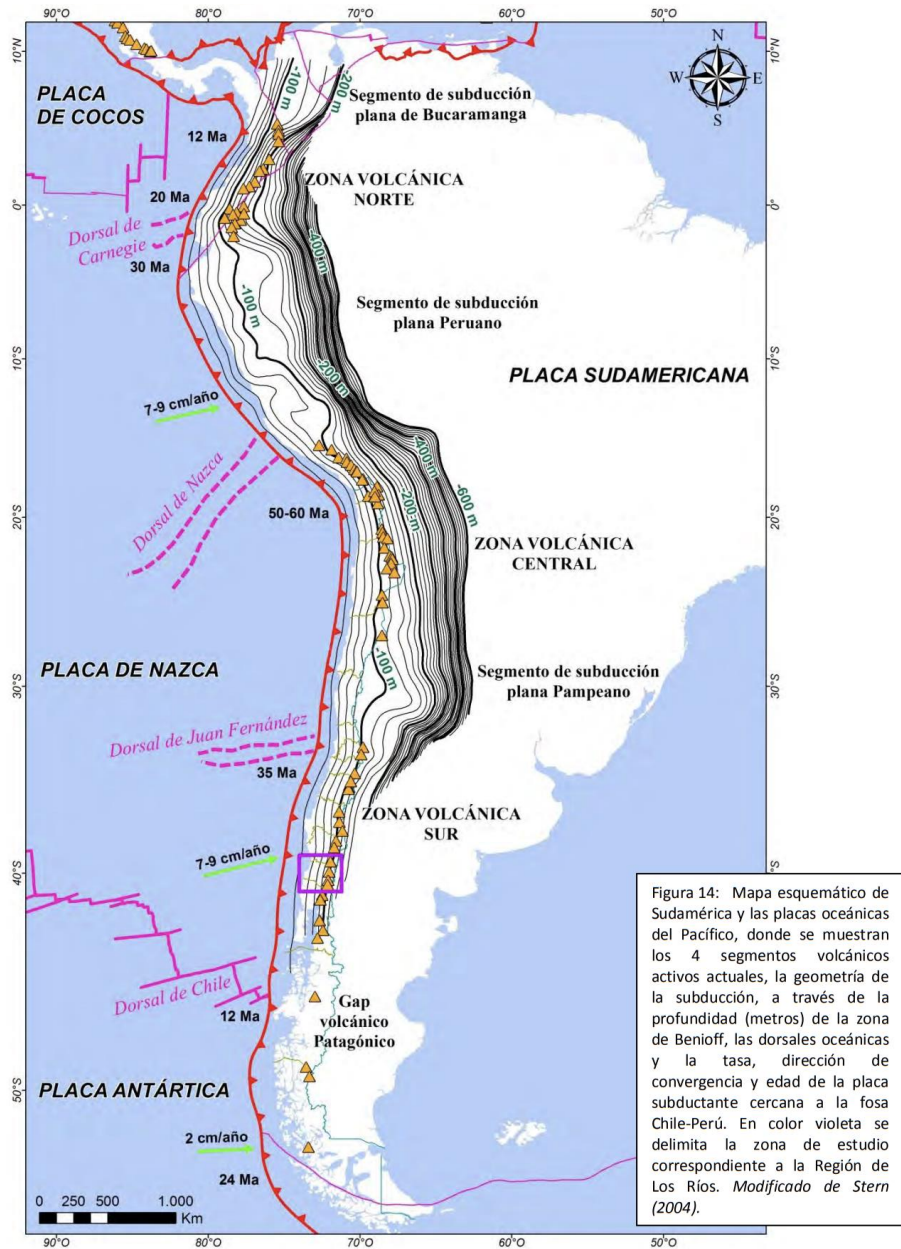


Figura 14: Mapa esquemático de Sudamérica y las placas oceánicas del Pacífico, donde se muestran los 4 segmentos volcánicos activos actuales, la geometría de la subducción, a través de la profundidad (metros) de la zona de Benioff, las dorsales oceánicas y la tasa, dirección de convergencia y edad de la placa subductante cercana a la fosa Chile-Perú. En color violeta se delimita la zona de estudio correspondiente a la Región de Los Ríos. Modificado de Stern (2004).

Figura 2.4 Mapa esquemático de segmentos volcánicos activos actuales. Extraído de Lemus et al. (2015). Esta configuración tectónica permite el desarrollo y la coexistencia de dos grandes sistemas estructurales dominantes en la ZVS, que es el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (LOFS) y el sistema de fallas Transversales al Arco (ATFS) o también conocido como sistema de fallas del Basamento (ZFB) (Lemus et al., 2015).

LOFS corresponde a un sistema de fallas de intrarco con una cinemática transcurrente dextral, cuya traza principal posee orientación NS y 1000 km de extensión, con fallas secundarias orientadas al NE que acomodan la deformación de la subducción oblicua en la región del arco

(Hervé, 1976). A este sistema de fallas se le asocian estructuras a escala cortical, como grietas de tensión, cuencas de pull-apart y sistemas de graben y semi-graben, y en sus extremos norte y sur, geometrías de cola de caballo y echelón respectivamente (Lemus et al., 2015) (fig. 2.5).

El sistema de fallas Transversales al Arco (ATFS) corresponde a una serie de fallas sinistral-inversas con orientación NW-SE de hasta 300 km de largo y manteos principalmente hacia el norte, que están severamente desorientadas del campo de esfuerzos actual. El origen y la cinemática no están estudiados en profundidad hasta el día de hoy, pero se han relacionado con la reactivación de fallas pre-Andinas durante producto de debilidad en corteza (Sánchez et al., 2013).

La zona de antearco tiene una tendencia de movimiento transcurrente dextral hacia el norte mediante LOFS, paralelo al arco volcánico. Sin embargo, la cordillera de Nahuelbuta en la península de Arauco, actúa como una barrera para la propagación de este desplazamiento (Astudillo-Sotomayor et al., 2021), originando plegamiento y rotaciones antihorarias de megabloques lenticulares al oeste de LOFS, y rotaciones horarias al este de LOFS. Resultando en la reactivación del ATFS y el origen de las fallas secundarias de orientación NE asociadas a al LOFS. Esta configuración se traduce en estructuras en compresión que se reactivan en periodos cosísmicos causando extensión (ATFS), y estructuras en extensión que permanecen activas durante periodos intersísmicos y producen acortamiento (LOFS) (Lemus et al, 2015).

Producto de esta configuración tectónica el volcanismo reciente toma lugar en la Zona Volcánica Sur (Lavenu & Cembrano, 1999) expresado en forma de grandes estratovolcanes mixtos y centros parásitos como centros eruptivos menores (CEM). La distribución espacial de los volcanes en la ZVSC es bastante demarcada, como rasgo principal, se sitúan en una franja con orientación aproximada NS (Cembrano & Moreno, 1994), paralelo a la fosa oceánica (Folguera & Ramos, 2000), dividiéndose en dos lineamientos principales. La mayoría de los estratovolcanes y centros eruptivos parásitos, se emplazan en lineamientos tipo échelon predominantemente orientados al NE, sin embargo, otros volcanes se emplazan en lineamientos con orientación NW, como lo es la cadena Villarica- Quetrupillán- Lanin y la cadena Puyehue-Cordón Caulle (Cembrano & Moreno, 1994)

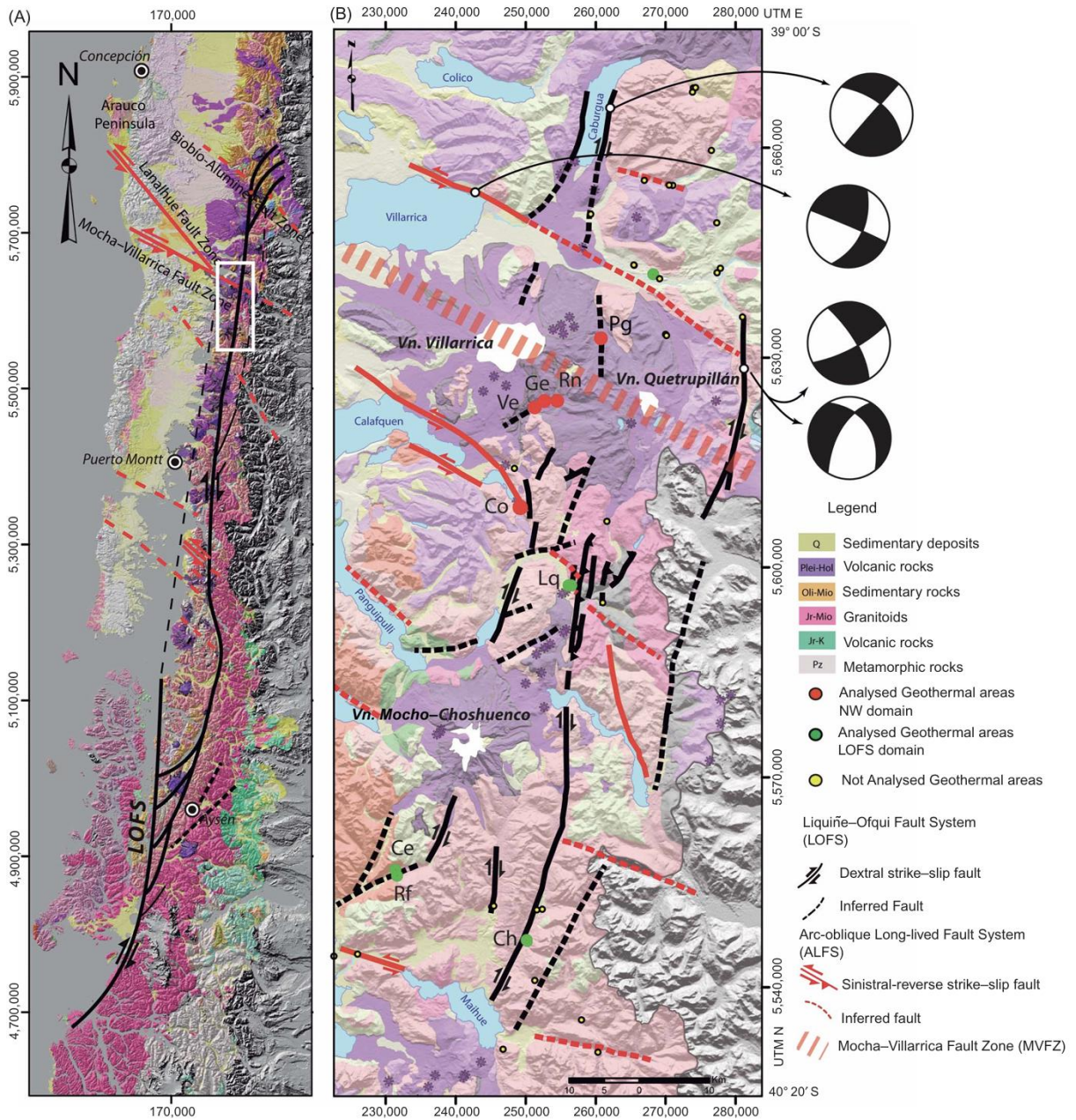


Figura 2.5 Mapa de dominio estructural de la ZVS. Muestra las trazas principales de los sistemas de fallas LOFS y ATFS, y algunas de las emanaciones termales asociadas a cada uno de ellos. Extraído de Sánchez et al. (2013).

2.4 Hidrología e hidrogeología

De acuerdo con el estudio de las principales cuencas hidrográficas de la región de los Ríos, realizado por el Ministerio de obras públicas (MOP) en 2012, las principales cuencas de la región son las del río Bueno y la del río Valdivia.

La zona de estudio se encuentra dentro de la cuenca del río Valdivia, que abarca un área de 10.244 Km², y la conforma una cadena de ocho lagos de origen glaciar, que son los lagos: Calafquén, Panguipulli, Riñihue, Lacar, Pirihueico, Neltume, Pellaifa y Pullinque (Piedra et al., 2012) (fig. 2.6). Esta cuenca presenta un comportamiento hidrológico regulado por la cadena de lagos ubicados en las zonas más altas de la región, con un régimen de caudales tipo pluvial (Valdovinos et al., 2012). Con precipitaciones medias anuales de 1.042 mm para el presente año 2023, sin embargo, estos valores fluctúan de forma aleatoria durante el transcurso del tiempo, con diferencias considerables. En los últimos cinco años estos valores han estado por debajo de los rangos normales de 1.722mm, en donde el año 2021 presentó los valores más bajos de precipitaciones medias anuales en los últimos 57 años, con 949 mm (*Precipitación Histórica de la Estación Pichoy, Valdivia Ad. (390006), 2023*).

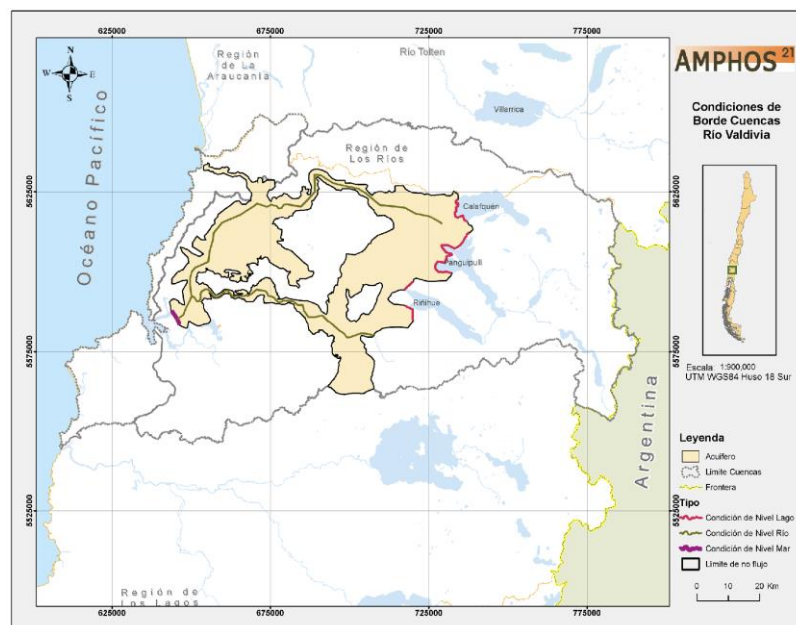


Figura 2.6 Modelo conceptual de la cuenca del río Valdivia. Extraído de Von Igel Grisar (2012)

El área de esta investigación se encuentra dentro del valle del río Rañintulelfu. Este río nace contiguo al paso Carririñe, en el límite fronterizo con Argentina, y es alimentado por el río Bueno en su parte media y además por los drenajes de distintas quebradas cercanas. Confluye con los ríos Carranco y Changlil, y desemboca en el río Liquiñe, el que, a su vez, desemboca en el Lago Neltume.

En los valles del río Rañintulelfu, Liquiñe y el lago Neltume, encontramos un acuífero libre del tipo A2 de 30-60 m de espesor, que se conforma por gravas con matriz de arenas gruesas, lentes de arenas y ocasionalmente limos laminados. Posee aguas del tipo bicarbonatadas cálcicas. Con un nivel estático de 1-5 metros bajo el nivel del terreno (m b.n.t.), una transmisibilidad de $2000 \text{ m}^2/\text{d}$ y un caudal específico de $21,49 \text{ ((l/s) / m)}$ (Lemus et al., 2015).

Las unidades hidrogeológicas circundantes son del tipo C3 en las unidades intrusivas de los granitoides Paimún (Kg) y corresponden a rocas afectadas por fallas y fracturas, de bajo potencial para transmitir o almacenar agua. Por otro lado, las unidades del complejo metamórfico Liquiñe (Pzl) y de los depósitos volcánicos Plioceno-Holocenos (Plsv) corresponden a unidades hidrogeológicas de medio a bajo potencial (fig 2.7) (Lemus et al., 2015).

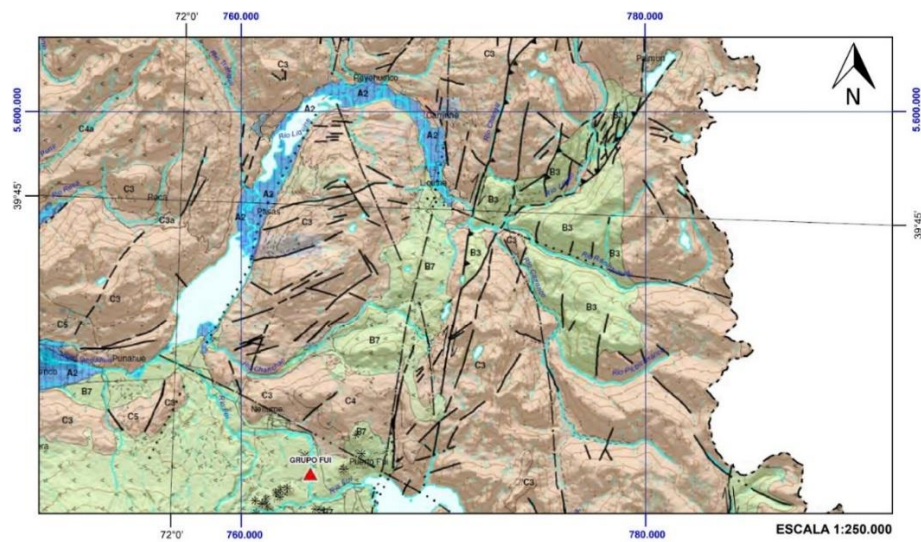


Figura 2.7 Mapa de unidades hidrogeológicas en la zona de estudio (Lemus et al., 2015).

3. MARCO TEÓRICO

3.1 Magnetotelúrica

El método Magnetotelúrico (MT) es una técnica geofísica para probar la estructura de la conductividad eléctrica de la tierra hasta profundidades de 600 km (Simpson & Bahr, 2005). Este método tiene como base teórica las ecuaciones de Maxwell (Anexo A.3.1), y logra producir una imagen de la resistividad de la superficie usando ondas electromagnéticas de distintas frecuencias, la cual brinda una resolución comparable con la topografía sísmica, pero en situaciones como una zona de roca altamente fracturada, el MT puede visualizar imágenes donde las reflexiones sísmicas producen resultados incoherentes (Unsworth & Bedrosian, 2004).

El método MT consiste en medir simultáneamente en un mismo punto de la superficie de la Tierra las variaciones temporales naturales de los campos eléctrico y magnético (Pous & Marcuello, 2003). Las fuentes que generan los campos electromagnéticos en el subsuelo están asociadas principalmente a los fenómenos de interacción entre el viento solar y la magnetósfera de la Tierra y a las tempestades meteorológicas que ocurren en la atmósfera del planeta (Corbo, 2006).

Los campos eléctricos y magnéticos que fluyen en el subsuelo lo hacen a diferentes profundidades, debido a las frecuencias que presenten. A menor frecuencia mayor es la profundidad de éstos y viceversa. El método MT opera en el dominio de frecuencias, en el intervalo entre 100 y 0.0001 Hz (Corbo, 2006). La interpretación se basa en la evaluación de la razón entre el campo eléctrico y magnético, conocida como impedancia de superficie, la cual está relacionada directamente con la resistividad del subsuelo (Cagniard, 1953).

Al utilizar un campo electromagnético que ocurre naturalmente, significa una ventaja en términos de costos cuando se compara con otros métodos que utilizan señales electromagnéticas generadas por una fuente. Sin embargo, el uso de fuentes pasivas también

presenta problemas, principalmente altos niveles de ruido en la señal, es por esto que el método MT requiere de gran cuidado al momento de la adquisición de los datos (Egbert, 1997).

3.1.1 Resistividad y conductividad eléctrica en la superficie terrestre

La conductividad eléctrica es un parámetro útil para definir la naturaleza de distintos materiales de la tierra, ya que esta varía en múltiples órdenes de magnitud según el tipo de material (Comeau, 2015). En las capas superficiales de la corteza, la resistividad eléctrica de un material, que es lo contrario de la conductividad, depende de la movilidad y densidad de los iones. La conducción iónica (electrolítica) ocurre cuando un material contiene iones libres que actúan como portadores de carga. En magmas y rocas en fusión parcial, los iones pueden moverse fácilmente a través de la roca fundida, actuando como portadores de carga y creando corriente eléctrica. Además del material, los fluidos también son un factor importante al interpretar los valores de resistividad, ya que estos son excelentes conductores de electricidad, reflejando valores de resistividad muy bajos, sobre todo en fluidos mineralizados como salmueras (Pommier & Le-Trong, 2011)(fig.3.1). A gran profundidad, la presión y la temperatura intervienen en la resistividad de las rocas. La presión, al cerrar los poros, tiende a disminuir la conductividad, y las temperaturas al pasar de 400 a 800 °C en las rocas secas típicas de corteza inferior, aumentan la conductividad entre 2 órdenes de magnitud en rocas silíceas y 3 órdenes de magnitud en rocas máficas (Pous & Marcuello, 2003).

Cuando se habla de “zonas conductoras anómalas”, se refiere a resistividades notablemente inferiores. Los principales mecanismos que hacen aumentar sustancialmente la conductividad son: la presencia de fluidos debido a un aumento de la porosidad y/o de la conexión entre poros, fusión parcial, y la presencia de minerales conductores como grafito o sulfuros. Para determinar el origen de las anomalías es necesario evaluar el contexto geodinámico en el que se encuentra y otros aspectos como la profundidad y geometría de estas (Pous & Marcuello, 2003).

En cuanto al contexto de este estudio, en los sistemas geotermales las bajas resistividades eléctricas se asocian con alteración hidrotermal, manifestándose como capas en ambientes volcánicos, o cambios en las redes de fractura en ambientes no volcánicos. Por otro lado, en zonas de falla la resistividad de la roca puede disminuir significativamente, debido a que las fracturas se van interconectando y de esta forma aumentan la permeabilidad de la roca en las zonas de daño, aumentando la capacidad de esta para almacenar o permitir paso de fluidos (Pavez et al., 2020).

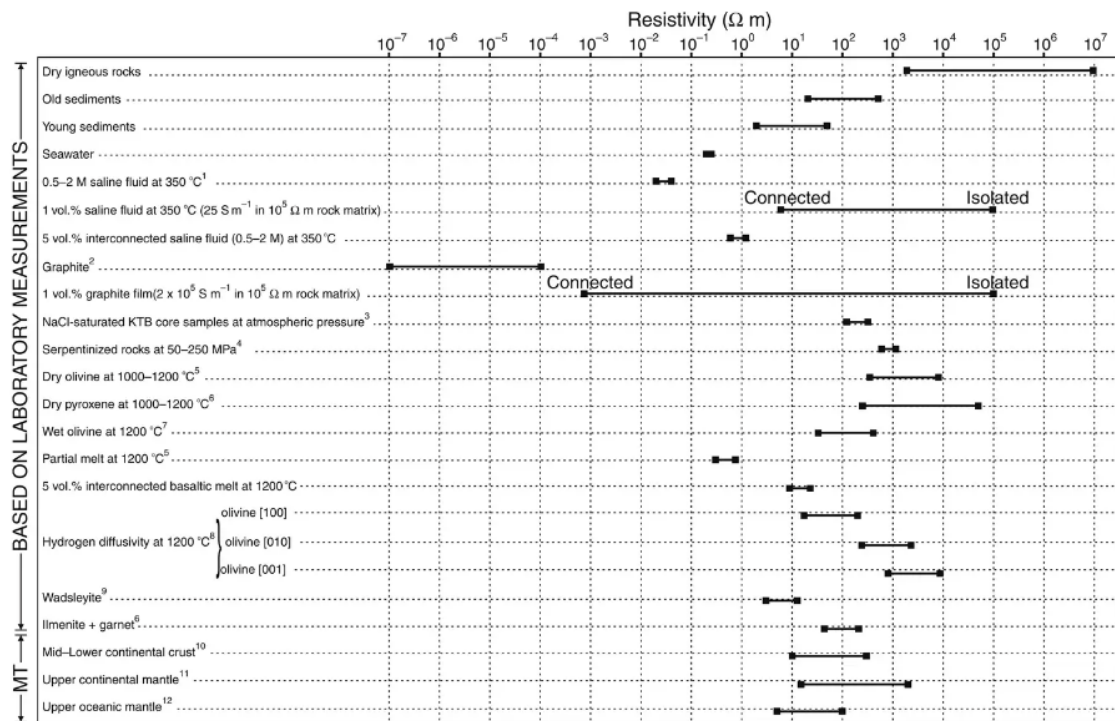


Figura 3.1 Resistividad eléctrica de las rocas y otros materiales comunes en la Tierra. Extraído de Simpson & Bahr (2005). Las etiquetas conectadas y aisladas se refieren al componente más reactivo (fluido salino/grafito/fundido basáltico) de un medio de dos fases.

3.1.2 Profundidad de penetración (skin Depth)

Se denomina profundidad de penetración a la profundidad a la cual la amplitud de los campos electromagnéticos se reduce un factor e de su valor en la superficie de la Tierra (Pous & Macuello, 2003). Esta decadencia exponencial de los campos electromagnéticos a medida que

aumenta la profundidad los vuelve insensibles a las estructuras de conductividad que se encuentran a mayor profundidad. Por lo tanto, en los estudios de MT, este valor se equipara con la profundidad de penetración de los campos electromagnéticos en la Tierra (Simpson & Bahr, 2005). y está definido por:

$$1) \quad \delta = 0.5\sqrt{(\rho T)}$$

Donde δ está en kilómetros, la resistividad ρ en Ωm y el período T en segundos.

De esta expresión (1) vemos también que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio, lo cual hace que el método magnetoteléurico sea especialmente interesante en la investigación de estructuras situadas por debajo de grandes bloques resistivos.

El periodo de interés para estudios regionales abarca desde 0.01 s hasta 104 s. Generalmente el tiempo de registro es de algunos segundos para los períodos inferiores a 1 s, de algunas horas para los períodos hasta 100 s y de algunos días para períodos más largos. De esta manera se asegura un suficiente número de datos para cada período y, por tanto, una mejor estadística. (Pous & Macuello, 2003).

3.2 Trabajos previos

Recientemente Pavez et al. (2020) realizó un estudio con MT en un área comprendida entre 25 y 60 Km al norte de las Termas de Hipólito Muñoz. Entre los volcanes Villarrica, El Mocho, Quetrupillán, Quinquill y Lanín, y el extremo sur del lago Caburgua.

Los perfiles resultantes de su estudio interceptan estructuras como la falla Liquiñe-Ofqui y la zona de falla Mocha-Villarrica (MVFZ), a la que también se le asignan orientaciones similares a la del ATFS. En uno de los perfiles de orientación N-S (Figura 3.2.b), se distingue la geometría en profundidad las zonas de falla como en la zona C1, que pertenecen a LOFS. También se puede observar bajo los puntos 21 y 17, una zona de baja resistividad justo por sobre una traza de la MVFZ. Además, se puede relacionar la disposición espacial de las aguas termales a zonas de falla como en las anomalías R3 y R5, en donde hay presencia de

manifestaciones termales justo en las zonas donde se encuentran trazas de LOFS en el mapa de la figura 3.2.a. Otra zona interesante de mencionar es la anomalía de baja resistividad C4, de la cual se desconoce con seguridad el origen, pero lo asocian a cámaras magmáticas del complejo Nevados.

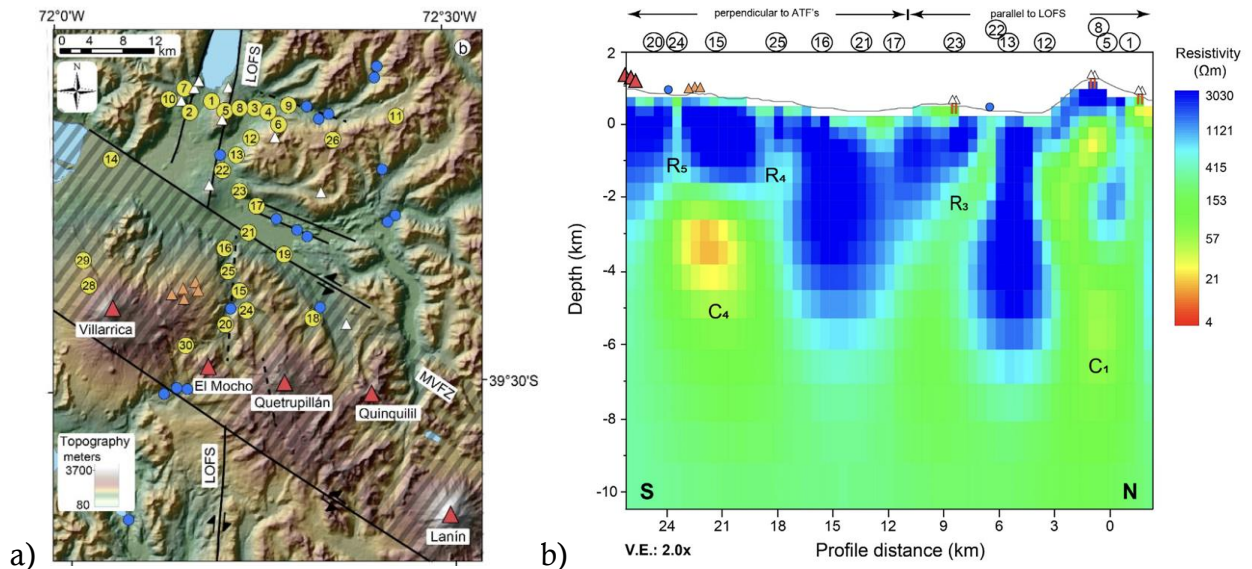


Figura 3.2. a) Mapa de ubicación de puntos de medición MT en el estudio de Pavez et al. (2020). En donde los triángulos blancos representan conos monogenéticos, los triángulos naranjos representan el complejo Nevados y los triángulos rojos son edificios volcánicos mayores. b) Perfil de resistividad eléctrica obtenido entre los puntos 20 y 1.

En las termas de Hipólito Muñoz, Pérez-Estay et al. (2022) realiza un estudio utilizando el método de tomografía de resistividad eléctrica (ERT), el cual, al igual que el método Magnetotelúrico, resulta en un perfil de la resistividad eléctrica del subsuelo, aunque a un nivel somero hasta 45 m de profundidad. La diferencia es que este inyecta corrientes eléctricas y mide los potenciales eléctricos en un perfil y el MT mide las variaciones temporales naturales del campo eléctrico y magnético de la tierra.

El estudio consistió en la realización de tres perfiles ERT en la extensión del valle donde se localiza el sistema geotermal de Hipólito Muñoz (fig. 3.3), los que fueron interpretados en dos etapas. Primeramente, se delimitan y agrupan zonas según sus resistividades eléctricas, y

luego de acuerdo con lo que indica la bibliografía para las distintas resistividades eléctricas se realiza la interpretación geológica de los perfiles.

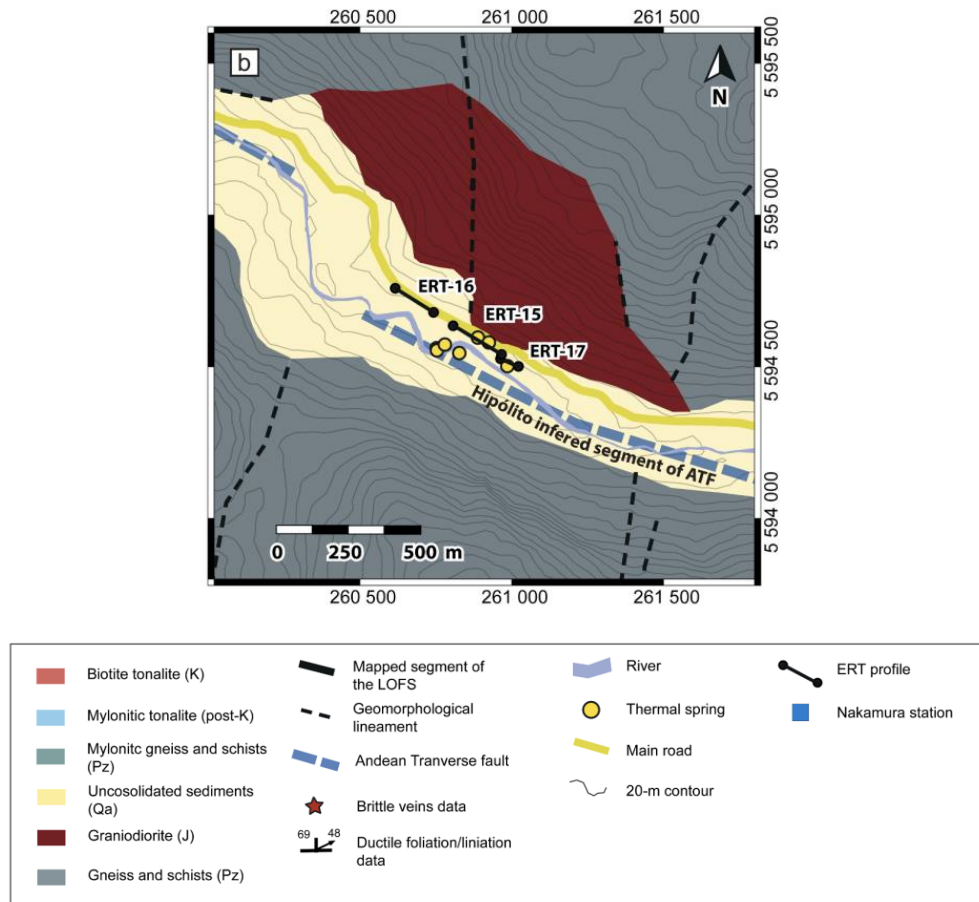


Figura 3.3 Ubicación de los perfiles realizados en las termas de Hipólito Muñoz por Pérez-Estay et al. (2022).

Inicialmente se asignan áreas de anomalía R1 ($>1000 \Omega m$), R2 ($1000-6300 \Omega m$), C1 ($< 400 \Omega$) y C2 ($1-400 \Omega m$) (fig. 3.4.b). Según bibliografía R1 usualmente representa resistividades de una roca intrusiva sin alterar y se le asignó a los gneises y tonalitas presentes en la zona. R2 representa usualmente sedimentos no saturados (ej. $>2400 \Omega m$ para arena y grava (Hunt, 2005) y se asignó R2 como la cobertura sedimentaria. Los dominios de C1 se encuentran dentro o entre R1, además se encuentran alineados en dirección NNW-SSE con los afloramientos de agua termal en la superficie, por lo que se interpreta como y roca altamente fracturada ubicada en una zona de falla, que puede transportar agua termal y puede estar

parcial o completamente saturada en esta. Finalmente, las áreas que comprenden C2 se interpretó como cobertura sedimentaria saturada con agua termal. En el perfil ERT-17, que muestra una resistividad un tanto más elevado, se cree que hay una mezcla con agua del río. Adicionalmente en C2 hay pequeños cuerpos circulares con resistividades muy bajas (1-10 Ωm), más bajas que la menor resistividad medida para agua termal (19 Ωm), lo que se interpreta como la posible presencia de cuerpos de arcilla de baja resistividad eléctrica como Kaolinita, Smectita o Illita producto de la alteración hidrotermal (fig.3.4.c).

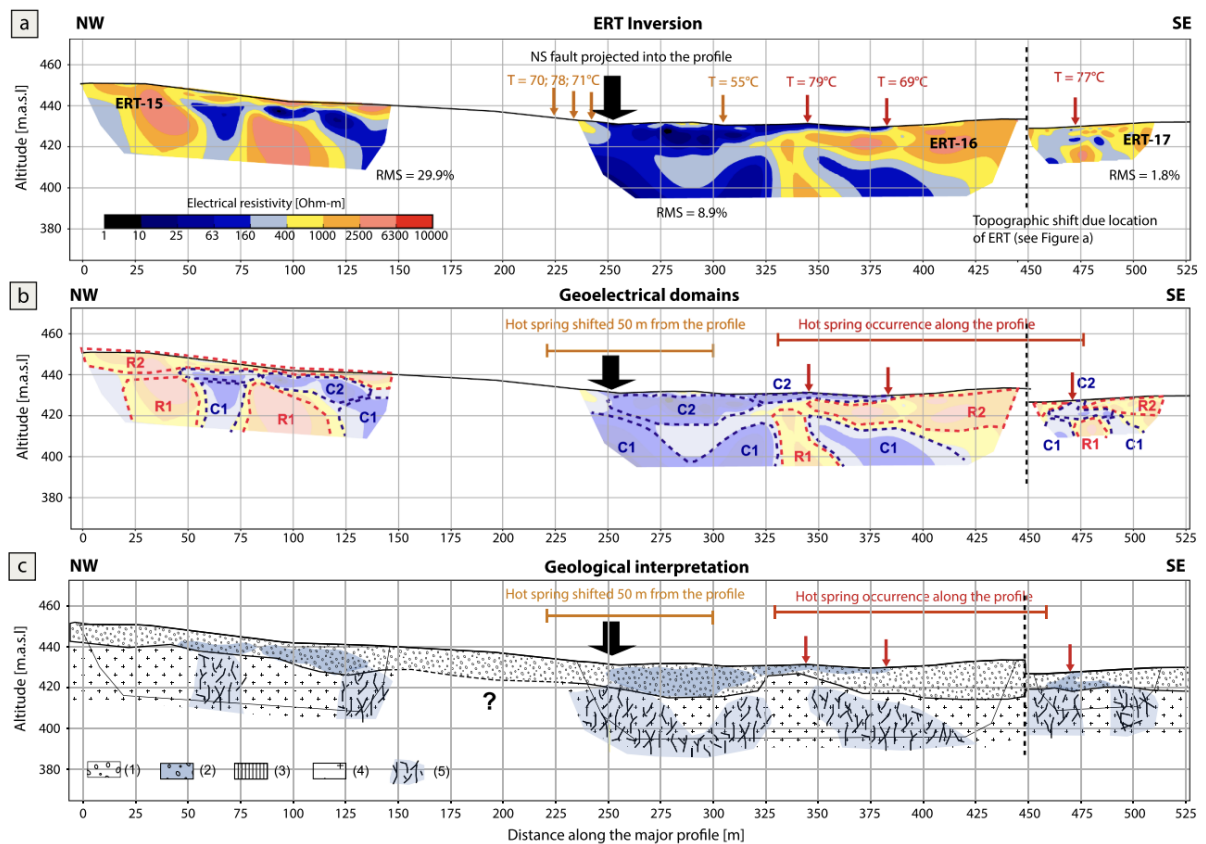


Figura 3.4 Interpretación geológica de perfiles ERT obtenidos por Pérez-Estay (2022). a) Perfiles con resistividades. b) Clasificación de zonas conductivas y resistivas. c) Interpretación geológica de los perfiles.

Otros ejemplos en el mundo del uso del método magnetotelúrico en sistemas geotermales son; el trabajo de Kalberkamp et al. (2010) en la provincia volcánica de Rungwe en Tanzania, el de Singarimbun et al. (2017) en el complejo volcánico de Mt. Argopuro en Indonesia y el trabajo de Baars et al. (2006) en Socorro, Nuevo México.

3.3 Propiedades fisicoquímicas de las aguas termales

La ocurrencia de la actividad geotermal depende de tres factores principales: vías permeables, fluidos que circulen y la interacción con una fuente de calor (Sánchez et al., 2013). Las características hidráulicas, térmicas y fisicoquímicas de un sistema geotérmico están intrínsecamente relacionadas con la interacción agua-roca, y la distribución de la permeabilidad local, la cual está controlada por fallas o fracturas orientadas según el campo de estrés principal, el que dirige el movimiento de los fluidos (Held et al., 2018). Algunas firmas geoquímicas reflejan la interacción con niveles más profundos del sistema, mientras que otras evidencian fluidos secundarios producto de la ebullición por despresurización y la mezcla con otros fluidos, que conduce a la precipitación o disolución (Kaasalainen & Stefánsson, 2012).

Autores como Daniele et al. (2020), Sánchez et al. (2013) y Wrage et al. (2017) realizaron estudios en donde caracterizaron el comportamiento fisicoquímico y geoquímicos de las aguas termales de la Zona Volcánica Sur de acuerdo a su relación espacial con los dos sistemas de fallas principales, LOFS y ATFS. Las diferencias en el control estructural de estos sistemas de fallas influyen en la evolución de los fluidos geotérmicos.

LOFS posee una geometría sub-vertical, en donde las redes de fracturas generadas por el fallamiento poseen alta permeabilidad vertical y actúan como vías de rápido ascenso de fluidos (Tardani et al., 2016). La mezcla y dilución con aguas meteóricas, la interacción agua-roca y los relativamente cortos tiempos de residencia, adjudican a los fluidos provenientes de este sistema de fallas una geoquímicas menos evolucionada (Wrage et al., 2017). Para las aguas geotermales relacionadas a este sistema de fallas se estima temperaturas de reservorio entre 100-150°C (Lemus et al., 2015) y temperaturas en superficie entre 36-70°C (Daniele et al., 2020). Una vez que comienza la interacción entre la fuente de calor, las aguas meteóricas y la roca caja, el pH incrementa, llegando a valores entre 8.9-9.7 (Sánchez et al., 2013).

Los fluidos termales asociados a ATFS son geoquímicamente más evolucionados, ya que en este sistema de fallas predomina la geometría sub-horizontal, con redes de fracturas, donde los fluidos pueden almacenarse y residir por largos periodos de tiempo y en donde se requiere de gran compresión para permitir la circulación de estos (Sánchez et al., 2013). Además, los fluidos geotermales provenientes de las ATFS se asocian a sistemas volcánicos en donde la interacción con la geoquímica de los ambientes magmáticos y la residencia por largos periodos de tiempo en los planos de estratificación de las rocas volcánicas, le adjudican una firma geoquímica aún más evolucionada. Para estas aguas geotermales se estiman temperaturas de reservorio entre 140-180°C (Lemus et al., 2015) y en superficie presentan temperaturas entre 32-82°C (Daniele et al., 2020). A medida que va evolucionando la reacción de las aguas meteóricas, vapores magmáticos y roca caja, el pH aumenta hasta valores entre 7.8 a 8.7 (Sánchez et al., 2013).

Autores como Daniele et al. (2020) y Lemus et al. (2015), realizaron estudios en diversas zonas geotermales de la Región de la Araucanía y de Los Ríos, entre ellas Hipólito Muñoz. Los parámetros fisicoquímicos obtenidos se presentan en la tabla 3-1. Daniele et al. (2020) propone que la zona geotermal correspondiente a las termas de Hipólito Muñoz se asocia al sistema de fallas Transversales al Arco (ATFS).

Tabla 3-1 Parámetros fisicoquímicos en termas Hipólito Muñoz. Extraído de (Daniele et al. (2020) y Lemus et al. (2015)

Autor	muestra	Parámetros fisicoquímicos			
		pH	Tº (°C)	Conductividad (µS/cm)	TDS (mg/L)
Lemus et al. (2015)	Hipólito M	8,1	82,4	361	267
	XEA-0015	n.d	85	n.d	289
	XEA-0052	n.d	85	n.d	331
	n.i	9,2	76,9	n.d	337
Daniele et al. (2020)	HM13	8,93	60,8	486	n.d
	HM14	8,89	79,4	452	n.d
	HM15	8,8	75.1	480	n.d

4. METODOLOGÍA

La metodología se divide en tres etapas. 1) Etapa pre-terreno, 2) Etapa de terreno y 3) procesamiento de datos e interpretación.

4.1 Etapa pre-terreno

En esta etapa, además de la recopilación bibliográfica que se encuentra en los apartados 2. Marco Geológico, y 3. Marco Teórico, para comprender el contexto de la zona donde se realizará el estudio, se planifica la visita a terreno con los propietarios de las termas de Hipólito Muñoz, para obtener los permisos de acceso a las respectivas propiedades. Finalmente, se planifican los puntos tentativos de medición MT.

La determinación de los puntos de medición se realiza a través del análisis del contexto geológico y estructural del área de estudio. En donde se concluye que:

1. En el valle del río Rañintulelfu donde se encuentran las termas de Hipólito Muñoz, afloran las unidades del Complejo Metamórfico Liquiñe (Pzl), las unidades de los Granitoides Paimún (Kgb y Kgc) que forman parte del Batolito Norpatagónico y constituyen al basamento en esta zona, y depósitos Holocenos coluviales y fluviales (Hc y Hf).
2. La principal estructura en esta zona es una falla Sinistral inferida que corresponde al sistema de fallas Transversales al Arco (ATFS), la cual se proyecta en el valle del río Rañintulelfu en dirección NW y es interceptada por la falla Liquiñe-Ofqui a aproximadamente 4-5 Km hacia el W de las termas de Hipólito Muñoz y además por una serie de trazas de este mismo sistema de fallas.

Con esta información se decidió que una forma conveniente de distribuir los puntos para la obtención de una imagen representativa de la configuración de este sistema geotermal es la

realización de un perfil con puntos en la ladera N y S del valle, así como en la zona más baja de este, contiguo al río, con el fin de atravesar la estructura principal del área y las distintas litologías. Además, de puntos en la extensión E-W del valle para poder visualizar el comportamiento de la emisión de aguas termales desde una perspectiva más amplia (fig. 4.1).

Las áreas se proponen en zonas relativamente planas y despejadas, para proveer las condiciones óptimas en la instalación del equipo.

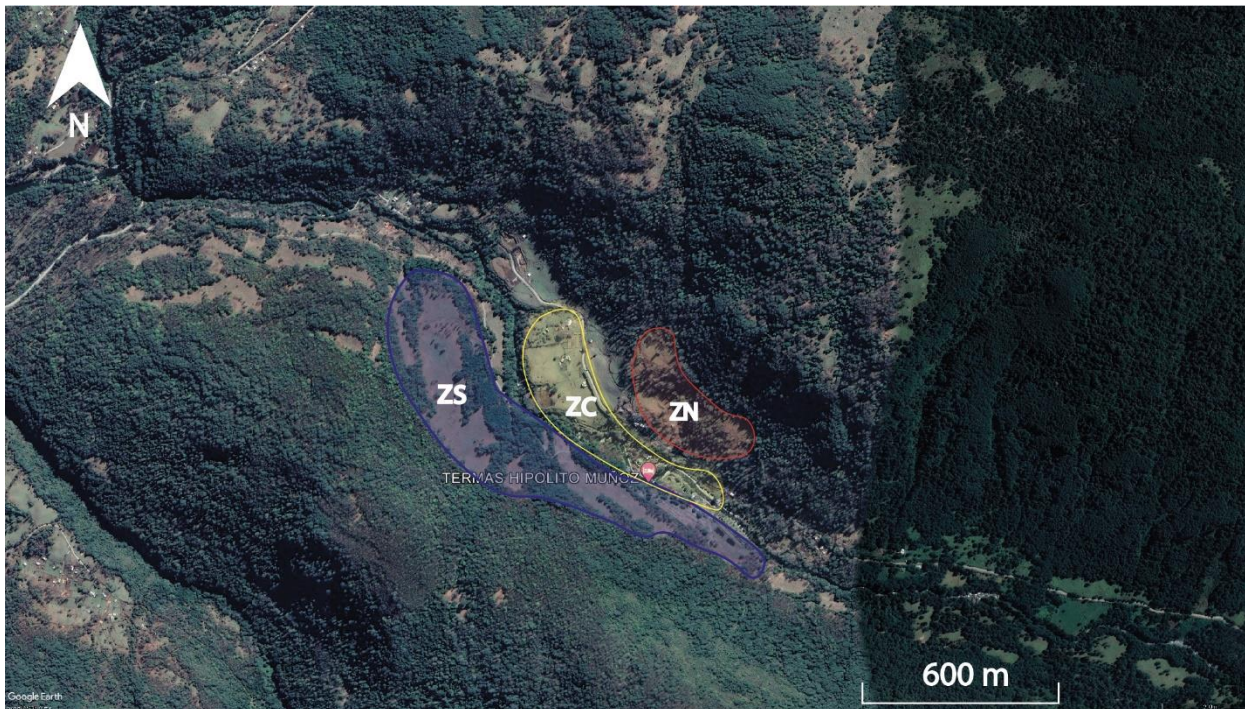


Figura 4.1 Zonas planificadas para medición MT en terreno. El polígono azul representa la zona sur de valle, el polígono amarillo la zona central y el polígono rojo la zona norte.

4.2 Etapa de terreno

4.2.1 Reconocimiento geológico

En esta etapa se realiza el reconocimiento de las unidades geológicas de la zona, con el fin de corroborar los trabajos realizados previamente a escala 1:100.000 por Lara & Moreno (2015),

y de esa forma poder correlacionar correctamente las resistividades obtenidas por el MT con las litologías presentes.

4.2.2 Medición de parámetros fisicoquímicos

En las emanaciones termales presentes en Hipólito Muñoz se realizan las mediciones de parámetros fisicoquímicos con un termómetro de alta temperatura y con el medidor multiparámetro portátil HANNA HI98194.

Previo a realizar las mediciones se debe calibrar el instrumento para asegurar una mayor precisión de los resultados. Para comenzar a medir se debe tomar la temperatura in situ con el termómetro de alta temperatura y luego tomar una muestra de agua en un recipiente previamente cebado, y esperar a que la temperatura disminuya menos de 50° C, de lo contrario se dañan las sondas del medidor multiparámetro. Posteriormente se sumerge la sonda de pH y conductividad eléctrica en el recipiente sin tocar las paredes ni el fondo de este, se comienza la medición hasta que se logre estabilizar. Una vez terminada, se limpian las sondas con agua destilada, se secan y se guardan, teniendo el cuidado de sumergir la sonda de pH en su solución de cloruro de potasio para que se conserve en buen estado. Finalmente se debe guardar el punto de medición con GPS y anotar los datos obtenidos con el medidor multiparámetro.



Figura 4.2 Proceso de medición de parámetros fisicoquímicos de agua termal con equipo multiparámetro HANNA HI98194

4.2.3 Medición magnetoteléfrica

La adquisición de datos es realizada por el equipo ADU-08e de Metronix. El campo eléctrico es medido a través de dos dipolos eléctricos no polarizables, distribuidos en las direcciones N-S (E_x) y E-W (E_y). El campo magnético es medido a través de 3 bobinas magnéticas, distribuidas en las direcciones N (H_x), E (H_y) y vertical (H_z).

La instrumentación y material de apoyo necesario para el correcto uso del equipo magnetoteléfrico ADU-08e consta de:

- a) Equipo central ADU-08e de Metronix, con su batería, estaca a tierra y cableado.
- b) 4 electrodos no polarizables y 4 cables de 50 m para conectar los electrodos con el equipo.
- c) 3 sensores magnéticos (bobinas) y 3 cables de 20 m para conectar los sensores con el equipo.
- d) Materiales para la instalación de bobinas y electrodos (brújula Brunton, GPS, palas, recipientes con agua, bentonita, guincha métrica, nivel y martillo).

Instalación del equipo ADU-08:

1. Ubicar los dipolos eléctricos de forma ortogonal entre sí, en los polos N, S, E y W medidos con la brújula Brunton, a la misma distancia desde un punto central para medir las componentes E_x y E_y del campo eléctrico. Posteriormente georreferenciar con un GPS el centro del punto a medir.
2. Cada electrodo deber ser conectado a un cable etiquetado con su polo y del otro extremo al equipo. Posteriormente se entierran a unos 30 cm de profundidad, con una mezcla de bentonita hidratada en el fondo para obtener parámetros base de resistividad bajos y muy similares, y mantener condiciones estables.

3. Con la ayuda de una brújula Brunton y un nivel se instalan dos bobinas horizontales y alineadas N-S (eje x) y E-W (eje y), y una tercera bobina (eje z) es instalada verticalmente para medir la componente vertical en el campo magnético. Estas deben ser enterradas a unos 30 centímetros de profundidad (para evitar vibraciones por viento) y niveladas en la horizontal, a una distancia, idealmente, mayor a 10 metros del equipo. Posteriormente las bobinas se conectan a los cables de 20 m y estos se conectan al equipo.
4. Con el equipo ya instalado (electrodos, bobina y ADU en posición), se corrobora que los valores de compensación y resistencia de contacto se encuentren dentro de sus parámetros aceptables, es decir, la compensación no debe superar el valor 10 (en valor absoluto) y la resistencia de contacto de un dipolo E_x no debe ser el doble que la de E_y .
5. Una vez los parámetros de medición estén en un rango aceptable, se puede efectuar la medición a través de la aplicación móvil de conexión directa al ADU-08e.



a) b)



c)

Figura 4.3 Equipo e instalación para mediciones MT. a) Equipo ADU-08. b) Preparación de bentonita para la colocación de los electrodos. c) Instalación de dipolos eléctricos ortogonales entre sí y en sentido N-S y E-W.

Estaciones Medidas:

Desde los días 2- 4 de noviembre de 2023 se realizó la medición de 5 estaciones MT en el área de estudio (fig 4.4). Tres estaciones realizaron mediciones profundas y se le asignó la nomenclatura de NP, con tiempos de medición entre 4 y 10 horas (fig 4.5 (NP1, NP2 Y NP3)), y dos estaciones de mediciones más cortas denominadas como NC, con tiempos de medición de 15 a 27 min (fig 4.5 (NC1 y NC2)). Las frecuencias y tiempos de medición empleados en cada una de estas se detallada en la figura 4.5.



Figura 4.4. Ubicación de estaciones MT.

Estación MT	NP1	NP2	NP3	NC1	NC2
Latitud	39°45'45.32"S	39°45'58.18"S	39°45'47.78"S	39°45'55.40"S	39°45'47.91"S
Longitud	71°47'48.71"O	71°47'23.09"O	71°47'32.56"O	71°47'28.15"O	71°47'34.45"O
Frecuencia / Tiempo	65536 Hz /90s	65536 Hz /180s	65536 Hz /90s	65536 Hz /120s	65536 Hz /60s
	32768 Hz /120s	32768 Hz /180s	16384 Hz /240s	32768 Hz /120s	16384 Hz /240s
	16384 Hz /180s	16384 Hz /180s	4096 Hz /360s	16384 Hz /120s	4096 Hz /240s
	4096 Hz /300s	4096 Hz /240s	1024 Hz /420s	4096 Hz /240s	1024 Hz /480s
	1024 Hz /600s	1024 Hz /360s	256 Hz / 28800s	1024 Hz /300s	512 Hz / 600s
	256 Hz / 36000s	512 Hz / 14400s	—————	—————	—————

Figura 4.5 Estaciones MT con sus coordenadas, y el detalle de las frecuencias y tiempos de medición para cada una de estas.

4.3 Procesamiento de datos

Con las estaciones se miden series de tiempo, que luego deben pasar por un procesamiento para obtener resultados como el strike geoelectrico, tensor de fase, skew, tipper, flechas de inducción y la inversión 2D, que son explicadas en el siguiente capítulo (cap.5.3).

El procesamiento de las series de tiempo obtenidas en terreno es realizado por la unidad de geofísica de la empresa consultora Geo Resource Ltda. Consiste en una serie de etapas explicadas a continuación.

1. Aplicación de Transformada de Fourier (Chave & Jones, 2012) para pasar del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia.
2. A través de los softwares ProcMT de la compañía Metronix, y el código de Python SigMT (Ajithabh & Patro, 2023), se realiza la estimación de funciones de transferencia para luego calcular el tensor de impedancia y exportarlo como un archivo “.EDI”
3. Con el archivo “.EDI” en el software MTPy (Krieger & Peacock, 2014), se obtienen parámetros de dimensionalidad como el strike geoelectrico, tensor de fase, skew, tipper y flechas de inducción.
4. Finalmente, en el software WingLink (Rodi & Mackie, 2001), se ingresan los datos del tensor de impedancia y tipper, donde se visualizan las curvas de resistividad aparente y fase, que pueden ser suavizadas o evaluar puntos fuera de la tendencia y corregirlos. Posteriormente se realiza la inversión 2D y un análisis de sensibilidad de este mediante un modelamiento Forward (modelo sintético) (fig 4.6).

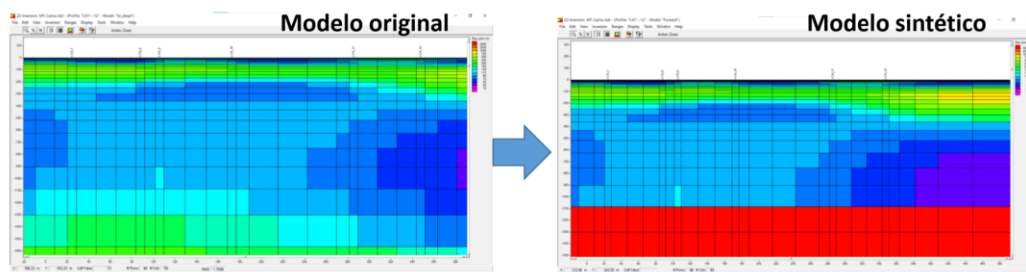


Figura 4.6 Modelo de inversión 2D con MT (Extraído de material proporcionado por Geo Resource Ltda. “Procesamiento de datos magnetoteléuricos”)

5. RESULTADOS

5.1 Reconocimiento Geológico

La etapa de reconocimiento geológico se llevó a cabo durante el segundo y tercer día de la salida a terreno (03- 04 Nov de 2023) y los puntos recorridos se ubican principalmente en la parte más baja del valle, debido a que la mayoría de las áreas son privadas y el ingreso es restringido, además de la presencia de pendientes pronunciadas que dificultan el acceso a zonas más altas del valle. En la figura 5.1 se muestran todos los puntos recorridos.

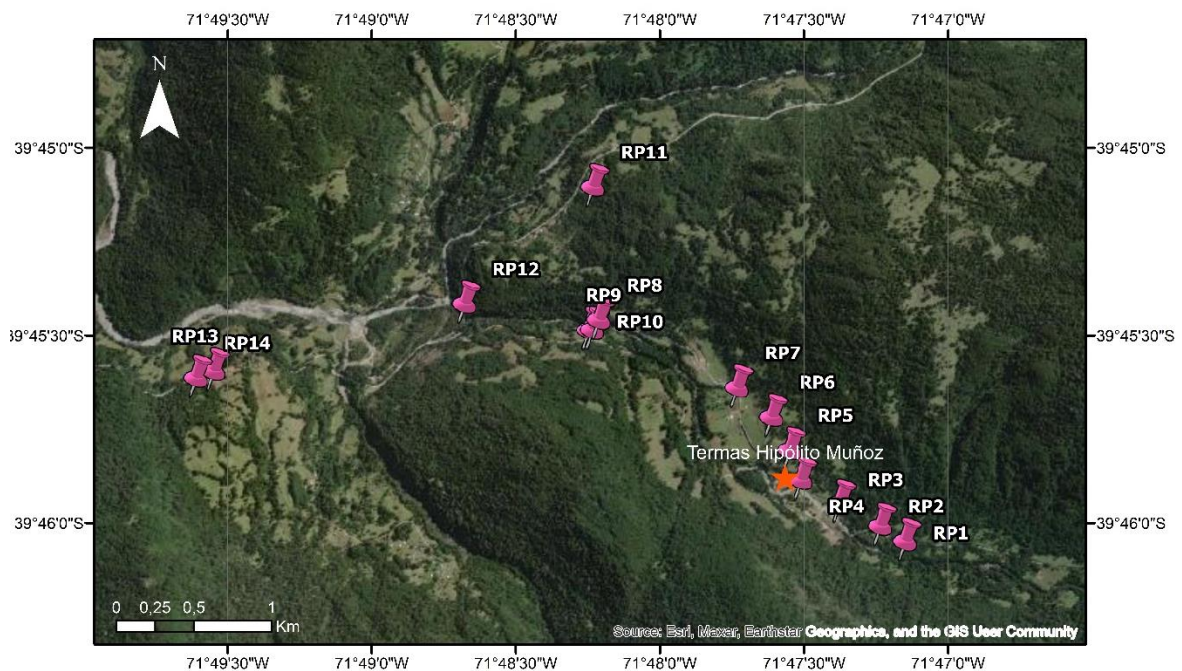


Figura 5.1 Puntos recorridos en la etapa de reconocimiento geológico.

Desde el punto RP14 al punto RP8 afloran rocas metamórficas como gneises de grano medio con presencia de óxidos de hierro en fracturas (fig. 5.2.c), esquistos de cuarzo, biotita y muscovita de grano medio (5.2.b), y en algunas zonas se encuentran litologías de grano fino, con presencia de biotita y piritita en una matriz altamente silisificada, asociadas al metamorfismo de contacto con las unidades intrusivas (fig. 5.2.a). En el punto RP8 se observa

la unidad metamórfica aflorando en la base del río, donde a una distancia de 5 m aproximadamente se logra ver con claridad la marcada foliación y plegamiento que presenta esta unidad (fig 5.2.d). En los puntos RP1, RP2 y RP3 afloran gneises y esquistos de mica.



Figura 5.2 Litologías metamórficas al W del área de estudio. a) Litología de grano fino con biotita y pirita con matriz silisificada vista en el punto RP9. b) Esquisto de mica visto en el punto RP10. c) Gneiss con óxidos de hierro visto en punto RP8. d) Vista desde el puente al afloramiento de la unidad metamórfica en el punto RP8.

Desde los puntos RP7 a RP4 aflora una unidad intrusiva tonalítica, con presencia de anfíboles alterados a clorita y biotitas oxidadas (fig.5.3.b), además en el punto RP7 las tonalitas contienen cristales de granate almandino menor a 1 mm (fig 5.3.d). En el punto RP6 se observaron afloramientos de tonalita con cavidades de donde quedaban remanentes de la unidad metamórfica dentro de la tonalita, correspondientes a esquistos de mica plegados (fig 5.3(a y c)). Finalmente, en el punto RP4 se aprecia un afloramiento de tonalita y además de

la litología metamórfica silisificada, lo que sugiere una zona de contacto entre ambas unidades.



Figura 5.3 Unidad intrusiva entre los puntos RP7 y RP6, con remanentes de la unidad metamórfica. a) afloramiento de tonalita con caviadades. b) Tonalita del punto RP7. c) Esquisto de mica con plegamiento. d) Granates en tonalita del punto RP7.

Adicionalmente se observa la presencia de depósitos coluviales en la llanura del río Rañintulefu y en la parte más baja del cerro (RP5), compuesta por depósitos polimícticos bien redondeados a angulares, de tamaño centimétrico a métrico, compuestos por rodados de la unidad metamórfica en su mayoría, y en menor grado también de la unidad intrusiva.



Figura 5.4 Depósitos coluviales junto al río Rañintulelfu, correspondientes a unidad metamórfica.

Según lo observado en terreno y lo previamente definido en la carta geológica por Lara & Moreno (2004), se asignan las litologías metamórficas al complejo metamórfico Liquiñe (Pzl) y la litología tonalítica como el miembro Kg(a) de la unidad intrusiva Granitoides Paimún (Capítulo 2.2). Por lo anterior, a la unidad al N de las termas de Hipólito Muñoz previamente asignada como el miembro Kg(c) (Lara & Moreno, 2004) se modifica como miembro Kg(a).

Se generó un nuevo mapa geológico (fig. 5.4) con la delimitación al E de la unidad Kg(a) según lo observado en terreno, que correspondería al punto RP4. Para la unidad Kg(b) no se logró confirmar o descartar su presencia debido a la espesa cobertura sedimentaria y el acceso restringido a las zonas más altas del cerro (Anexo A.1.1), por lo tanto, se mantuvo la delimitación de este, como se había planteado anteriormente en la carta geológica, al igual que las fallas correspondientes a LOFS (Lara & Moreno, 2004), y la falla sinistral inferida perteneciente a ATFS (Sánchez et al., 2013; Tardani et al., 2016; Daniele et al., 2020).

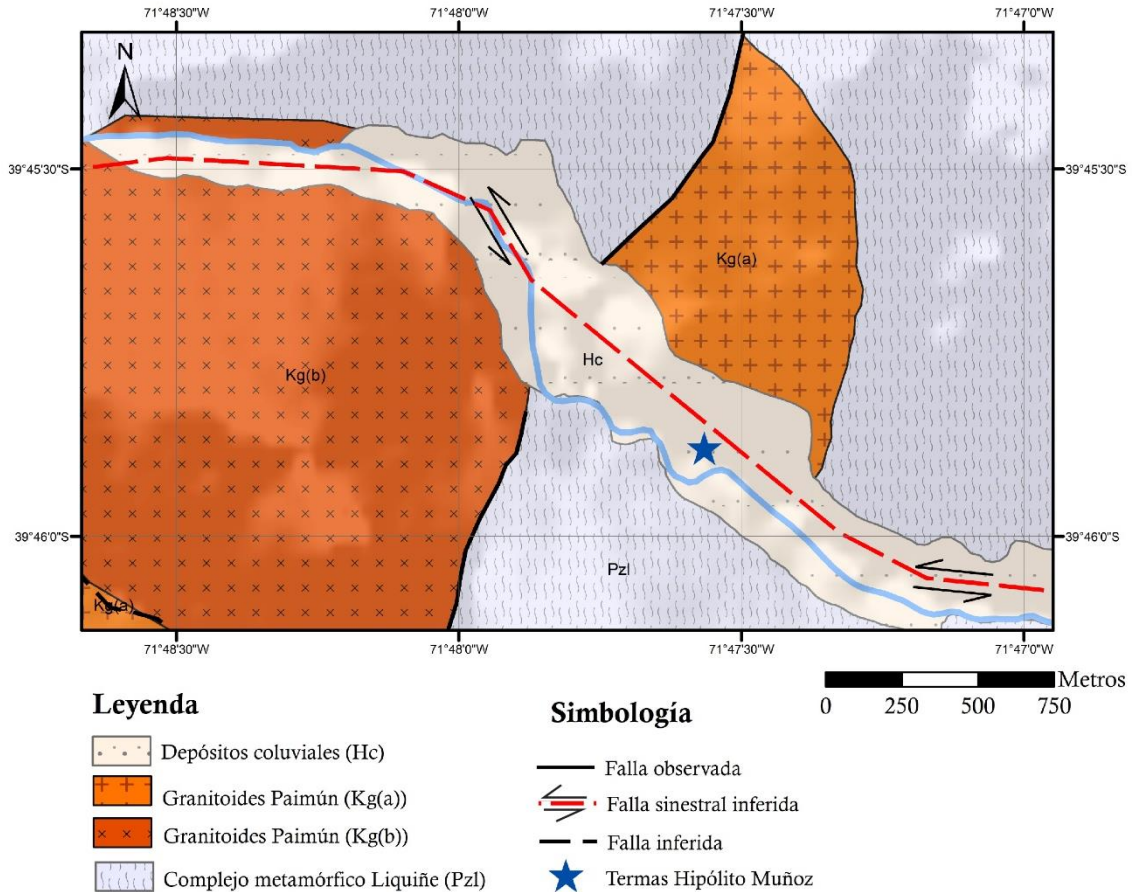


Figura 5.5 Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Lara & Moreno (2004)

5.2 Parámetros Fisicoquímicos

Se recolectaron cinco muestras de agua termal cuatro dentro de las inmediaciones de las termas de Hipólito Muñoz y una de una residencia particular colindante a estas, correspondiente a la muestra NPM2 en la figura 5.6.

En las Termas de Hipólito Muñoz dos de las cuatro muestras no se encontraban en condiciones totalmente naturales. NPM1 se extrajo de una piscina de cemento en donde el agua termal emana desde el suelo y se mezcla con esta misma, perdiendo en alguna medida su temperatura. La muestra se extrajo desde una zona burbujeante que indica que el agua termal aflora desde ese mismo punto de la superficie (fig. 5.7.a). Para NPM5, la muestra de

agua termal se extrajo desde la misma vertiente, pero se mezclaba con un pequeño riachuelo que confluía por la misma quebrada. La muestra fue extraída lo más cercano posible al punto de emanación, aunque no se descarta una mínima mezcla con agua dulce (fig. 5.7.b).

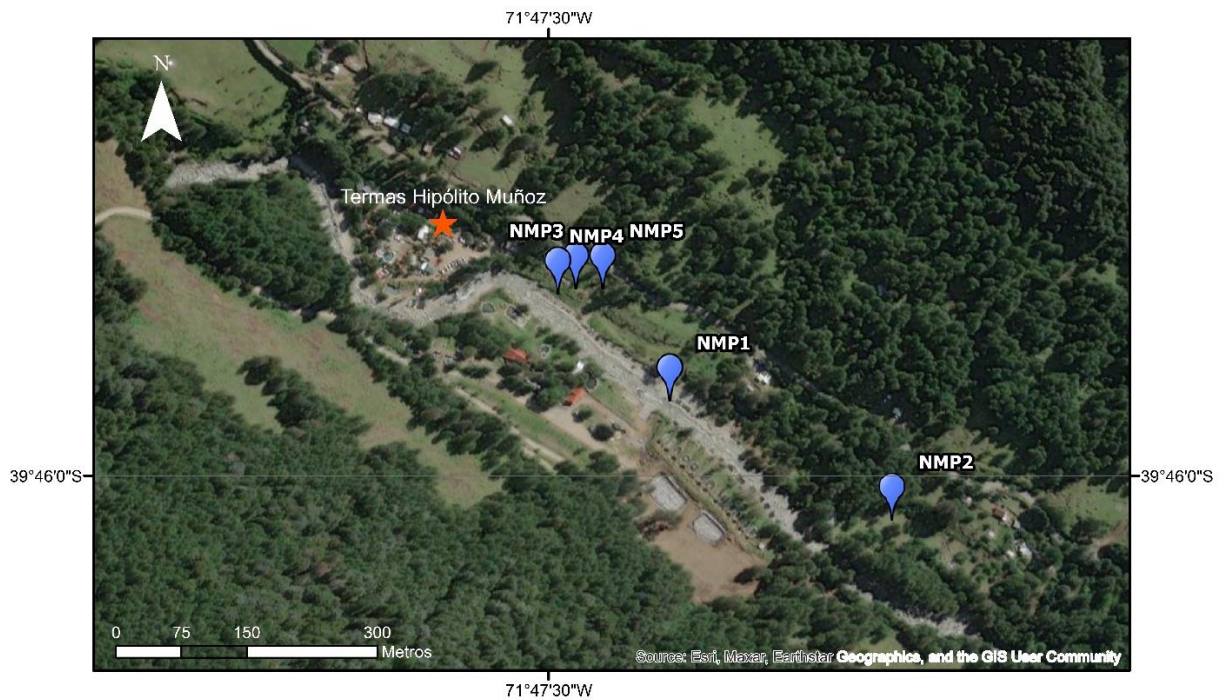


Figura 5.6 Ubicación de puntos de toma de muestra de agua. NMP1, NMP3, NMP4 y NMP5 corresponden a muestras tomadas en las inmediaciones de las Termas de Hipólito Muñoz, y NMP2 fue extraída de una residencia particular.

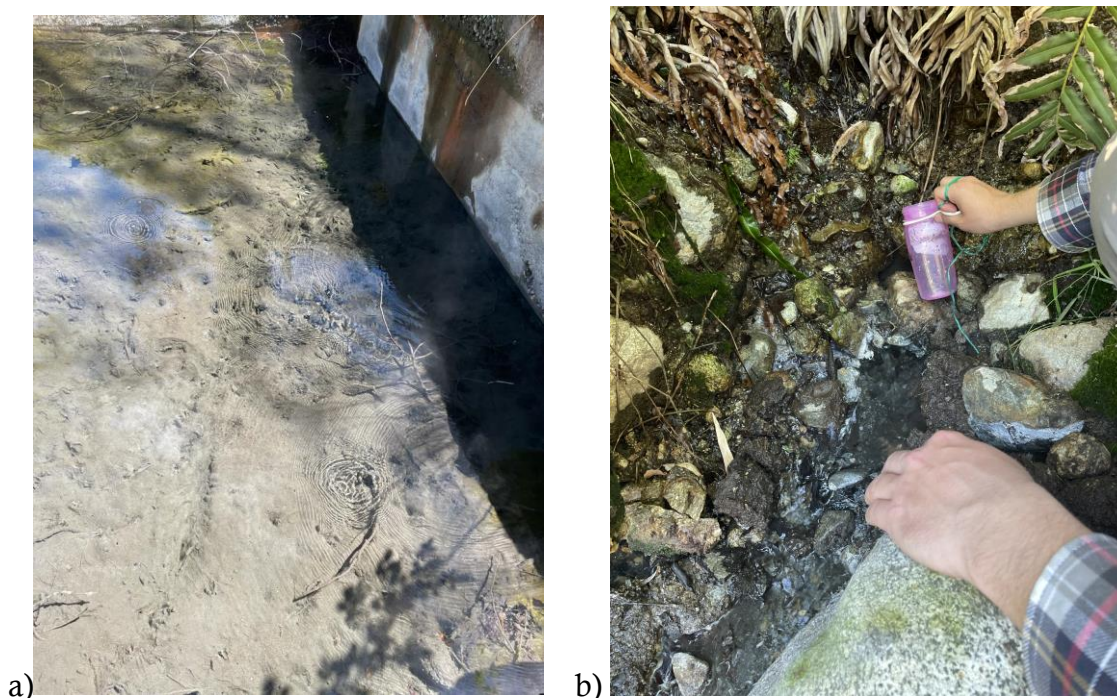


Figura 5.7 Lugar de extracción de muestras NMP1 (a) y NMP5 (b).

Las muestras NMP3 y NMP4 se extrajeron directamente de la vertiente natural, a diferencia de las muestras anteriormente mencionadas, estas presentaron las más altas temperaturas, aunque manteniendo los parámetros de pH, conductividad eléctrica y sales totales disueltas dentro de valores similares a las demás muestras.

Finalmente, la muestra NMP2 se extrajo desde una piscina artificial, en donde se acumula esta agua y pierde temperatura al contacto con el ambiente. Uno de los dueños indica que antes de que ocurran precipitaciones el agua termal se torna blanquecina con una apariencia lechosa y el olor a azufre es más intenso.

Los parámetros obtenidos para las cinco muestras de agua termal se encuentran resumidos en la tabla 5-1, las coordenadas de cada punto de medición se encuentran en el anexo A.2.1.



Figura 5.8. Lugar de extracción de muestras NMP3 (a) y NMP4 (b).

Código muestra	Tº insitu	Tº medición	pH	Conductividad (µS/cm)	TDS (ppm)	Conductividad (µS/cmA)	Resistividad (MΩ*cm)	Presión (PSI)	Salinidad (PSU)	mVORP	Lugar de extracción
NMP1	66	48.98	9.03	636	318	927	0.0016	14.082	0.3	-94.7	Piscina
NMP2	44	39.45	8.9	654	327	835	0.0015	13.877	0.31	-162.2	Piscina
NMP3	83.9	48.81	9.08	676	338	982	0.0015	14.008	0.31	-174.3	Vertiente
NMP4	74.5	48.93	9.1	573	286	832	0.0017	13.993	0.26	-182.2	Vertiente
NMP5	66	48.75	8.93	566	283	819	0.0018	13.94	0.26	-163.5	vertiente mezclada c/agua dulce

Tabla 5-1 Parámetros fisicoquímicos de las aguas termales muestreadas.

5.3 Magnetotelúrica

Los resultados en este capítulo se obtienen del procesamiento de los datos adquiridos en cada estación (fig. 5.9). Las estaciones NP1, NC1 y NP2 se encuentran en la zona más baja del valle cercanas al río, mientras que NC2 y NP3 se encuentran 40 m de desnivel más hacia el cerro. Estas ubicaciones fueron importantes para lograr ver un contraste de las unidades en profundidad. Las mediciones en la zona sur del valle no se lograron concretar por tratarse de terrenos privados.

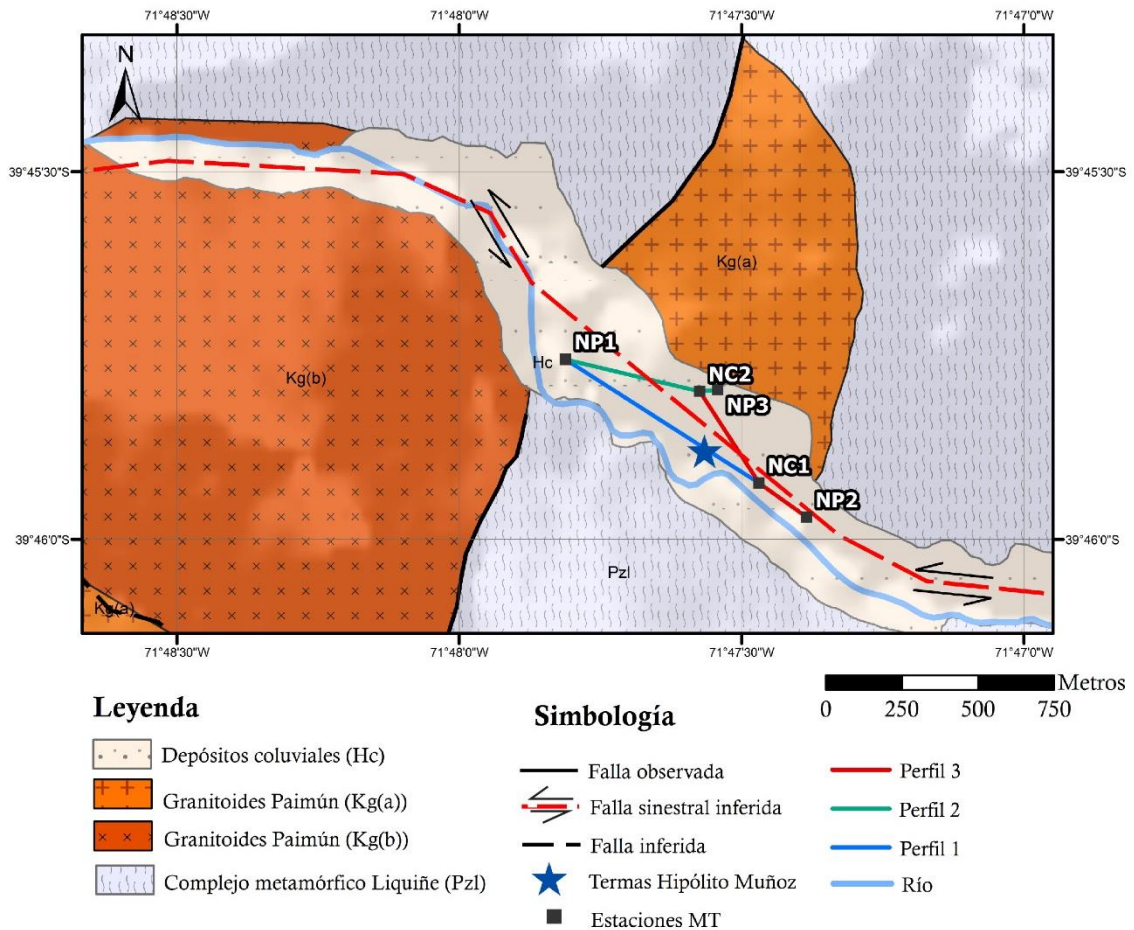
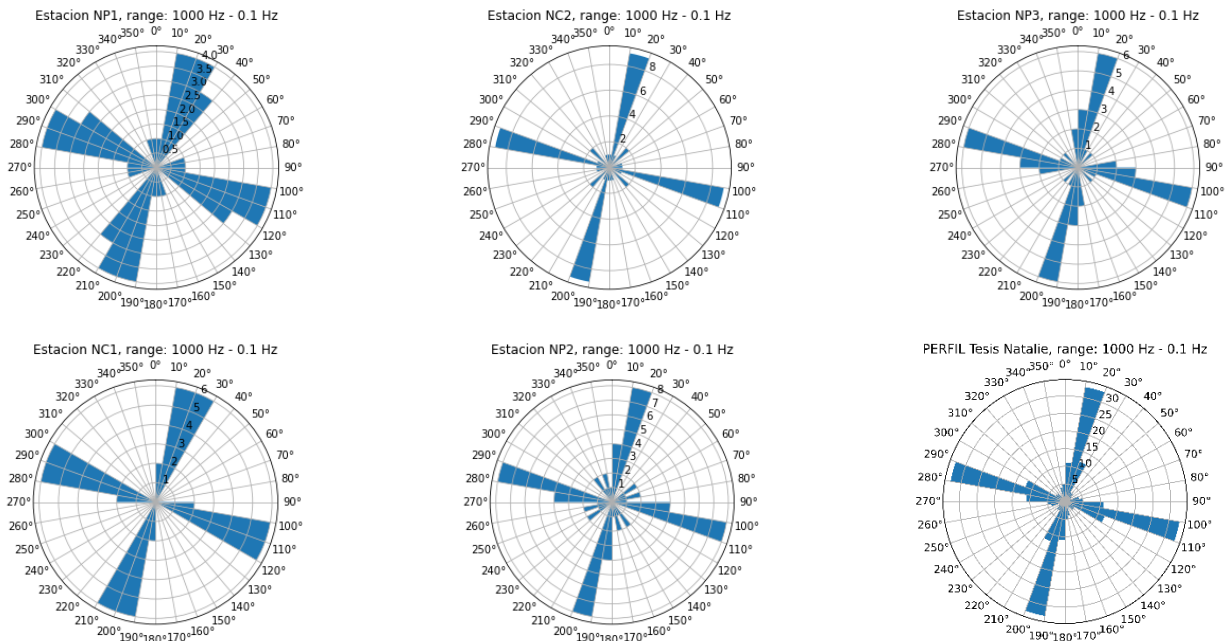


Figura 5.9 Mapa de ubicación de estaciones y perfiles MT. Se muestran los tres perfiles generados a partir de las 5 estaciones medidas.

5.3.1 Strike Geoelectric

El strike o eje de conductividad principal, es la dirección donde la conductividad de una estructura 2D no varía. Se denomina como el ángulo entre el eje de conductividad principal y el norte geográfico. Este presenta una indeterminación de 90° en su orientación, la que puede ser resuelta con las flechas de inducción (descritas en apartado 5.3.2).

a)



b)

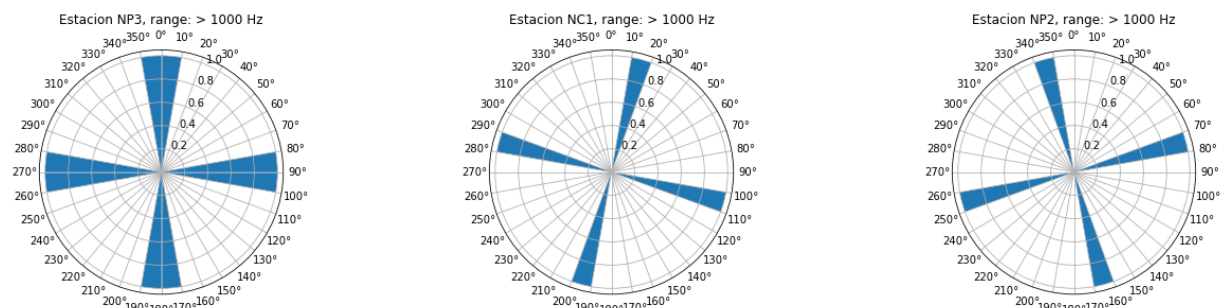


Figura 5.10. Diagrama de Rose para los distintos strikes geoelectricos. Dónde a) representa los strikes para las frecuencias a) 1000Hz - 0.1 Hz y b) >1000Hz, para distintas estaciones en orden de W-E.

Para las frecuencias más bajas (<0.1 Hz), existe una indeterminación de los datos en todas las estaciones (ver anexo A.3.2), esto ocurre ya que el programa selecciona y filtra la mejor calidad de datos para la obtención de estos diagramas y para bajas frecuencias en algunos casos los datos tienden a disminuir su calidad.

Por otro lado, para frecuencias entre 1000 a 0.1Hz, se observa una tendencia marcada del strike geoelectrico, en direcciones $N10^{\circ}-20^{\circ}E - N60^{\circ}-70^{\circ}W$ (fig. 5.10.a), posteriormente la dirección real del strike será dada por la dirección de las flechas de inducción en el siguiente apartado.

Finalmente, para las frecuencias mayores a 1000 Hz, existe gran variación en los ángulos del strike, adoptando direcciones $N20^{\circ}E$ hasta $N20^{\circ}W$ (Fig 5.10 (a y b)), debido a esto no se puede definir un strike para las estaciones en estas frecuencias.

5.3.2 Tensor de fase y tipper

El tensor de fase indica la dimensionalidad de una zona específica en profundidad, es decir como varía su conductividad en función de la profundidad. Para esto se utilizan elipses que grafican los semi ejes mayor y menor del tensor de fases.

Para el caso de una estructura 1D habrá variaciones de la conductividad solo con la profundidad, y será representado con un círculo. Las estructuras 2D presentan variaciones en la conductividad en el eje vertical y uno de los dos ejes horizontales, en el otro eje horizontal la conductividad se mantiene constante y la dirección de este eje se denomina como strike geoelectrico. La estructura 2D es representada por una elipse que tendrá un semi-eje mayor y uno menor, en donde uno de estos dos ejes estará alineado con el strike, además presenta un ángulo de $Skew = 0$ (ángulo de corrección para que siga las condiciones ideales 2D). Las estructuras 3D presentan variaciones en su conductividad en las tres direcciones y no existe strike geoelectrico, igualmente es representada con una elipse con un $skew \neq 0$.

Por otro lado, el tipper se utiliza para inferir la presencia de variaciones laterales en la conductividad, y se representa a través de las flechas de inducción. En este caso, fueron graficadas bajo la convención de Parkinson, lo que quiere decir que las flechas apuntan en dirección a los cuerpos más conductivos, en donde la magnitud del vector tiene relación directa con la cercanía al mismo, o bien con el contraste de conductividad. En el caso de que no hubiera cambios laterales en la conductividad en un cierto rango de frecuencias, entonces la magnitud del vector (flecha de inducción) sería igual a 0, lo que indica que se trata de un medio unidimensional.

En la figura 5.11 se puede observar el tensor de fases de cada estación respecto a distintos periodos. Para periodos con valores entre 10^{-3} s y $10^{-1.5}$ s (recuadro rojo en fig. 5.11) se observan bajos valores de skew para todas las estaciones exceptuando P1, lo que indica en su mayoría una bidimensionalidad del medio en estos periodos. Por otra parte, las flechas de inducción apuntan principalmente hacia el S en la estación NP1, en las estaciones NC2 y NP3 hacia el SE y en las estaciones NC1 y NP2 hacia el SW, sin embargo, las direcciones de las flechas en su mayoría son bastante diagonales respecto al eje horizontal, lo que podría indicar que existe más de una influencia en la variación lateral de la conductividad para estos periodos.

Para los periodos cercanos a los 0.1s (recuadro verde en fig 5.11) se puede observar que para todas las estaciones hay bajos valores de skew ($\pm 3^\circ$) lo que indica que de igual forma hay una bidimensionalidad del medio. Se observa una clara tendencia hacia el W en la dirección de las flechas de inducción para todas las estaciones, lo que se puede observar de mejor manera en la figura 5.12 para tres periodos distintos, donde el medio más conductor se encuentra al W-SW de la ubicación de las estaciones MT.

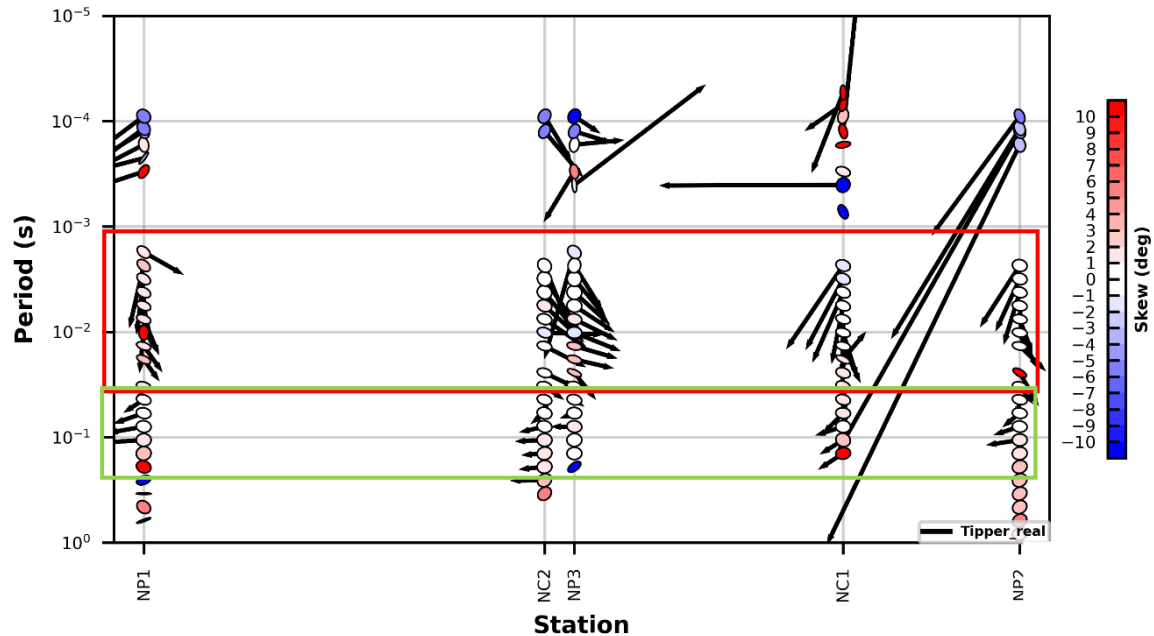
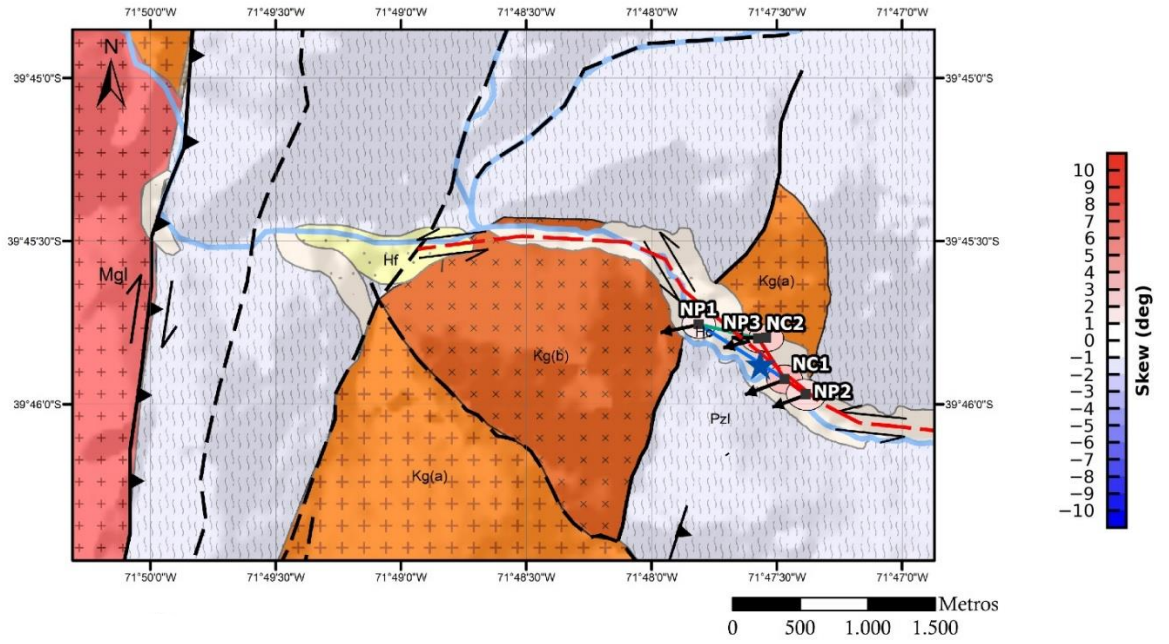


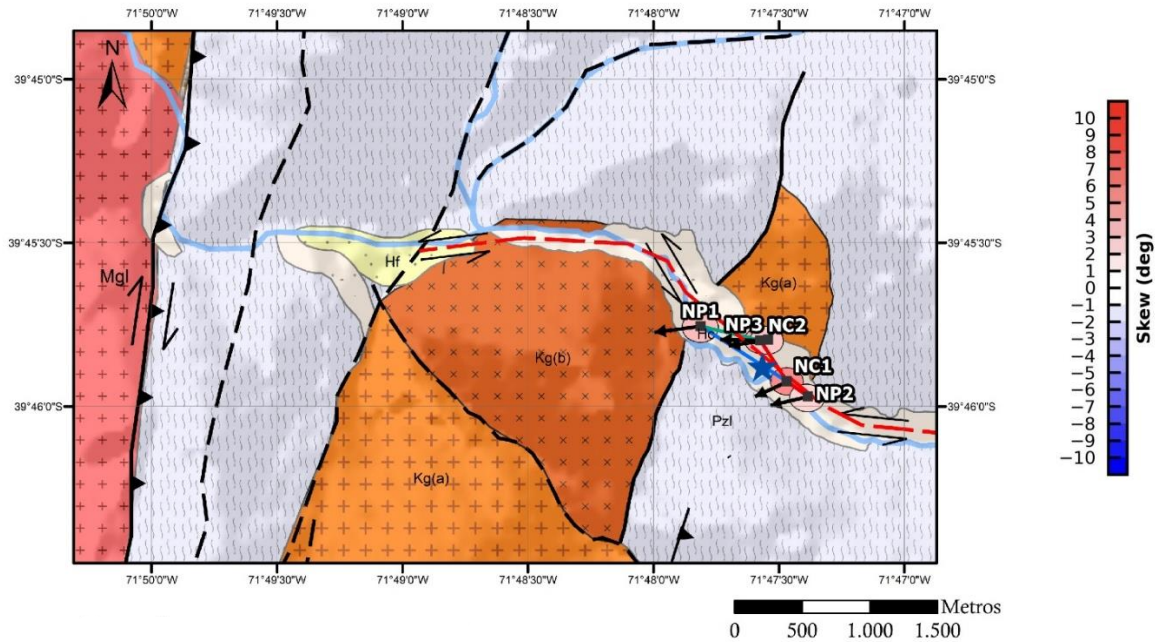
Figura 5.11 Tensor de fase y flechas de inducción para todas las estaciones en función del periodo. Las elipses en la gama de colores azul y rojo representan al tensor de fase, cada color representa un ángulo de skew entre 10 a -10° . Las flechas negras corresponden a las flechas de inducción, que apuntan hacia un cuerpo más conductor. El recuadro rojo representa los tensores de fase y flechas de inducción para periodos con valores entre 10^{-3} s y $10^{-1.5}$ s y el recuadro verde para periodos cercanos a 0.1s.

Para periodos bajos (10^{-4} s y 10^{-3} s) se observa una tendencia a altos valores de skew, lo que puede indicar una tridimensionalidad del medio para bajas profundidades. Del mismo modo las flechas de inducción para estos periodos apuntan a direcciones muy diversas y en magnitudes que también lo son, lo que no entrega información concreta respecto a una zona o cuerpo más conductor en niveles más superficiales, exceptuando la estación NP1 donde todas las flechas apuntan hacia el W-SW. Lo mismo ocurre para los periodos cercanos a 1s, en donde en general existe baja resolución de los datos.

Tensor de fase y flechas de inducción 0.076s



Tensor de fase y flechas de inducción 0.09s



Tensor de fase y flechas de inducción 0.1s

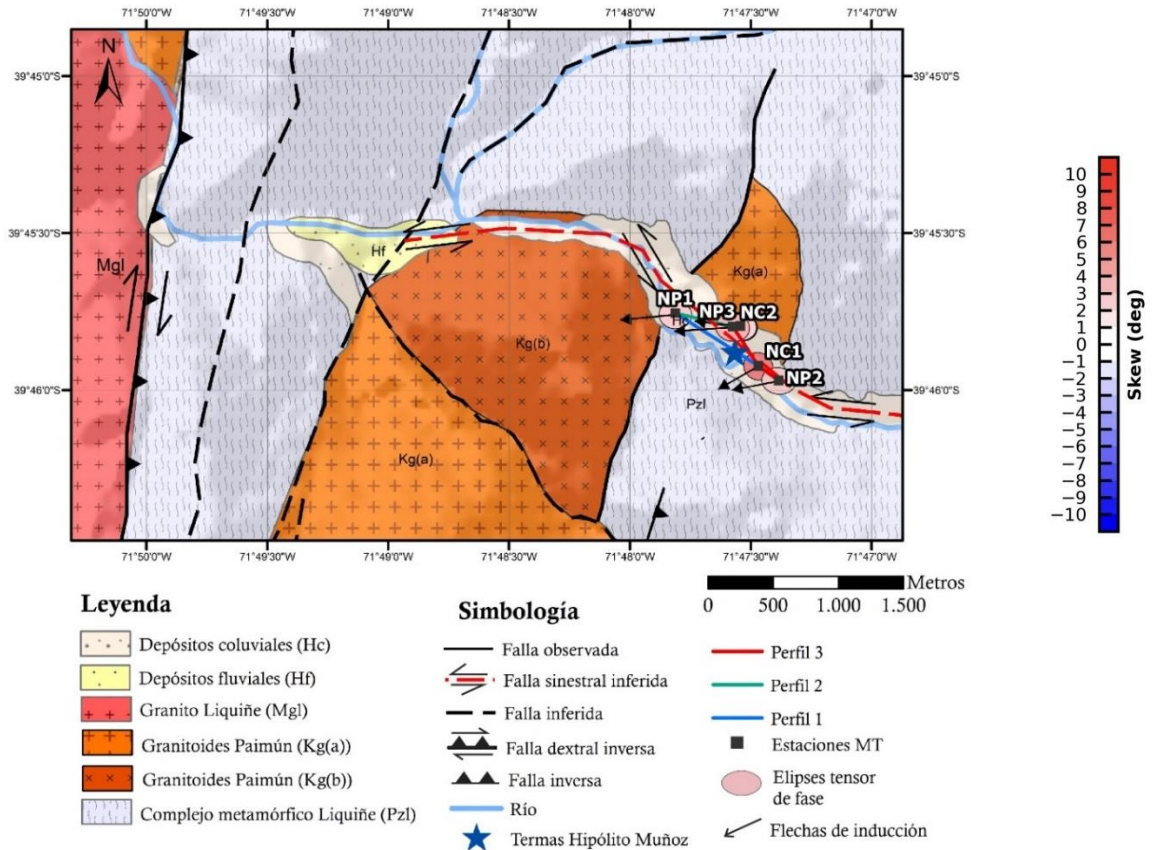


Figura 5.12. Tensor de fase y flechas de inducción para periodo de 0.1s, 0.09s y 0.076s.

5.3.3 Inversión 2D

Para la inversión de los datos se utiliza el software Winglink, el cual es un programa utilizado para el tratamiento de datos Magnetotelúricos. En este software son ingresados los datos de Tensor de Impedancias y Tipper, donde son visualizadas las curvas de Resistividad Aparente y Fase, y se analiza la suavidad y tendencia de las curvas. Dentro de sus herramientas, se pueden ocultar puntos fuera de tendencia, aplicar suavizado de curvas, y evaluar presencia de distorsiones galvánicas. Esto, a modo de poder obtener una mejor inversión 2D.

A continuación, se presentan los modelos de inversión 2D para tres perfiles dentro del área estudiada (fig. 5.9). Para estos modelos se modificó el ángulo de rotación del tensor de impedancia a 20°, que es la dirección del strike geoelectrico, con la finalidad de obtener un

modelo más representativo de la zona (el perfil de resistividad sin aplicar esta rotación se muestra en el anexo A.3.3).

Perfil 1

Corresponde a las estaciones NP1-NC1-NP2. Este perfil se encuentra dentro de las zonas más bajas del valle con un desnivel de 10 m aproximadamente. En la figura 5.13.a se observan tres zonas importantes: 1) Una capa superficial hasta los 60 m aprox. con resistividades bajo los 700 Ω m. 2) Una zona de alta resistividad (700 - >3000 Ω m) que se localiza en profundidades entre los 60-600 m desde la estación NP1 a NC1, y se profundiza en dirección E hacia donde se encuentra la estación NP2. 3) Una zona donde vuelve a disminuir la resistividad con valores desde los 110 a los 700 Ω m, y que va degradando a valores menos resistivos hacia el W a medida que aumenta la profundidad.

En la figura 5.13.b, se muestra con mayor detalle la zona 1 anteriormente mencionada, que corresponde a los niveles más someros de este perfil. Se puede observar dos áreas de bajas resistividades cercana a la estación NC1 y bajo la estación NP2, que se encuentran dentro de las inmediaciones de las termas de Hipólito Muñoz. Cercano a la estación NC1 el área de baja resistividad tiene una forma alargada horizontalmente y resistividades con valores entre 50 y 200 Ω m y bajo la estación NP2 resistividades entre 30 y 200 Ω m. Adicionalmente es importante destacar como la zona de resistividades entre los 700 y >3000 Ω m se extiende horizontalmente desde la estación NP1 y justo por debajo de las estaciones NC1 y NP2 se profundiza abruptamente.

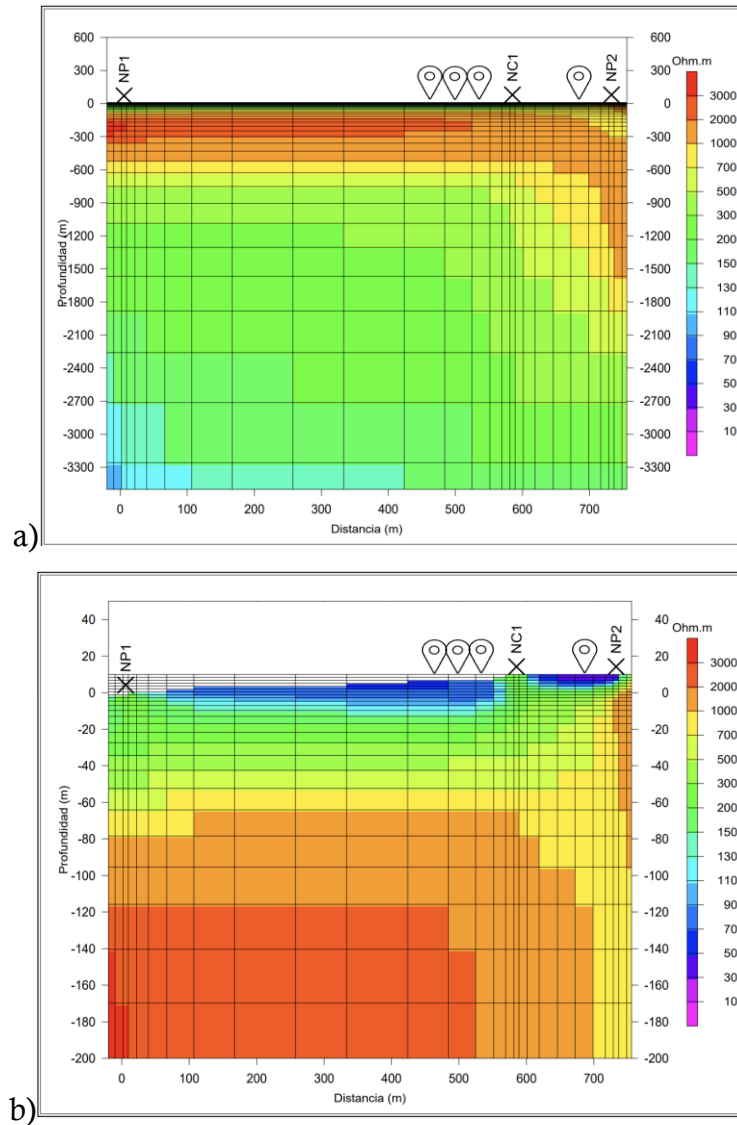


Figura 5.13. Perfil 1 generado a partir de las estaciones NP1-NC1-NP2. Figura a) muestra el perfil hasta la profundidad de 3400 m, y b) muestra el perfil hasta 200 m de profundidad. A la derecha de cada figura se muestra la paleta de colores y cada valor de resistividad asociado en Ω m. En la parte superior de la figura los iconos de ubicación muestran lugares de afloramiento termal.

Perfil 2

Corresponde a las estaciones NP1-NC2-NP3. Este perfil comienza por la zona más baja del valle y se extiende hacia el NE en dirección a la ladera N del valle, con un desnivel de 40 m aprox. En la figura 5.14.a se observan nuevamente tres zonas, 1) Es la zona más somera que abarca hasta los 80 m de profundidad y presenta resistividades entre 70-700 Ω m. 2) Esta área

posee las más altas resistividades (700- >3000 Ohm.m), se extiende lateralmente en todo el perfil y alcanza profundidades entre los 80-1000m, haciéndose mucho más profunda hacia el cerro, bajo las estaciones NC2 y NP3 alcanzado al menos los 3200 m de profundidad. 3) Finalmente una zona que se encuentra por debajo de los 1000 m de profundidad, que es más conductiva y alcanza resistividades que van disminuyendo en sentido SW desde los 700 a los 150 Ω m.

En la figura 5.14.b se muestra con mayor claridad los primeros 200 m de profundidad del perfil 2. Donde se observa la zona con resistividades entre 700 a >3000 Ω m, que se encuentra por debajo de los 80 m de profundidad en la estación NP1 y se extiende en dirección al cerro. Es importante destacar que por debajo de la estación NC2 hay un sector de muy alta resistividad (>3000 Ω m) con un espesor de 30 m aprox., que en profundidad disminuye a valores entre 1000 y 2000 Ω m, y luego vuelve a aumentar. Para la zona de menor resistividad (150-700 Ω m) se puede apreciar que tiene mayor espesor en la zona más baja del valle en la estación NP1 y va disminuyendo hacia el cerro. Además, se observa que los valores de resistividad van disminuyendo en dirección W.

Debido a la distancia entre estaciones, es probable que la calidad de los datos entre NP1 y NC2 disminuya, esto se ve reflejado en el tamaño de la grilla y las celdas entre estos puntos, que se hace más grande e indica que hay una sensibilidad más baja a las variaciones en la resistividad para estas zonas intermedias.

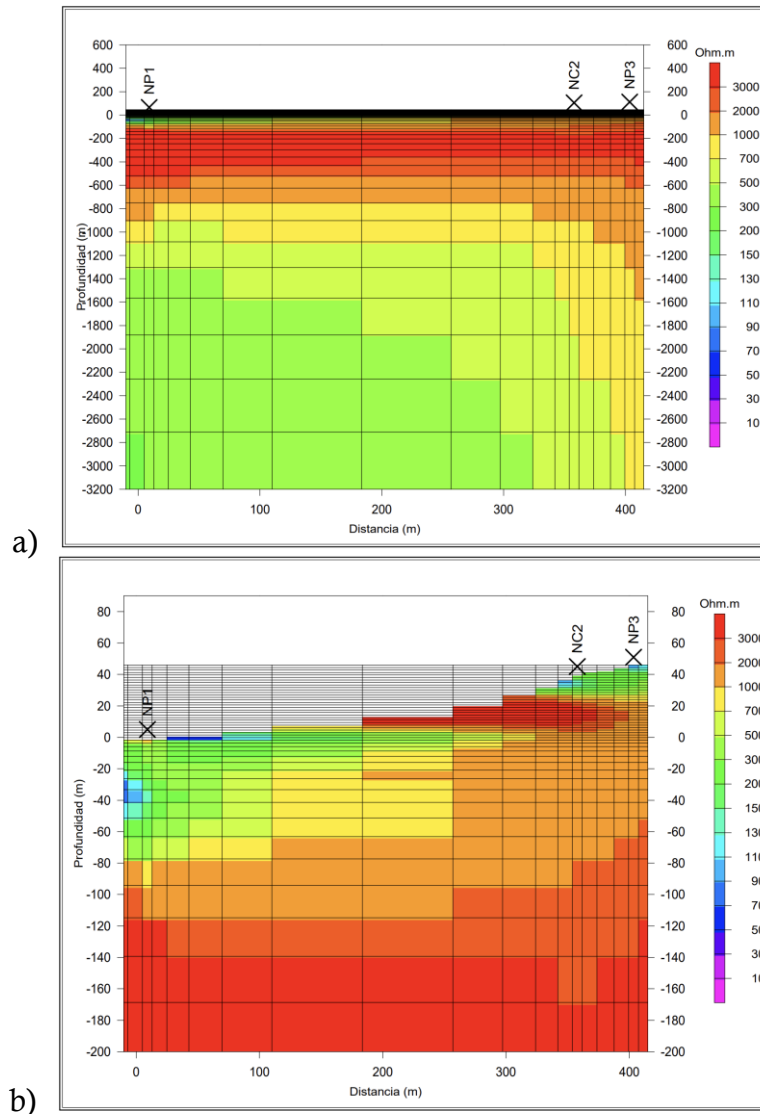


Figura 5.14 Perfil 2 generado a partir de las estaciones NP1-NC2-NP3. Figura a) muestra el perfil hasta la profundidad de 3200 m, y b) muestra el perfil hasta 200 m de profundidad. A la derecha de cada figura se muestra la paleta de colores y cada valor de resistividad asociado en Ω m.

Perfil 3

Corresponde a las estaciones NC2-NC1-NP2. Este perfil fue realizado desde el cerro en dirección a la parte más baja del valle (fig. 5.15.a), donde podemos observar una zona somera con resistividades bajo los 700Ω m hasta profundidades de 40 m y luego un gran bloque resistivo con valores entre 700 y $> 3000 \Omega$ m, que va disminuyendo su espesor gradualmente

a medida que se aleja del cerro. Posteriormente se transiciona a un sector menos resistivo hasta alcanzar valores entre 150-700 Ω m.

En la figura 5.15.b se muestran los primeros 200 m de profundidad para el perfil 3. La zona más importante por destacar es la zona que se encuentra entre las estaciones NC1 y NP2, donde la resistividad disminuye concéntricamente hasta valores de 70 Ω m. Además de las dos pequeñas áreas justo debajo de las estaciones que alcanzan los mismos valores de resistividad y que se encuentran muy someras en la superficie.

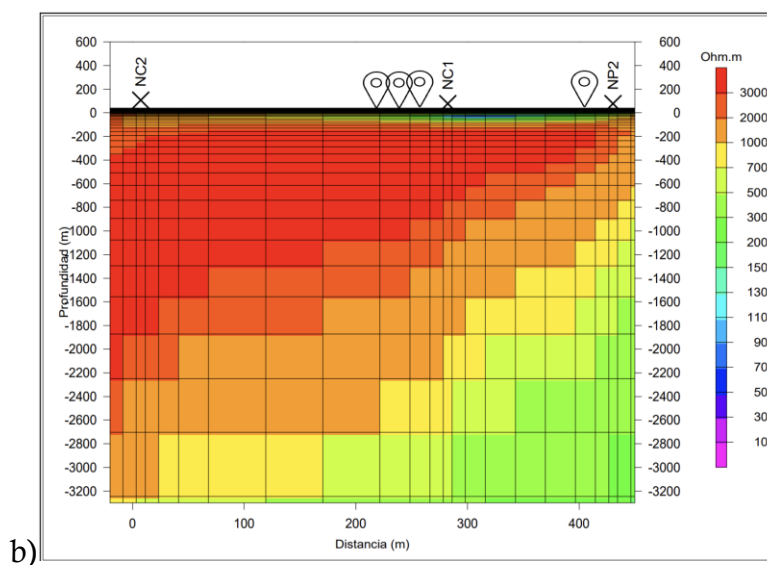
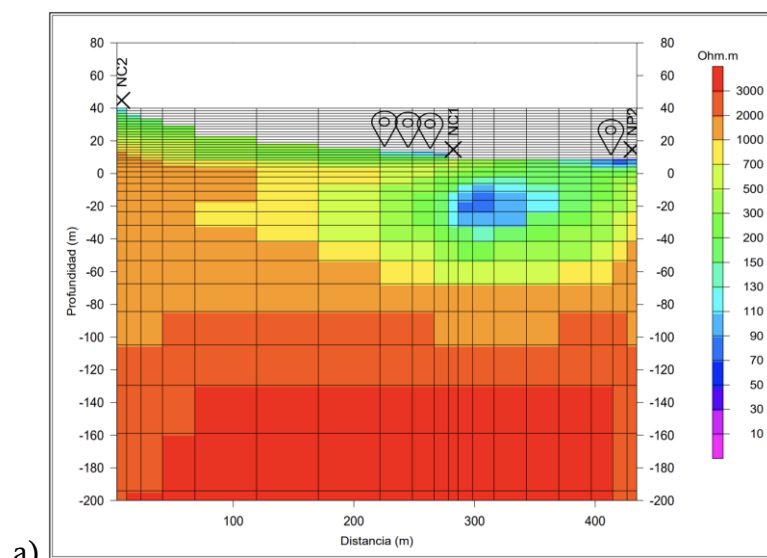


Figura 5.15 Perfil 3 generado a partir de las estaciones NC2-NC1-NP2. Figura a) muestra el perfil hasta la profundidad de 3300 m, y b) muestra el perfil hasta 200 m de profundidad. A la derecha de cada figura se muestra la paleta de colores y cada valor de resistividad asociado en Ω m. En la parte superior de la figura los iconos de ubicación muestran lugares de afloramiento termal.

Modelamiento Forward

Para validar el modelo y determinar la hasta que profundidad existe una buena resolución de los datos, se realiza un modelamiento *Forward* en el mismo software Winglink, en donde se propone una zona con una resistividad opuesta a lo que el modelo determina y se obtienen curvas sintéticas de resistividad aparente y fase, en donde se puede analizar si los resultados son congruentes o no con la situación ficticia que se plantea. Para esto se analiza el ajuste de las curvas sintéticas de TE y TM con las curvas originales. Si existe un desajuste de las curvas, entonces se puede inferir que existe una buena resolución de los datos para las profundidades donde se había propuesto estos nuevos valores de resistividad.

Se realizó un modelo *Forward* para el perfil 1, donde se simuló un bloque por debajo de los 3200 m de profundidad con resistividades entre 700 y 1000 Ω m (Anexo A.3.4). Para las curvas de resistividad aparente y fase resultantes del modelo sintético se puede notar que existe un desajuste para las tres estaciones. En NP2 se observa de mejor forma el desajuste para ambas curvas, debido a que tiene más profundidad de resolución que NP1 y NC1, sin embargo, en estas últimas dos igual se observa un desajuste más notorio de la curva de fase, la cual predice lo que ocurre con la resistividad eléctrica en profundidad, valores sobre 45° indican disminución de la resistividad y menores a 45° un aumento. En este caso, al desajustarse la fase indica que el modelo tiene sensibilidad a esa profundidad, y que también la resistividad es distinta a la de la capa que se está simulando. Finalmente se puede interpretar que los resultados obtenidos en la inversión 2D tienen sensibilidad a la profundidad que alcanzan y que hay una buena calidad de datos.

6. DISCUSIÓN

6.1 Reconocimiento geológico

Se logró el objetivo de reconocer y delimitar las unidades presentes en las zonas de mediciones MT. Las que corresponderían a tonalitas de la unidad intrusiva Kg(a) de Granitoides Paimún y a la unidad metamórfica Complejo metamórfico Liquiñe (Pzl). Lo que es de gran importancia para poder realizar una interpretación coherente de las resistividades entregadas por la inversión 2D.

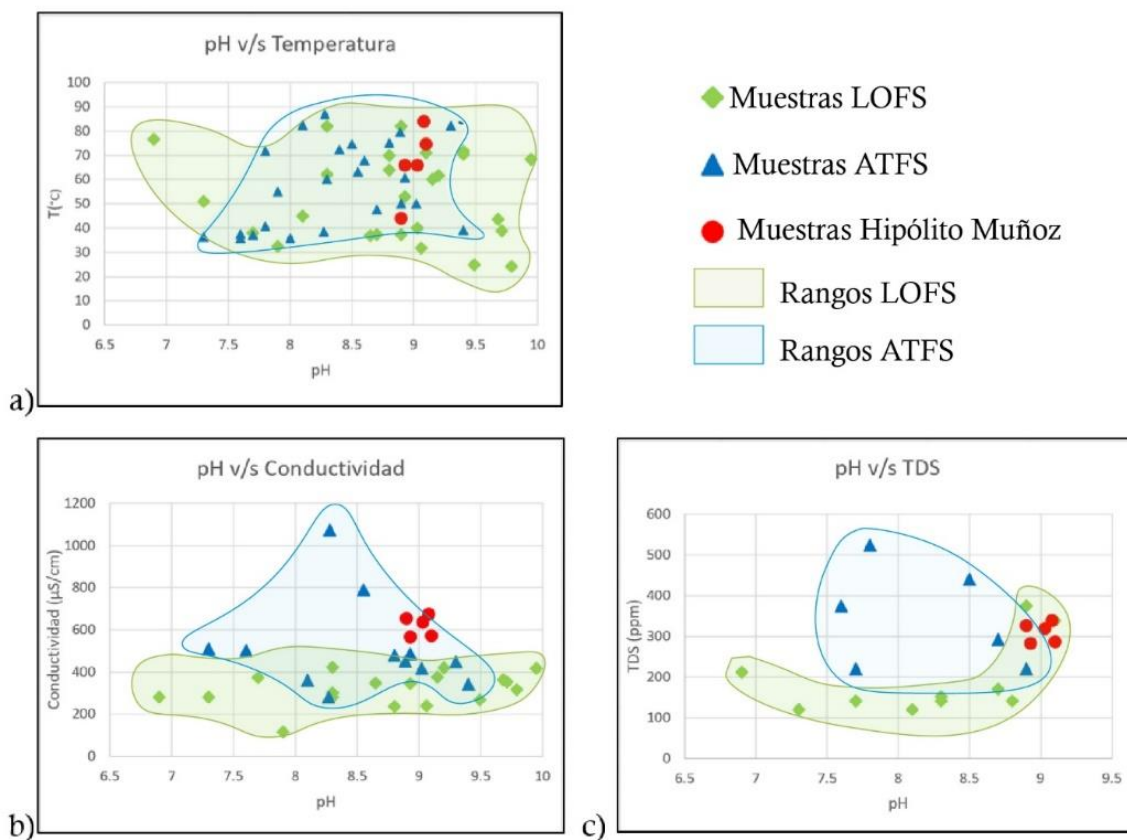
6.2 Parámetros fisicoquímicos

Para analizar de forma clara los resultados de los parámetros fisicoquímicos obtenidos en las termas de Hipólito Muñoz, se realizó una serie de gráficos de dispersión comparando parámetros como pH, temperatura, sólidos totales disueltos (TDS) y conductividad eléctrica, para diferentes afloramientos termales cercanos a el área de estudio, donde los autores Wrage et al. (2017), Sánchez et al. (2013) y Daniele et al. (2020), designaron como pertenecientes a los sistemas de fallas principales, LOFS y ATFS. Además, se recopilaron datos en estos mismos sitios termales obtenidos por autores como Held et al. (2018), Lemus et al. (2015) y Espinoza (2017), con el fin de proveer una base de datos más completa para los parámetros TDS y conductividad eléctrica (ver anexo A.2.2).

En la figura 6.1 se muestran los 5 gráficos de dispersión obtenidos, donde se plotean muestras de 13 sitios termales distintos, entre ellos las termas de Hipólito Muñoz. En el diagrama de pH v/s temperatura (fig. 6.1.a) se observa que los rangos de temperatura de fluidos termales para ambos sistemas de fallas son bastante similares, con la diferencia que en LOFS puede alcanzar temperaturas más bajas que ATFS, en un rango de 24-81°C y 35-86°C respectivamente. El rango de pH también es similar, pero LOFS puede alcanzar pH algo más alcalinos y más ácidos, de 6.9 - 9.95 y ATFS tiene un rango un poco más acotado, con valores de pH entre 7.3 a 9.4. En el gráfico se observa que en las muestras tomadas en este estudio

existe una similitud en los valores de pH (cercano a 9) aún cuando la temperatura fluctúa más de 30°C.

Para parámetros como TDS y conductividad eléctrica comparados con pH y temperatura, en las muestras de Hipólito Muñoz se observa una tendencia más clara a lo que se ha asignado como sistemas termales pertenecientes a ATFS (fig. 6.1. (b, c, d y e)), donde para conductividad existen valores principalmente por sobre los 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hasta cercano a 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y para TDS un rango entre 200 y 500 ppm aproximadamente. En cambio, para LOFS estos parámetros presentan valores en rangos más bajos, de entre 100-400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de conductividad y 100-200 ppm de sólidos totales disueltos, a excepción de dos muestras que corresponden a las termas de Carranco y Trafipán obtenidas por Held et al. (2016) que escapan un poco de esta tendencia con valores más altos de TDS (anexo A.2.2)



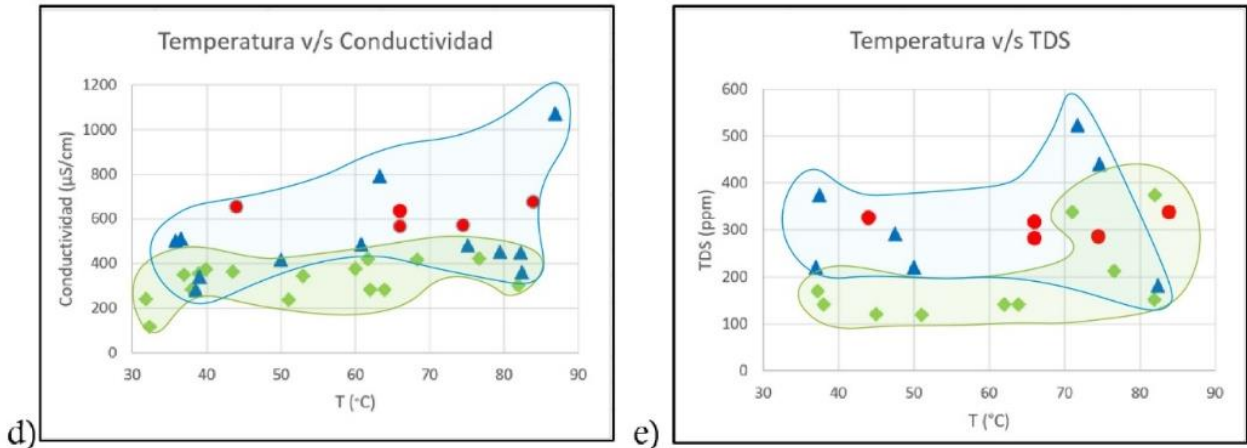


Figura 6.1 Gráficos de dispersión generados a partir de parámetros fisicoquímicos de afloramientos termales pertenecientes a los sistemas de falla LOFS y ATFS, obtenidos de Wrage et al. (2017), Sánchez et al. (2013), Daniele et al. (2020), Espinoza (2017), Held et al.(2016) y Lemus et al. (2015), y de los parámetros fisicoquímicos obtenidos en las termas de Hipólito Muñoz en este estudio.

6.3 Magnetotelúrica

Como resultado de la inversión 2D se obtuvieron 3 perfiles MT que alcanzan profundidades de resolución de hasta 3300 m aproximadamente (fig. 5.13, 5.14 y 5.15). En los perfiles se categorizaron cinco áreas según sus valores de resistividad, que se correlacionan con los distintos materiales y medios que conforman la zona de estudio(fig. 6.2, 6.3, 6.4 (c y d)).

R1 corresponde a rocas cristalinas con baja o nula presencia de fracturas, en este caso puede corresponder a la unidad tonalítica Kg(a) (fig. 6.2, 6.3, 6.4 (c y d)), para este tipo de rocas se designan resistividades por sobre los 1000 Ω m (Simpson & Bahr, 2005), en este caso alcanza valores entre 700 Ω m en las zonas externas del maciso rocoso y hasta 9000 Ω m en zonas más alejadas del valle bajo el cerro, la diferencia de resistividades puede ocurrir por diversas razones, entre ellas, interferencia de las frecuencias medidas entre el paso del medio con agua termal al medio cristalino, presencia de fracturas producto la intrusión de otros pulsos de la misma unidad o por actividad sísmica, por presencia de remanentes de la unidad metamórfica sobre la intrusiva, o algún grado de meteorización. La medición de puntos más distales al N

y S de valle podrían ayudar a restringir la zona de influencia de estos agentes en la resistividad de la roca.

La anomalía conductiva C2 representa sedimentos no consolidados saturados con agua termal, con resistividades entre 30-200 Ω m, esta se puede observar en el Perfil 1 (fig. 6.2.d), corresponde a una unidad que se extiende horizontalmente a lo largo del valle por sobre la roca cristalina y contiene depósitos de la unidad coluvial Hc que corresponde a rodados de la unidad metamórfica producto de la intrusión de la tonalita. Esto concuerda con lo planteado en el trabajo de Pérez-Estay et al. (2022) en cuanto a geometría y resistividades, donde utilizando la ley de Archie determinó que para las aguas del valle de Liquiñe, sedimentos saturados con agua termal alcanzan resistividades entre 19-200 Ω m y para los distintos tipos de agua superficial resistividades entre 200 y >3000 Ω m.

La zona resistiva R2 son cuerpos subhorizontales que se relacionan a sedimentos no consolidados parcial o totalmente saturados en agua superficial principalmente del río, los cuales pueden alcanzar resistividades desde 200 a >3000 Ω m (Pérez-Estay et al., 2022). En este contexto R2 se restringe a resistividades entre 200 a 700 Ω m, por sobre el cuerpo R1 que corresponde a roca cristalina, lo que se puede observar en las figuras 6.2, 6.3 y 6.4, en los apartados d y f.

La anomalía conductiva C1 es un cuerpo que se encuentra bajo R1, y se asigna como roca altamente fracturada parcial o totalmente saturada en agua termal, que podría corresponder a la unidad metamórfica, donde la intrusión de la unidad Kg y la cercanía a zonas de falla podrían aportar estas condiciones (Fig 6.2, 6.3, 6.4 (c y e)). Este cuerpo alcanza resistividades entre 150 y 700 Ω m, que puede indicar una zona de falla, como lo propone Pérez-Estay et al. (2022) en las mismas termas de Hipólito Muñoz. Por otro lado, podría corresponder a infiltración de aguas termales provenientes de una traza principal de LOFS como lo es planteado por Pavez (2015) para las termas de Palguin 36 km al norte del área de estudio. La zona C3 se encuentra dentro de C1 y pertenece a una zona aún más conductiva con resistividades entre 110 y 150 Ω m, bajo los 2400 m de profundidad (fig 6.2.c), que puede sugerir

la presencia de mayor temperatura, mayor volumen de fluidos termales, o un medio más poroso. Es importante considerar que las flechas de inducción apuntan hacia una zona más conductiva al W-SW de las estaciones, lo que es congruente con la disposición de las zonas C1 y C3. En el contexto estructural del área de estudio, la zona de falla propuesta por Perez-Estay (2022) y la infiltración de fluidos termales provenientes de una falla principal (Pavez, 2015) podrían suceder, incluso en conjunto, ya que en el valle se infiere una falla sinistral perteneciente a ATFS (Sánchez et al., 2013; Tardani et al., 2016; Daniele et al., 2020), y además existe una serie de trazas de LOFS al W de las estaciones MT, por donde podrían ascender fluidos a través de las fracturas de la unidad metamórfica. Sin embargo la extensión de los perfiles realizados no son suficientes para poder determinar con claridad estas hipótesis, serían necesarias más estaciones hacia el W y E del área para lograr ver en contraste con las trazas de LOFS y restringir la extensión del sistema geotermal. Además de mediciones perpendiculares el strike geoelectrico y en sentido N-S para observar la geometría de estas zonas conductivas C1 y C3 y corroborar la existencia de la falla sinistral inferida.

Perfil 1

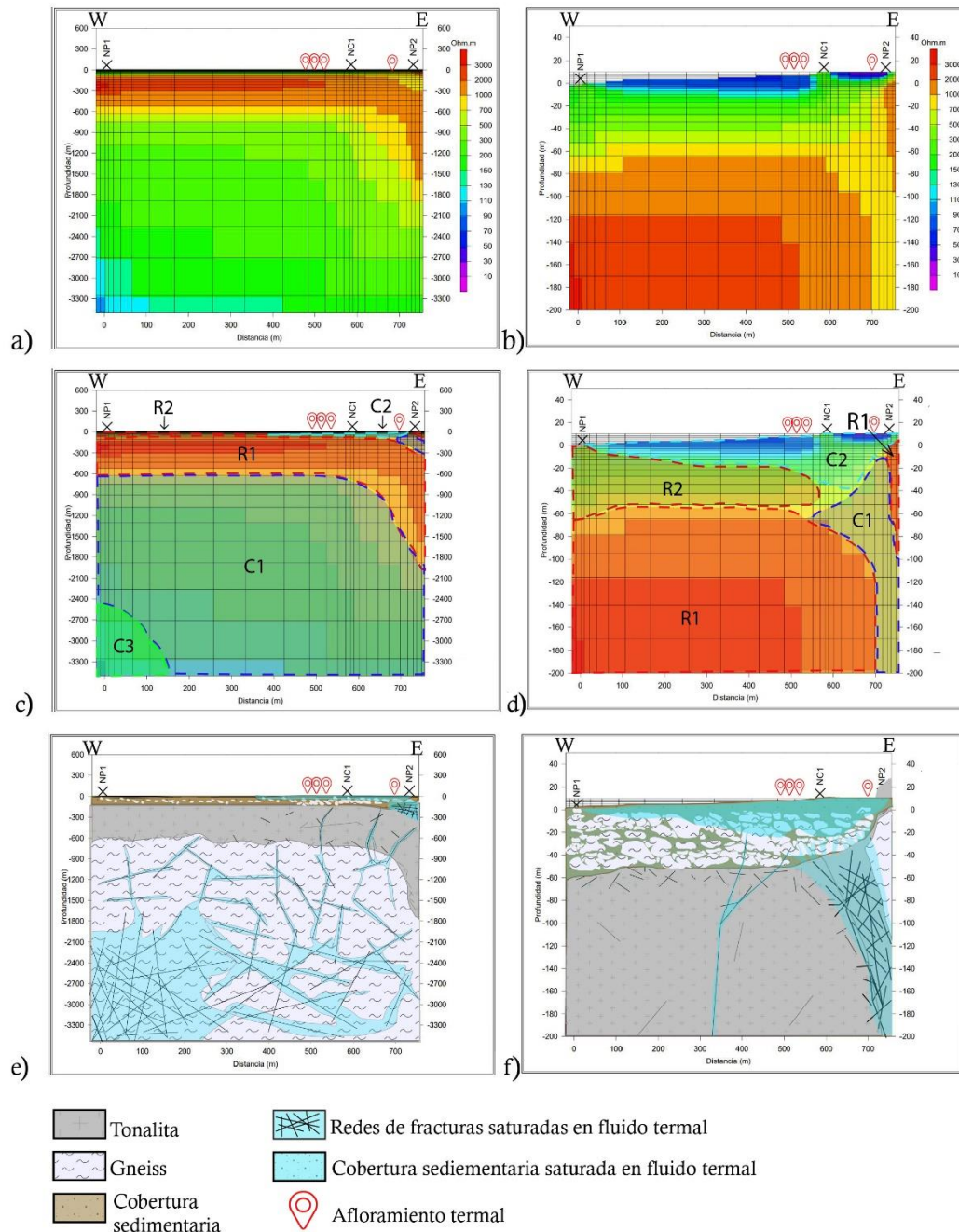


Figura 6.2. Perfil 1 generado a partir de las estaciones NP1-NC1-NP2. Figura a) inversión 2D hasta profundidad de 3400m y figura b) perfil hasta los 200m de profundidad. A la derecha de cada imagen se muestra la paleta de colores con sus respectivas resistividades. Figuras c) y d) perfiles con zonas de resistividad asociadas, conductivos C1, C2 y C3, y resistivos R1 y R2. Figuras e) y f) perfiles esquemáticos de la configuración geológica de la zona.

Perfil 2

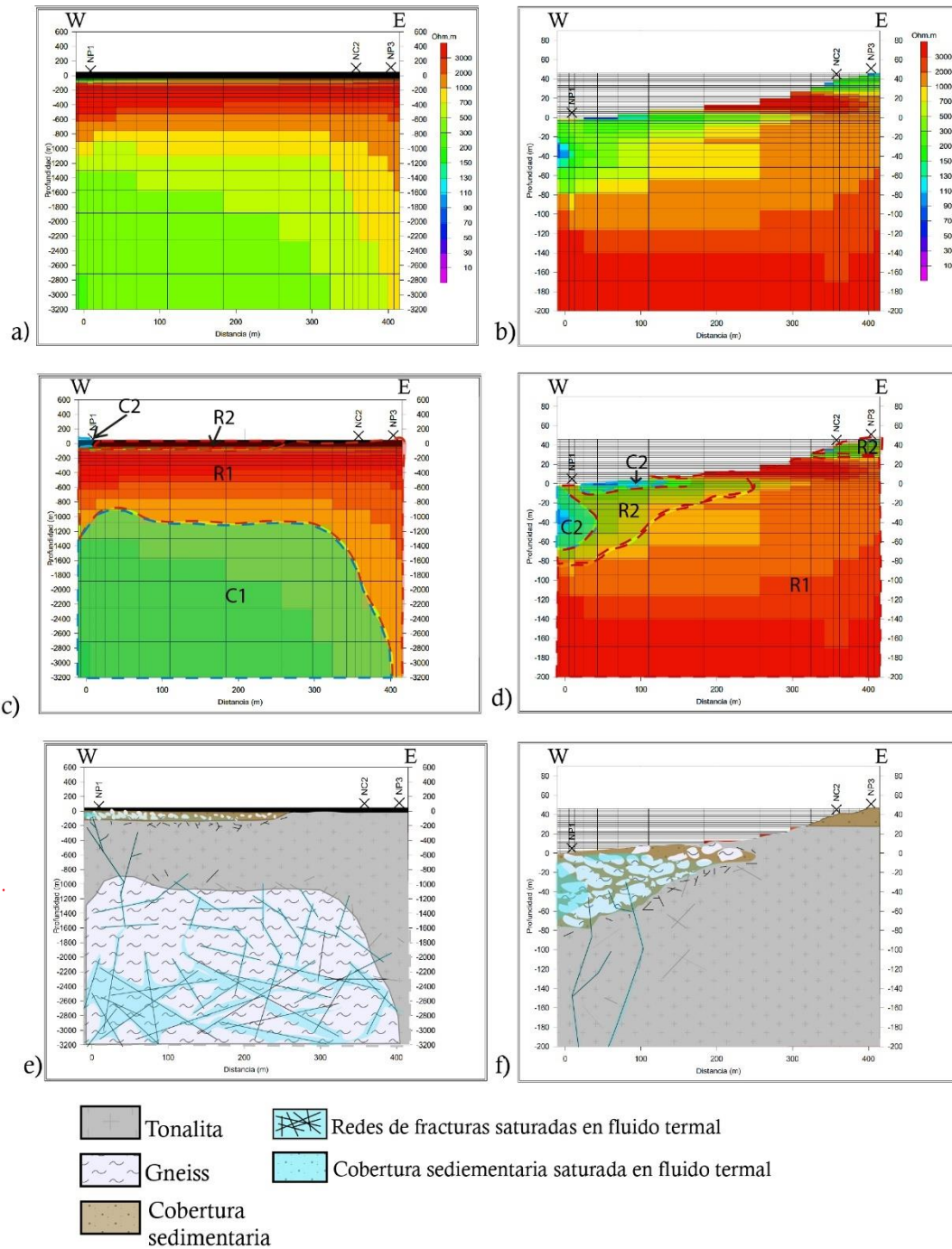


Figura 6.3. Perfil 2 generado a partir de las estaciones NP1-NC2-NP3. Figura a) inversión 2D hasta profundidad de 3200 m y figura b) perfil hasta los 200 m de profundidad. A la derecha de cada imagen se muestra la paleta de colores con sus respectivas resistividades. Figuras c) y d) perfiles con zonas de resistividad asociadas, conductivos C1 y C2, y resistivos R1 y R2. Figuras e) y f) perfiles esquemáticos de la configuración geológica de la zona

Perfil 3

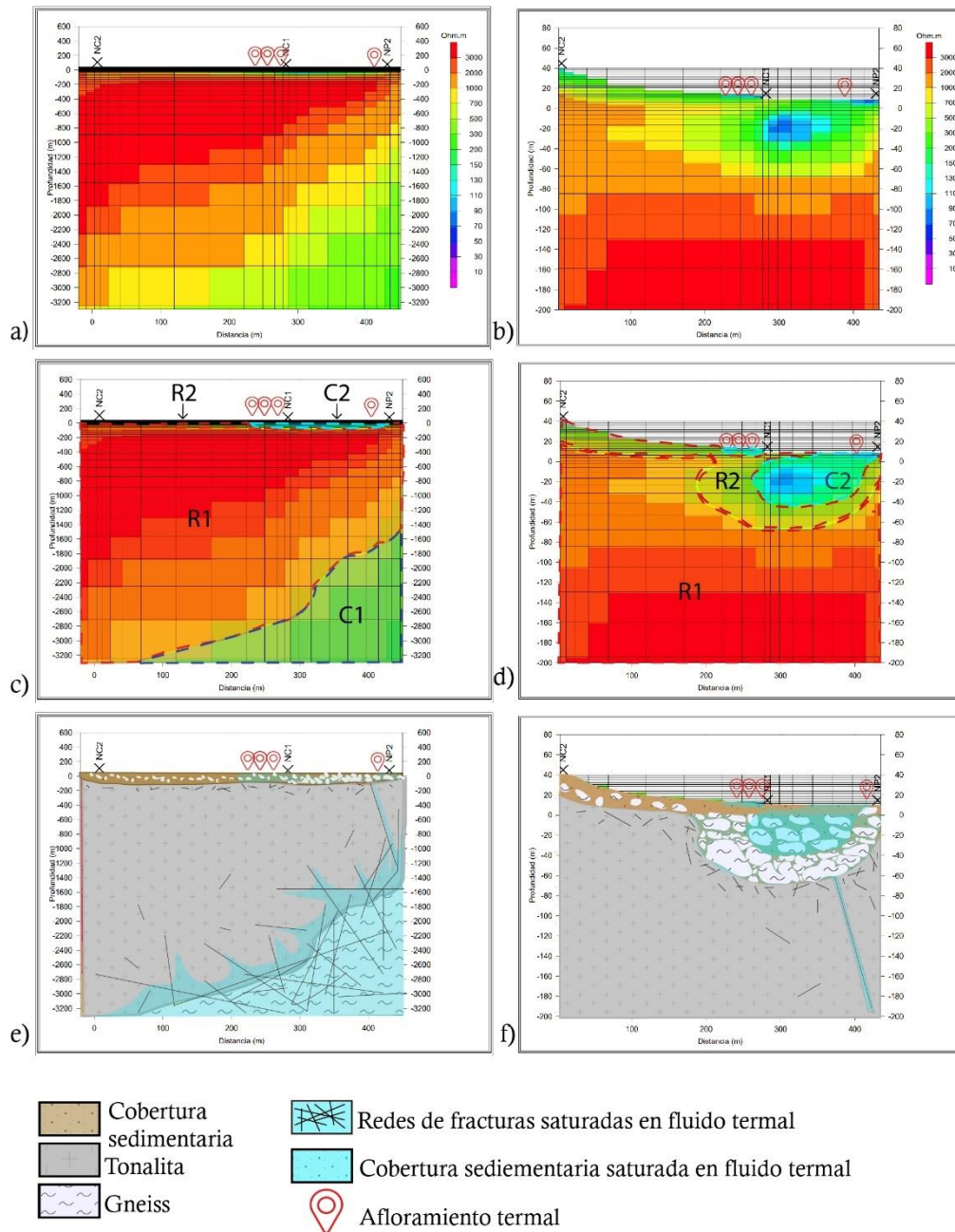


Figura 6.4 Perfil 3 generado a partir de las estaciones NC2-NC1-NP2. Figura a) inversión 2D hasta profundidad de 3200 m y figura b) perfil hasta los 200 m de profundidad. A la derecha de cada imagen se muestra la paleta de colores con sus respectivas resistividades. Figuras c) y d) perfiles con zonas de resistividad asociadas, conductivos C1 y C2, y resistivos R1 y R2. Figuras e) y f) perfiles esquemáticos de la configuración geológica de la zona.

A partir de los perfiles generados en las figuras 6.2, 6.3 y 6.4, se realizó un modelo geológico de la dinámica de los fluidos termales en el sistema geotermal de Hipólito Muñoz (fig. 6.5). En donde se observan las unidades Kg(a) y Kg(b) intruyendo por la traza de falla perteneciente a LOFS, y fracturando a la unidad metamórfica. También se muestra como los fluidos se concentran en mayores volúmenes a los 3.300 m de profundidad, al SW de los afloramientos termales, que correspondería a la ubicación las estaciones MT NC1 y NP2. Estos fluidos ascienden por fracturas que van perdiendo densidad a medida que acerca a la superficie, y traspasan la unidad intrusiva a través de fracturas aisladas o por la zona de contacto entre la unidad metamórfica y el intrusivo (como se grafica en la figura 6.2.f). Además, se muestra la falla dextral inversa que está 4 km al W del área de estudio (Daniele et al. 2020) y la falla sinistral inferida que pasa por el valle (Sánchez et al., 2013; Tardani et al., 2016; Daniele et al., 2020), para recalcar la posible influencia de estas en la circulación y vías de ascenso de fluidos.

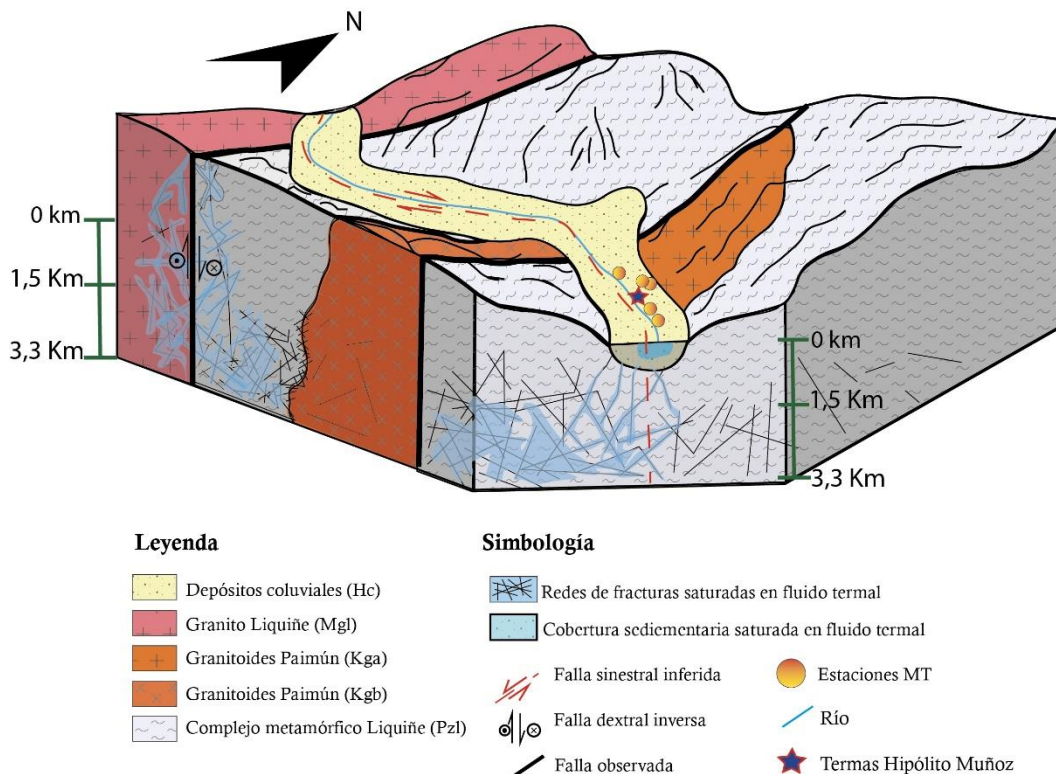


Figura 6.5 Modelo esquemático de las vías de ascenso de fluidos termales en Hipólito Muñoz. Modificado de Daniele et al. (2020).

7. CONCLUSIÓN

En el desarrollo de este estudio se obtuvieron avances significativos en el entendimiento de la dinámica de las vías de acenso de fluidos del sistema geotermal de Hipólito Muñoz y su relación con los principales sistemas de control estructural de la zona, evidenciando la presencia de zonas o cuerpos conductivos en profundidad con una tendencia al W-SW del área de estudio.

El análisis mediante gráficos de dispersión de parámetros fisicoquímicos medidos en las muestras de agua termal de Hipólito Muñoz, con muestras de otros sistemas geotermales cercanos al área de estudio, clasificadas como provenientes de LOFS o ATFS, sugiere que las aguas termales de Hipólito Muñoz presentan una tendencia a lo que se ha definido anteriormente como procedente de ATFS.

Por otra parte, con los resultados del método magnetotelúrico, como el strike geoelectrico, tensor de fase y flechas de inducción, principalmente en los periodos cercanos a 0.1s, se muestra la existencia de un medio más conductor hacia el W-SW del área de estudio. Además, la inversión 2D muestra la existencia de un medio cristalino con resistividades sobre los 700 Ω m hasta los 600 m de profundidad, y bajo eso, hasta al menos los 3300 m, el medio pasa a ser mucho más conductor, con resistividades que disminuyen en dirección W hasta alcanzar los 110 Ω m.

Se concluye de estos resultados un modelo conceptual que propone la existencia de una roca altamente fracturada perteneciente a la unidad metamórfica Pzl, donde las fracturas ocurren probablemente producto del sistema de fallas NS que afecta la zona y también por del emplazamiento de la unidad intrusiva Kg. Se sugiere que los fluidos ascienden a través de las fracturas desde una fuente que se encuentra más al W-SW de las estaciones MT y se emplazan sobre la roca cristalina dentro de la cobertura sedimentaria de forma horizontal en la dirección del valle. Sin embargo, no se puede determinar con claridad la procedencia de los fluidos termales ni la existencia de la falla sinistral perteneciente a ATFS que se ha inferido en el área

de estudio, debido a los alcances de los resultados obtenidos, restringidos principalmente por la dificultad en los accesos a zonas de potencial medición.

Para estudios futuros se propone la realización de mediciones más profundas de estaciones MT, ubicadas perpendicular y paralelo al strike geoelectrico, y en zonas más alejadas de las termas, además de mediciones de ambos lados de las estructuras observadas e inferidas en la zona, con el fin ampliar la perspectiva del estudio y lograr establecer las procedencias de los fluidos y sus vías de ascenso.

En última instancia, los hallazgos obtenidos contribuyen significativamente al conocimiento de la dinámica del sistema geotermal Hipólito Muñoz y sientan las bases para investigaciones futuras que puedan abordar con mayor profundidad la complejidad de este sistema.

REFERENCIAS

- Ajithabh, K., & Patro, P. K. (2023). SigMT: An open-source Python package for magnetotelluric data processing. *Computers & Geosciences*, 171, 105270.
- Astudillo-Sotomayor, L., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Cortés-Aranda, J., Tassara, A., & Strecker, M. R. (2021). Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile. *Scientific reports*, 11(1), 5970. https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC7966773/pdf/41598_2021_Article_85036.pdf
- Baars, R. M., Owens, L., Tobin, H., Norman, D., Cumming, W., & Hill, G. (2006). Exploration and targeting of the Socorro, New Mexico direct use geothermal exploration well, a Gred III project. Proceedings 31st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, SGP-TR-179,
- Barcelona, H., Favetto, A., Pomposiello, C., & Peri, G. (2013). EVIDENCIA MAGNETOTELURICA DE FLUIDOS GEOTERMALES PROFUNDOS EN VALLE DEL CURA, SAN JUAN, ARGENTINA. *Latinmag Letters*, 3.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605-635.
- Cande, S., Leslie, R., Parra, J., & Hobart, M. (1987). Interaction between the Chile Ridge and Chile Trench: geophysical and geothermal evidence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1), 495-520.
- Cembrano, J., & Moreno, H. (1994). Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38 S y 46 S: ¿ Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente. Congreso geológico chileno,
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., & Sanhueza, A. (2000). Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319(2), 129-149.
- Chave, A. D., & Jones, A. G. (2012). *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Clima y vegetación Región de los Ríos*. Biblioteca del Congreso Nacional. <https://www.bcn.cl/siit/nuestropais/region14/clima.htm>
- Comeau, M. J. (2015). Electrical resistivity structure of the Altiplano-Puna magma body and Volcan Uturuncu from magnetotelluric data.
- Conde Serra, A. (2019). Interpretación de los Resultados de la Prospección Magnetotelúrica (MT) del Sistema Geotermal del Sector Sudeste de la Cuenca de Tucumán y su Extensión en la Provincia de Santiago del Estero.

- Corbo, F. (2006). Modelo geofísico del acuífero guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina. *Posgrado de Ciencias de la Tierra. Centro de Geociencias, Juriquilla, Queretaro: Universidad Nacional Autónoma de México.*
- Daniele, L., Taucare, M., Viguier, B., Arancibia, G., Aravena, D., Roquer, T., Sepúlveda, J., Molina, E., Delgado, A., & Muñoz, M. (2020). Exploring the shallow geothermal resources in the Chilean Southern Volcanic Zone: Insight from the Liquiñe thermal springs. *Journal of Geochemical Exploration*, 218, 106611.
- Egbert, G. D. (1997). Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, 130(2), 475-496.
- Espinoza, A. I. (2017). Estadística multivariante y geotermometría multicomponente de las manifestaciones termales del área Pucón-Liquiñe, IX Región de La Araucanía y XIV Región de Los Ríos, Chile.
- Folguera, A., & Ramos, V. (2000). Control estructural del volcán Copahue (38° S–71° O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36–39° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(3), 229-244.
- Gräfe, K., Glodny, J., Seifert, W., Rosenau, M., & Echtler, H. (2002). Apatite fission track thermochronology of granitoids at the South Chilean active continental margin (37° S-42° S): implications for denudation, tectonics and mass transfer since the Cretaceous. 5th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)(Toulouse, France 2002),
- Held, S., Schill, E., Pavez, M., Díaz, D., Muñoz, G., Morata, D., & Kohl, T. (2016). Resistivity distribution from mid-crustal conductor to near-surface across the 1200 km long Liquiñe-Ofqui Fault System, southern Chile. *Geophysical Journal International*, 207(3), 1387-1400.
- Held, S., Schill, E., Schneider, J., Nitschke, F., Morata, D., Neumann, T., & Kohl, T. (2018). Geochemical characterization of the geothermal system at Villarrica volcano, Southern Chile; Part 1: Impacts of lithology on the geothermal reservoir. *Geothermics*, 74, 226-239.
- Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia).
- Hunt, R. E. (2005). *Geotechnical engineering investigation handbook*. Crc Press.
- Jordán, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341-361.
- Kaasalainen, H., & Stefánsson, A. (2012). The chemistry of trace elements in surface geothermal waters and steam, Iceland. *Chemical Geology*, 330, 60-85.

- Kalberkamp, U., Chiragwile, S., Mwano, J., Delvaux, D., Schaumann, G., Ndonde, P., & group, G. w. (2010). Surface Exploration of a Viable Geothermal Resource in Mbeya Area, SW Tanzania- Part III: Geophysics.
- Krieger, L., & Peacock, J. R. (2014). MTpy: A Python toolbox for magnetotellurics. *Computers & Geosciences*, 72, 167-175.
- Lavenu, A., & Cembrano, J. (1999). Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1669-1691.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., & Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46 S). *Andean geology*, 22(2), 219-234.
- Melnick, D., & Echtler, H. P. (2006). Morphotectonic and geologic digital map compilations of the south-central Andes (36–42 S). In *The Andes: Active Subduction Orogeny* (pp. 565-568). Springer.
- Murdie, R. E., & Russo, R. M. (1999). Seismic anisotropy in the region of the Chile margin triple junction. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(3), 261-270.
- Pavez, M. (2015). Estudio de resistividad eléctrica mediante magnetotelúrica, en la zona de falla Liquiñe-Ofqui entorno volcán Villarrica.
- 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*, 400, 106913.
- Pérez-Estay, N., Molina-Piernas, E., Roquer, T., Aravena, D., Vargas, J. A., 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*, 104, 102435.
- Piedra, P., Habit, E., Oyanedel, A., Colin, N., Solis-Lufí, K., González, J., Jara, A., Ortiz, N., & Cifuentes, R. (2012). Patrones de desplazamiento de peces nativos en el Río San Pedro (cuenca del Río Valdivia, Chile). *Gayana (Concepción)*, 76, 59-70.
- Pommier, A., & Le-Trong, E. (2011). "SIGMELTS": A web portal for electrical conductivity calculations in geosciences. *Computers & Geosciences*, 37(9), 1450-1459.
- Pous, J., & Marcuello, A. (2003). El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. *Boletín Geológico y Minero, de España*, 114.
- Precipitación Histórica de la Estación Pichoy, Valdivia Ad. (390006)*. (2023). <https://climatologia.meteochile.gob.cl/application/historico/aguaCaidaHistoricaMensual/390006>

- Rodi, W., & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187.
- Rosenau, M., Melnick, D., & Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25(4). <https://doi.org/10.1029/2005tc001943>
- 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*, 55(11), 1384-1400.
- Simpson, F., & Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Singarimbun, A., Gaffar, E. Z., & Tofani, P. (2017). Modeling of Reservoir Structure by Using Magnetotelluric Method in the Area of Mt. Argopuro, East Java, Indonesia. *Journal of Engineering & Technological Sciences*, 49(6).
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Tardani, D., Reich, M., Roulleau, E., Takahata, N., Sano, Y., Pérez-Flores, P., Sánchez-Alfaro, P., Cembrano, J., & Arancibia, G. (2016). Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra-arc fault system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 184, 193-211.
- Unsworth, M., & Bedrosian, P. A. (2004). Electrical resistivity structure at the SAFOD site from magnetotelluric exploration. *Geophysical research letters*, 31(12).
- Uribe Marín, M. (2015). Aplicación del Método Magnetotelúrico (MT) en dos zonas con posible potencial geotérmico ubicadas en la XI Región de Aysen, Chile. *Chile: Universidad de Concepción*.
- Valdivinos, C., Habit, E., Jara, A., Piedra, P., González, J., & Salvo, J. (2012). Dinámica espacio-temporal de 13 especies de peces nativos en un ecotono lacustre-fluvial de la Cuenca del Río Valdivia (Chile). *Gayana (Concepción)*, 76, 01-09.
- Von Igel Grisar, W. (2012). Estudio cuencas principales Región de Los Ríos.
- Wrage, J., Tardani, D., Reich, M., Daniele, L., Arancibia, G., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, 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*, 466, 545-561.

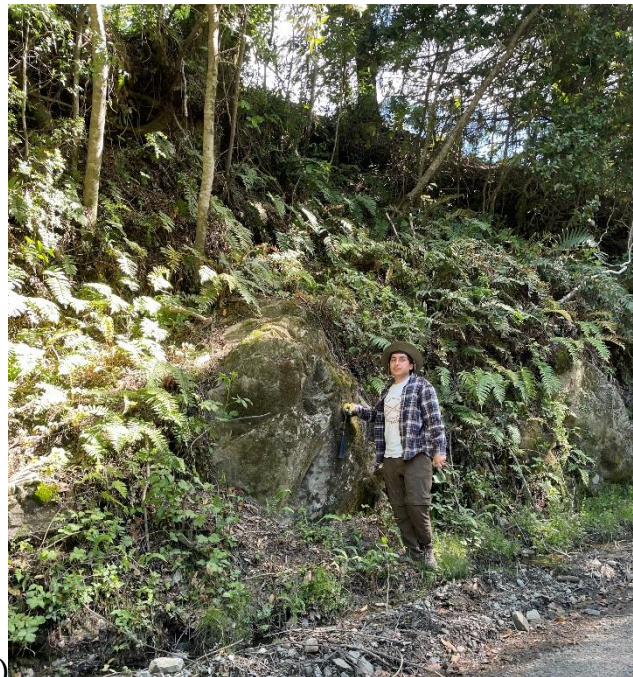
ANEXOS

A.1 Reconocimiento geológico

A.1.1 Afloramientos y cobertura sedimentaria para puntos RP4 (a) y RP9 (b).



a)



b)

A.2 Parámetros fisicoquímicos

A.2.1 Ubicación de muestras de agua medidas.

Código muestra	Latitud	Longitud
NMP1	39°45'57.20"S	71°47'25.51"W
NMP2	39°46'0.60"S	71°47'17.25"W
NMP3	39°45'54.00"S	71°47'29.00"W
NMP4	39°45'54.14"S	71°47'29.66"W
NMP5	39°45'54.00"S	71°47'28.00"W

A.2.2 Parámetros fisicoquímicos de otros autores para LOFS (a) y ATFS(b).

LOFS					
Autor	Terma	pH	T (°C)	Conductividad (μS/cm)	TDS (ppm)
Sánchez (2013)	Trifupán	8.9	37.3		
	Liquiñe	9.4	71.7		
	Liquiñe	9.4	71.4		
	Liquiñe	8.8	70		
	Liquiñe	9.4	70.4		
Wrage (2017)	Quimey-Co	8.1	45		120
	Trafipán	8.7	37.2		170
Daniele (2020)	Trafipán	8.65	36.9	349	
	Fucha	9.68	43.5	364	
	Fucha	9.49	24.9	268	
	Fucha	9.71	38.9	354	
	Fucha	9.06	31.8	240	
	Fucha	9.79	24.1	317	
	La Armada	9.95	68.3	417	
	La Armada	9.15	60	376	
	La Armada	7.9	32.3	116	
	La Armada	8.93	52.9	345	
Held (2018)	Rayen-Co	9.2	61.7	420	
	Carranco	8.9	82		375
Lemus (2014)	Liquiñe	9.1	71		338
	Liquiñe	8.3	62	282	141
	Carranco	8.3	81.9	302	151
	Carranco	6.9	76.6	423	212
	Rayen-Co	8.8	63.9	282	141
	Trafún	7.3	51	238	119
	Trafipán	7.7	38	282	141
Espinoza (2017)	Trafipán	9.03	39.9	374	

a)

ATFS					
Autor	Terma	pH	T (°C)	Conductividad (μS/cm)	TDS (ppm)
Sánchez (2013)	Geométricas	8.4	72.4		
	Rincón	8	35.7		
	Vergara	7.8	40.7		
	Coñaripe	7.9	55		
	Coñaripe	8.6	68		
Wrage (2017)	Coñaripe	8.3	60		
	Palguín	8.9	50		220
	Rincón	7.7	37		220
Daniele (2020)	Coñaripe	8.5	74.6		440
	Hipolito Muñoz	8.93	60.8	486	
	Hipolito Muñoz	8.89	79.4	452	
	Hipolito Muñoz	8.8	75.1	480	
Held (2018)	Palguín	8.7	47.5		292
	Coñaripe	7.8	71.7		524
Lemus (2014)	Rincón	7.6	37.5		375
	Hipolito Muñoz	8.1	82.4	361	181
	Rincón	7.3	36.5	511	
Espinoza (2017)	Rincón	7.6	35.8	503	
	Palguín	9.02	50	418	
	Palguín	8.27	38.5	282	
	Palguín	9.4	39	342	
	Coñaripe	8.55	63.3	791	
	Geométricas	8.28	86.9	1073	
	Hipolito Muñoz	9.3	82.2	448	

b)

A.3 Magnetotélúrica

A.3.1 Ecuaciones de Maxwell

El punto de partida para entender el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos que ocurren en la Tierra son las ecuaciones de Maxwell que describen los fenómenos electromagnéticos de la naturaleza (Uribe Marin, 2015), y corresponden a:

- (1) Ley de inducción de Faraday: Postula que la variación en el campo magnético induce un campo eléctrico.

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

- (2) La ley de Ampere: Explica que la circulación de la intensidad del campo magnético en un entorno cerrado es proporcional a la corriente que recorre en ese entorno, donde se suponen despreciables los desplazamientos de corriente a lo largo de las variaciones en el tiempo.

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

- (3) La ley de Gauss para el magnetismo: Establece que el flujo magnético a través de cualquier superficie cerrada es siempre cero.

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

- (4) La ley de Gauss: Señala que las cargas eléctricas son la fuente de un campo eléctrico.

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

Siendo:

- \vec{E} : Vector del campo eléctrico [V/m]
- \vec{B} : vector de inducción magnética [T]
- \vec{H} : es el vector del campo magnético [A/m],
- \vec{J} es la densidad de corriente eléctrica debido a cargas libres [A/m²]

- \vec{D} : El vector de desplazamiento eléctrico [C/m²]
- ρ_v : la densidad de carga eléctrica debido a cargas libres [C/m³].

Las componentes vectoriales de las ecuaciones de Maxwell están descritas por las ecuaciones constitutivas, las que relacionan las características del medio, y como responde éste a los campos, es decir, la interacción campo electromagnético-materia. En estas ecuaciones se asumen un medio homogéneo, lineal e isótropo.

- (5) Primera ecuación constitutiva: Donde σ [S/m] corresponde a la conductividad eléctrica de la sustancia y responde a las cargas libres de un medio en presencia de un campo eléctrico externo.

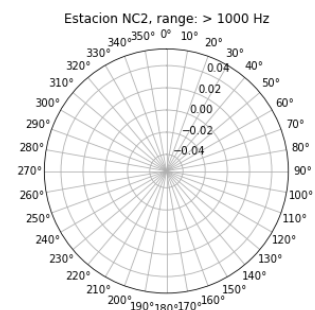
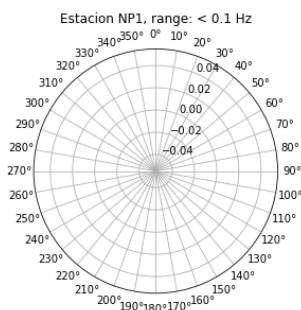
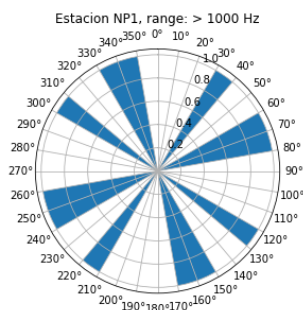
$$\vec{J} = \sigma \vec{E}$$

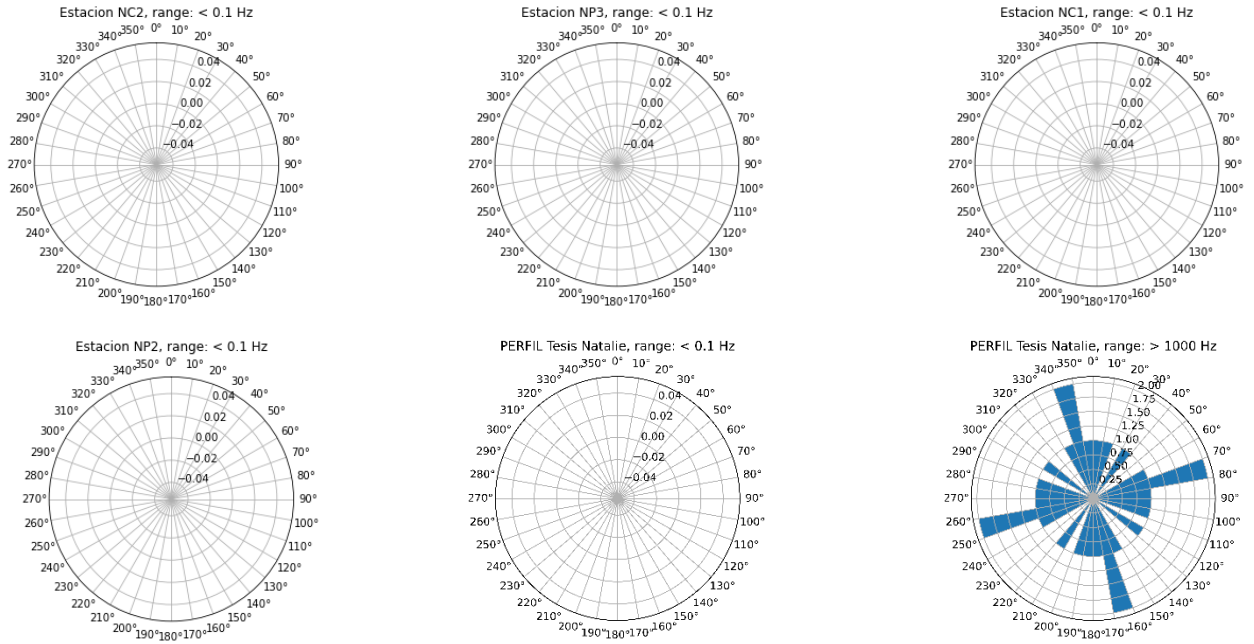
- (6) Segunda ecuación constitutiva: Donde ϵ [F/m] corresponde a la permitividad eléctrica de un material al polarizarse en respuesta a un campo eléctrico y de esa forma cancelar el campo dentro del material.

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

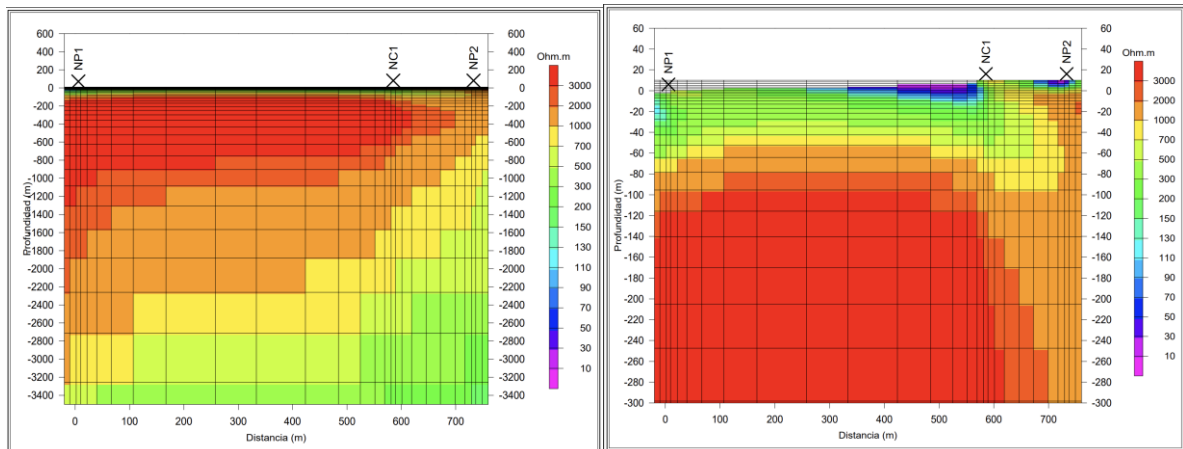
- (7) Tercera ecuación constitutiva: donde μ [H/m] es la permeabilidad eléctrica, que es la permeabilidad del material en el que se está trabajando.

A.3.2 Strike geoelectrico para frecuencias que no fueron concluyentes.





A.3.3 Perfil 1 antes de la rotación del tensor de impedancia.



A.3.4 Modelamiento forward (a) y curvas de resistividad aparente y fase (b).

